

551.4
М135

А.О. Мазарович

СТРОЕНИЕ ДНА
МИРОВОГО
ОКЕАНА
И ОКРАИННЫХ
МОРЕЙ
РОССИИ



УДК 551.242
ББК 26.323
М 57

Ответственные редакторы:
академик Е.Е. Милановский,
доктор геолого-минералогических наук Ю.О. Гаврилов

Рецензенты:
доктор геолого-минералогических наук Н.В. Короновский,
доктор геолого-минералогических наук О.В. Яласкурт

Мазарович А.О.

Строение дна Мирового океана и окраинных морей России: Учебное пособие / А.О. Мазарович. – М.: ГЕОС, 2006. – 192 с.; ил.

ISBN 5-89118-157-6

Учебное пособие представляет собой расширенный конспект лекций курса "Геология морей и океанов", которые автор читает на геологическом факультете МГУ для студентов 4-го курса кафедры региональной геологии и истории Земли. Книга состоит из двух частей, первая из которых нацелена на понимание строения основных морфоструктурных элементов ложа Мирового океана – срединно-океанических хребтов, трансформных разломов – и их соотношения с рифтовыми долинами, вулканическими сооружениями, глубоководными котловинами и т.д. Даны основные сведения по истории изучения океана, методам исследования и аппаратуре. Кратко изложены основы геологии полезных ископаемых. Во второй части дается описание арктических и дальневосточных морей России как примеров строения пассивных и активных окраин, соответственно. Здесь уделяется внимание физико-географическим особенностям и геологии акваторий, а также сопредельных участков суши и островов.

В основу учебного пособия заложена не только опубликованная информация, но и сведения, собранные в течение многих лет в экспедициях Геологического института РАН на научно-исследовательском судне "Академик Николай Страхов" в Атлантическом океане в период 1985–2000 гг. В ряде из них автор принимал личное участие. При создании курса широко использовались и ресурсы Internet.

Учебное пособие сопровождается Приложением, в котором сведены данные об океанах и морях России, приведены списки существующих учебников по морской геологии, справочников и геолого-геофизических атласов, разрезы через все моря и некоторая другая информация. Электронный конспект лекций, который регулярно обновляется, размещен на сайте <http://atlantic.ginras.ru>.

Допущено УМО по классическому университетскому образованию в качестве учебного пособия для студентов, обучающихся по направлению 020300 "Геология".

Учебное пособие издано на средства программы Президиума РАН "Поддержка молодых ученых" и гранта "Ведущие научные школы" № 326-НШ.2003.5

ISBN 5-89118-157-6

© Мазарович А.О., 2006

© Геологический институт РАН, 2006

© ГЕОС, 2006

БИБЛИОТЕКА
Пермского государственного
университета

X 1562259

Введение

Основные понятия современной геологии и геодинамики (субдукция, спрединг, трансформный разлом и др.) сформировались в результате изучения океана. Сравнение пород океанической коры и офиолитовых разрезов, современного и древнего осадконакопления, ныне активных и древних гидротермальных систем позволяет реконструировать палеогеографические и палеогеодинамические обстановки на суше, что, в свою очередь, приводит к более обоснованному прогнозу положения месторождений полезных ископаемых.

Территория Российской Федерации омыается водами Тихого, Атлантического и Северного Ледовитого океанов, и поэтому выпускники высших учебных заведений страны геологического профиля должны иметь представление об основных особенностях геологического строения этих акваторий, тем более, что с морями нашей страны связаны наиболее перспективные районы на открытие месторождений углеводородов и россыпей.

Геологические исследования Мирового океана имеют специфические особенности, которые отличают их от изучения континентов. Во-первых, коренные породы дна океана представляют собой закрытый объект, который изучается в основном геофизическими, т.е. дистанционными, методами. Прямые наблюдения включают изучение кернов, полученных с буровых судов или платформ; образцов, которые были собраны с пилотируемых подводных аппаратов или при драгировании дна. Во-вторых, познание геологии океана связано с пониманием основ геофизики, географии, геоморфологии, океанологии, картографии, информатики и принципов интерпретации полученных результатов.

Коренные породы большей части океанского ложа закрыты дважды – слоем воды и осадочным чехлом. Мощности этих слоев могут достигать многих тысяч метров. Для исследования строения океана создано множество типов геофизической аппаратуры, которая и дает основной объем данных о его геологии. В значительной степени, по методам сбора и обработки информации, исследование дна Мирового океана сходно с изучением планет. На данном этапе развития науки одним из важнейших методов познания океана стало применение космических методов – спутниковой альtimетрии и иных наблюдений. Спутники обеспечивают и привязку данных.

Курс “Геология морей и океанов”, которыйдается преподавателями различных кафедр геологического факультета МГУ для студентов одной из групп 4-го курса, состоит из двух частей. Первая – общие сведения (шесть лекций) о строении глубоководных частей Мирового океана и окраинных

морей России (преподаватель – автор данного издания) и вторая – особенности осадочных процессов океанов и морей (пять лекций) (преподаватель – доцент Копаевич Людмила Федоровна). В конце курса – зачет.

Создание настоящего учебного пособия связано с тем, что автор не смог найти ни одной книги, которую он мог бы порекомендовать студентам для самостоятельной работы. Изданные учебники (Приложение 1) можно использовать только с серьезными поправками по целым разделам. Это связано с появлением принципиально новых данных о рельефе, методах исследования, геофизических полях и геологии глубоководной части Мирового океана. В какой-то мере автор пытался заполнить этот пробел созданием электронной версии конспектов лекций (<http://atlantic.ginras.ru>), однако она не может заменить печатного издания. При чтении курса использовались компьютерные технологии.

В данном учебном пособии специально введен раздел “Приложения”, в котором ряд сведений систематизирован в виде списков литературы или таблиц. Это освобождает автора от включения в текст лишних данных. Обильную информацию для тех, кто хочет получить больше, чем дается в курсе, можно почерпнуть из словарей и справочников, но их на русском языке, к сожалению, тоже немного (Приложение 2).

Опубликованные монографии и статьи либо носят слишком профессиональный характер, либо касаются отдельных проблем геолого-геофизического строения океана, либо имеют региональный характер, либо сложны для понимания студентами, либо устарели. Многие данные о геологии океана содержатся в отечественных или иностранных журналах, однако они, как правило, также недоступны студентам. Хотелось бы отметить, что автор столкнулся с проблемой ссылок. Так как при создании курса использован ресурс данных, исчисляемый сотнями работ, список которых и бесконечные ссылки на них существенно увеличили бы объем издания и затруднили бы студентам понимание сути вопроса, автор был вынужден его не приводить. Он надеется, что авторы статей, не упомянутые в учебном пособии, подойдут с пониманием к этой проблеме. Некоторые работы, которые могут быть, с точки зрения автора, использованы для получения разъяснений или расширения знаний по тем или иным вопросам, сведены в специальном списке литературы (Приложения 3 и 4).

Предлагаемое учебное пособие касается части курса, которую читает автор, и представляет собой расширенный конспект лекций. Оно состоит из двух частей, первая из которых нацелена на понимание геологии ложа Мирового океана. При этом внимание уделяется не только широко известным фактам, но и геологическим ситуациям, которые не получили до сих пор внятного объяснения, а также деталям, которые, как правило, опускаются. Во втором разделе дается описание арктических и дальневосточных морей России как примеров строения пассивных и активных окраин, соответственно. Здесь же дается несколько более подробное описание частей океанов, прилегающих к отечественной территории. При описании основ геологии морей России уделяется внимание не только акваториям, но и сопредельным участкам суши, а также островам. Автору представляется, что геологи, изучающие акватории, обязаны знать строение прилегающих побережий (и наоборот).

При создании курса подразумевалось, что студенты геологического факультета МГУ к 4-му курсу должны твердо знать основные закономерности строения дна Мирового океана, осадочного слоя; представлять строение океанической литосферы в целом и таких объектов, как срединно-океанические хребты, активные и пассивные переходные зоны. Помимо вышесказанного, они также должны иметь представления о типах пород, свойствах магнитного и гравитационного полей Мирового океана, о современных методах геолого-геофизических исследований.

В основу курса заложена не только опубликованная информация, но и сведения, собранные в течение многих лет в экспедициях Геологического института РАН на судне "Академик Николай Страхов" в Атлантическом океане в период 1985–2000 гг. В ряде из них автор принимал личное участие. При создании курса широко использовались и ресурсы Internet.

В морской геологии часто применяются единицы измерения, которые отличны от метрических мер. Их соотношения приведены в Приложении 5.

Автор благодарен моим коллегам по Лаборатории геоморфологии и текtonики дна океанов ГИН РАН канд. геол.-минерал. наук Г.В. Агаповой, канд. физ.-мат. наук С.Ю. Соколову и канд. геол.-минерал. наук Н.Н. Турко за понимание необходимости создания этой работы, терпение, консультации, всестороннюю поддержку, ценные советы и критику, а также за предоставленные данные.

Автор благодарен зам. директора ГИН РАН Ю.О. Гавrilovу за поддержку и решающий вклад Института в финансирование издания настоящей работы.

Часть первая

Строение дна Мирового океана

Глава 1

Основные черты строения Мирового океана

Мировой океан представляет собой отрицательную форму рельефа планетарного масштаба, которая занимает более 70% поверхности Земли, и его средняя глубина почти в 5 раз превышает среднюю высоту суши. В его состав входят Тихий, Индийский, Атлантический и Северный Ледовитый океаны (Приложение 6). В последние два десятка лет стали возвращаться к идеи Б. Варениуса (1650 г.) о необходимости выделения Южного океана, подразумевая под этим объединение южных частей всех океанов, омывающих Антарктиду. Имеется решение ООН, согласно которому его граница может быть формально проведена по 60° ю.ш., но это не соответствует естественным рубежам. Употребление термина "Южный океан" пока, до принятия официальных международных соглашений, можно рекомендовать только как собирательный образ.

Мировой океан представляет собой арену сложного взаимодействия геологических, гидрохимических, биологических, геотермических, тектонических и других процессов. В нем происходит постоянный обмен веществом и энергией между атмосферой, гидросферой и литосферой. Дно является фоном, на котором отражаются все проходящие в океане процессы.

Подводный рельеф имеет сложное строение и представляет собой сочетание различных объектов, масштабы которых резко превышают размеры форм земной поверхности на континентах. К ним можно отнести планетарную систему срединно-океанических хребтов, пересекающую их систему трансформных разломов, глубоководные желоба, обширные океанские равнины, осложненные цепями и группами гор, хребтами и плато.

Основными морфоструктурными элементами дна являются подводные окраины материков и ложе Мирового океана.

Подводные окраины материков, или переходные зоны, в зависимости от особенностей рельефа и геологии делят на два типа – пассивные и активные.

Первые включают шельф (материковую отмель), склон и материковое подножие. Вторые построены сложнее, и их рельеф включает окраинные моря, островные дуги и глубоководные желоба. Протяженность подводных окраин составляет примерно 350 000 км.

Материковая отмель (шельф) занимает около 8.6 % площади океана. Ширина ее различна и составляет от нескольких десятков до 1000 км. Средняя глубина – 130 м, максимальная может превышать 500 м. Средний уклон дна – 7–10°. Основные характеристики морей приведены в Приложении 8.

Материковые (континентальные) склоны представляют собой высокие (до нескольких тысяч метров) уступы, с уклонами 3–6° (местами до 30–40°), врхняя граница которых совпадает с краями шельфа (глубина 150–200 м). Склоны пассивных окраин могут быть осложнены террасами, уступами, краевыми плато и каньонами; склоны активных – более крутые, и их высота может достигать 5–7 км, иногда до 10 км (Марианский желоб). Они осложнены продольными хребтами, ступенями, крупными оползневыми телами и уступами.

У основания континентального склона пассивных окраин расположено континентальное подножие – аккумулятивное тело, которое было сформировано слившимися конусами выноса и шлейфами супензионных потоков, обвалами, оползнями в сочетании с абиссальным (глубоководным) осадконакоплением. В рельефе он представляет собой полого наклоненные в сторону океана поверхности.

В активных окраинах наиболее характерной формой рельефа являются глубоководные желоба, с которыми связаны максимальные глубины океана. Они имеют высокие и крутые островные или континентальные склоны и низкие и пологие склоны со стороны открытого океана.

Основное пространство дна Мирового океана с преобладающими глубинами более 3000 м называют ложем океана. Его наиболее древние части имеют доказанный позднеюрский возраст. Площадь ложа океана занимает 70 % дна Мирового океана и около 50 % площади Земли. Типичные глубины – 4000–5000 м. В ложе включаются срединно-океанические хребты и глубоководные котловины, осложненные многочисленными горами, депрессиями и пр.

Основная часть ложа Мирового океана сложена океанической корой, которая формируется в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и имеет мощность от 5 до 10 км. По современным представлениям, она сложена (сверху вниз): осадочным чехлом (рис. 1.1), базальтами толеитового состава (рис. 1.2), комплексом параллельных даек диабазов (рис. 1.3), изотропными габбро и полосчатым габбро-ультрабазитовым комплексом (рис. 1.4). Этот разрез лежит на мантийных ультрабазитах (рис. 1.5). В схематическом виде разрез океанической коры представлен на рис. 1.6.

По геофизическим, данным океаническая кора слагается рядом слоев, которые имеют различия в скорости продольных сейсмических волн: слой 1 – вода, слой 2 (осадочный) – скорости 3.5–6.2 км/с, слой 3 (базальтовый) – скорости 6.5–7.0 км/с. Ниже расположен слой 4 (габбро и полосчатое габбро). Граница кора–мантия проводится по резкому увеличению скоростей с 7 до 8 км/с (граница Мохоровичча – граница М). К верхней мантии

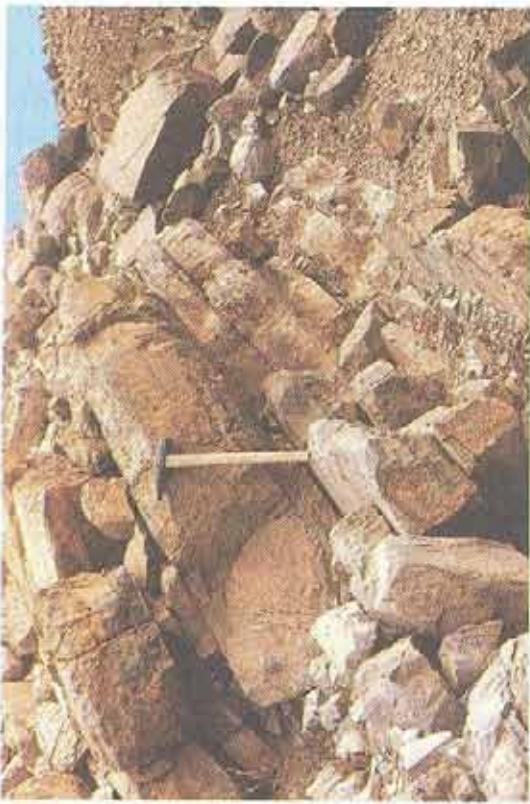


Рис. 1.1. Известняки с прослойями и стяжениями кремней – компонент осадочного чехла океанической коры (о-в Маю, о-ва Зеленого Мыса). *Фото А.О. Мазаревича*

88



Рис. 1.2. Пиллоу-базалты океанической коры (о-в Сантъягу, о-ва Зеленого Мыса) *Фото А.О. Мазаревича*

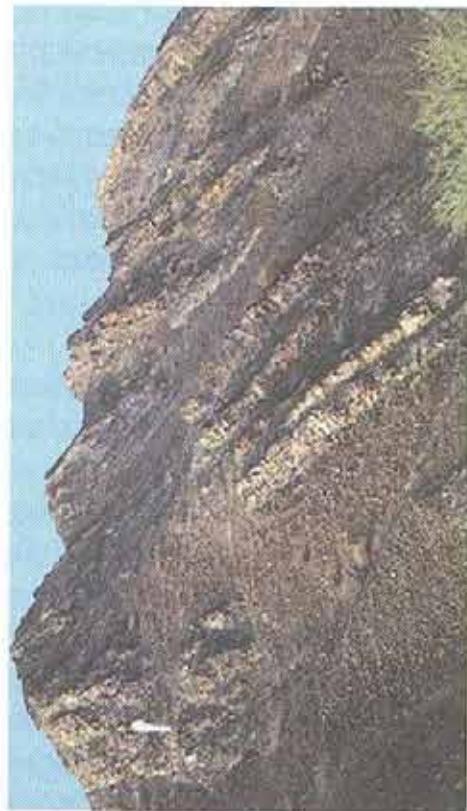


Рис. 1.3. Комплекс параллельных даек, Оман
По: <http://www.dstu.univ-montp2.fr/TECTONOPHY/ridge/>

Рис. 1.4. Габбро и полосчатое габбро, Оман
По: <http://www.dsru.univ-montp2.fr/TECTONOPHY/ridge/>



Рис. 1.5. Ультраосновные породы, Оман
По: <http://www.dstu.univ-montp2.fr/TECTONOPHY/ridge/>

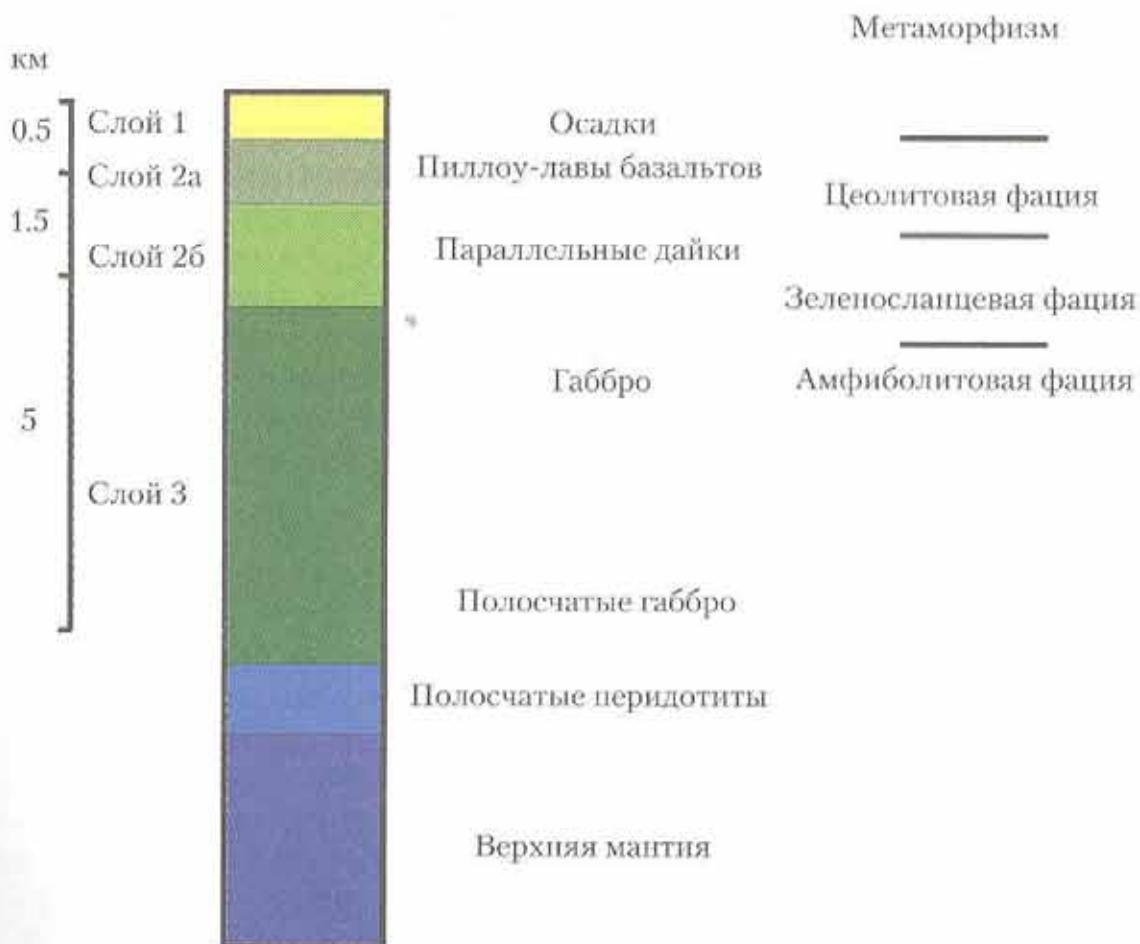


Рис. 1.6. Схематизированный разрез океанической литосферы
По: <http://www2.ocean.washington.edu/oc540/lec01-1/>

относят область со скоростями 8.0–8.2 км/с. Аналогами океанической коры на суше являются офиолиты.

Вместе с тем, в пределах акваторий глубоководной части Мирового океана существуют участки и с корой континентального типа (банка Флемиши-Кап и плато Рокколл в Северной Атлантике), сложенной породами существенно кислого состава (граниты, гнейсы и пр.). В среднем мощность коры этого типа под платформами составляет около 40 км. Регионы с корой континентального типа в океане представляют собой фрагменты материковых масс, которые сохранились в результате формирования современных океанов.

Контрольные вопросы

1. Мировой океан – основные характеристики.
2. Переходные зоны и ложе Мирового океана – определение терминов, основные характеристики.
3. Континентальный склон – определение термина, основные характеристики.
4. Континентальное подножие – определение термина, основные характеристики.
5. Глубоководный желоб – определение термина, основные характеристики.
6. Океаническая литосфера – основные характеристики, разрез.
7. Аналоги океанической литосферы на континентах.

Глава 2

Краткий исторический очерк геолого-геофизических открытий в Мировом океане и становление основных геодинамических представлений

История изучения Мирового океана, несмотря на ее непродолжительность, должна быть предметом специальной многотомной монографии, поэтому нижеприведенные сведения надо рассматривать только как предварительные данные о строении дна океана и его геофизических полей.

Атлантический океан, в силу своего географического положения, представлял наибольший практический (экономический и военный) интерес для жителей Старого и Нового Света. Именно он и был первым объектом систематических исследований Мирового океана. Для геологов Атлантика и ее обрамление должны рассматриваться как "колыбель", а также как "испытательный стенд" для теоретической геологии Земли. Именно поэтому Атлантическому океану и будет уделено в дальнейшем основное внимание. История геологических исследований дна океана тесно связана с развитием технических средств и методов изучения рельефа дна и океанской литосфера, и поэтому основное место в учебном пособии будет отведено истории исследований Атлантического океана с первой половины XIX в. до 70-х годов XX в. (времени становления основ новой глобальной тектоники).

История изучения океана с середины XIX в. до 70-х годов XX в.

В 1855 г. министр Военно-морского флота США получил рапорт лейтенанта М.Ф. Мори (M.F. Maury) о результатах прокладки телеграфного кабеля в Атлантическом океане. В документе сообщалось, что между Ирландией и Ньюфаундлендом обнаружена подводная возвышенность. В том же году она была показана на первой батиметрической карте Северной Атлантики (рис. 2.1). Именно с этого момента стало известно о существовании северного фрагмента Срединно-Атлантического хребта.

В 1872 г. началась кругосветная экспедиция на судне "Челленджер" (1872–1876 гг.) (рис. 2.2). На его борту работал, помимо других специалистов, английский океанограф Д. Меррей. Данные рейса, дополненные некоторыми иными материалами, послужили основой для создания им в 1885 г. батиметрической

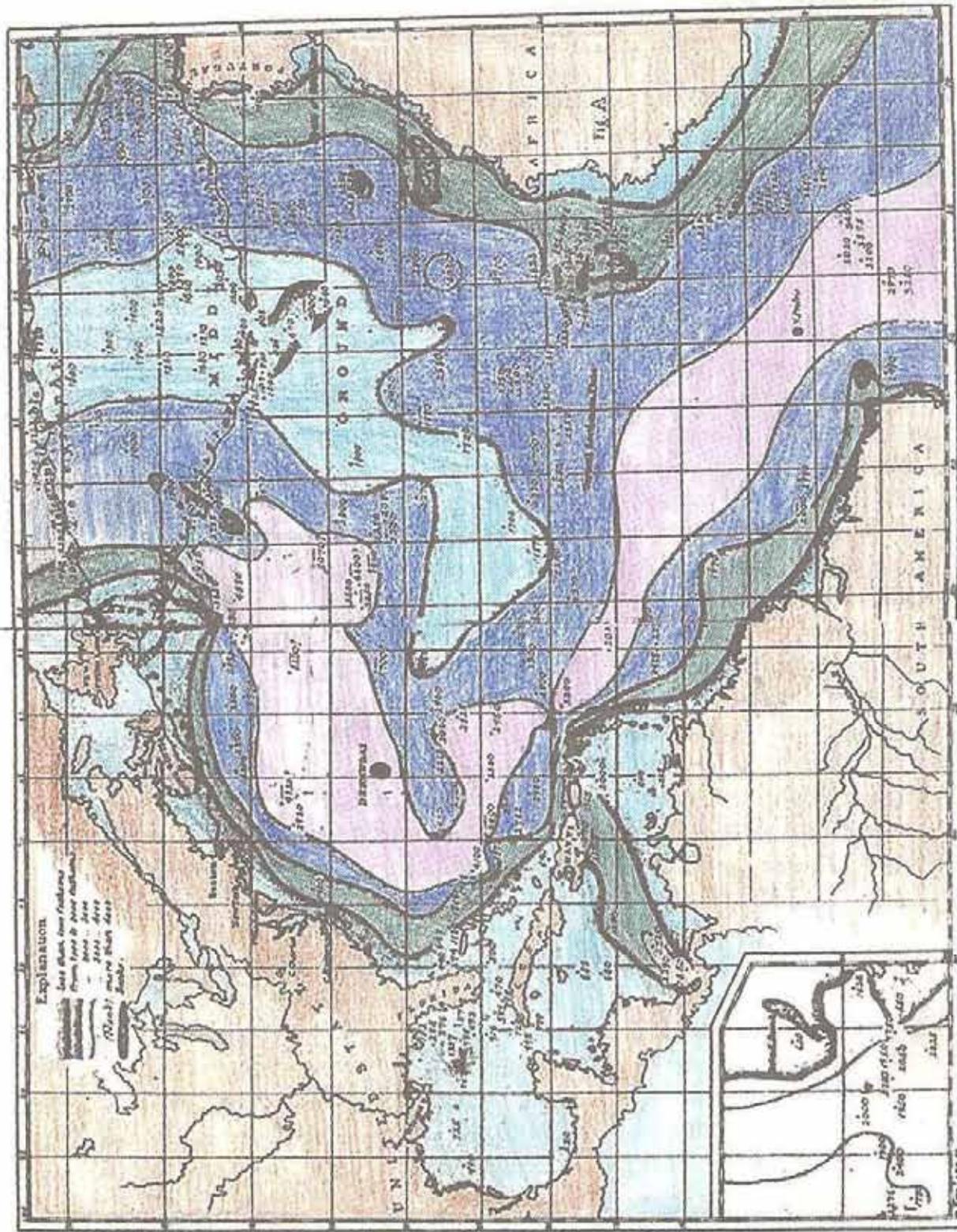


Рис. 2.1. Первая карта Северной Атлантики М. Мори, 1855 г. По: <http://www.earthinstitute.columbia.edu/library/>

карты Мирового океана, на которой в Атлантическом океане просматриваются контуры подводного поднятия, протягивающегося примерно по его середине. Это является первым изображением Срединно-Атлантического хребта. Во время рейса, помимо важных гидрографических наблюдений, измерений глубин дна, была отобрана коллекция горных пород с океанических островов.

Одной из первых работ по тектонике Атлантического океана можно считать дневник Ч. Дарвина, в котором описывались события во время путешествия на корвете “Бигл” (1831–1836 гг.) (рис. 2.3). Автор отметил различие в происхождении островов в пределах Атлантики и подчеркнул, что скалы Святого Петра и Павла (около экватора) (рис. 2.4) не вулканического происхождения, что и было подтверждено многочисленными последующими работами. На основании наблюдений в бухте Прая на юге о-ва Сантьягу в архипелаге о-вов Зеленого Мыса (рис. 2.5) Ч. Дарвин высказал мысль об огромной роли вертикальных движений в геологической истории региона, что не вызывает сомнений до настоящего времени.



Рис. 2.2. Британский корвет “Челленджер”

По: [http://europa.soc.soton.ac.uk:8080/
BOSCOR/history.htm](http://europa.soc.soton.ac.uk:8080/BOSCOR/history.htm)

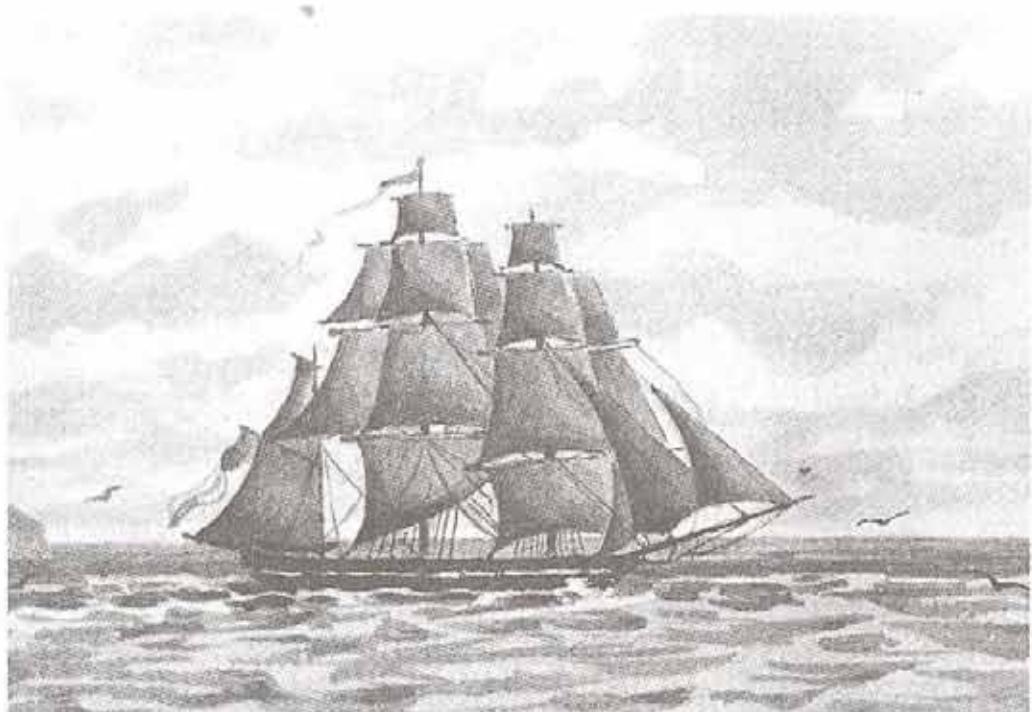


Рис. 2.3. Корвет “Бигл”, на котором плавал Ч. Дарвин. По: [Дарвин, 1908]

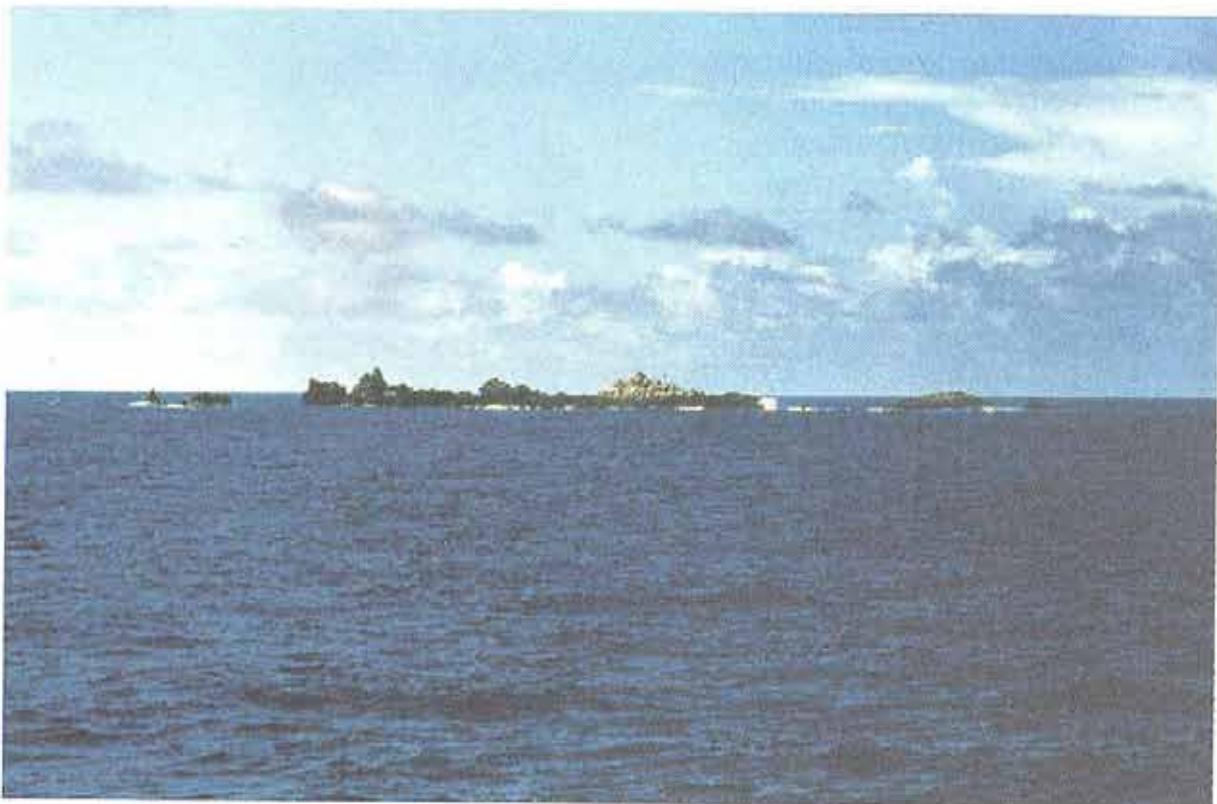


Рис. 2.4. Скалы Святого Петра и Павла, Экваториальная Атлантика
Фото С.Ю. Соколова



Рис. 2.5. Остров Сантьягу, бухта Прая. В центре – о-в Санта-Мария, о-ва Зеленого Мыса, Атлантический океан. *Фото А.О. Мазаровича*

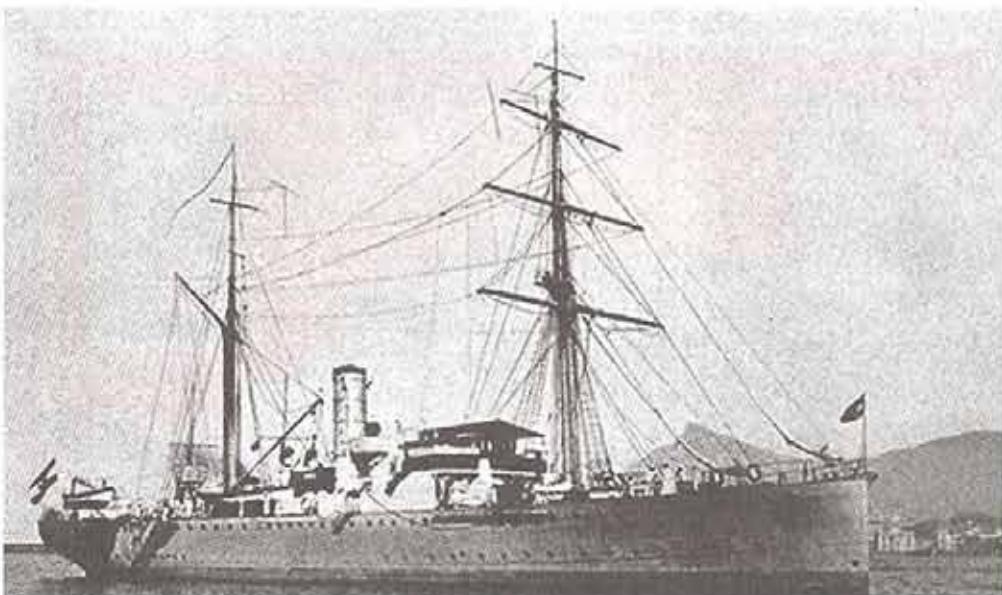


Рис.2.6. Научно-исследовательское судно “Метеор” (Германия)
По: <http://www.marum.de/deutsch/meteoralt.html>

Во второй половине XIX в. началось изучение состава коренных пород и осадков дна Атлантического океана. Эти сведения собирались попутно с различными океанографическими исследованиями. В 1839 г. при Британской ассоциации развития науки был основан Драгировочный комитет, которым было предписано участникам экспедиций проводить сборы не только организмов, но и коллекций грунтов.

Рассуждения о природе рельефа Атлантического океана стали появляться только в начале XX в. Профессор Парижского университета Э. Ог предполагал, что впадина Атлантики, дискордантная по отношению к складчатым системам Старого и Нового Света, является геосинклиналью, вдоль оси которой стала формироваться инверсионная складка (Срединно-Атлантический хребет). Иную точку зрения высказывали сторонники дрейфа материковых глыб. Основоположник мобилизма А. Вегенер полагал, что “Средне-Атлантический вал” сложен остаточным материалом после разделения континентов.

Во время выдающейся германской экспедиции на научно-исследовательском судне “Метеор” (1925–1927) (рис. 2.6) был впервые применен эхолот. Это привело к созданию новой батиметрической карты Атлантического океана (масштаб 1:20 000 000) в 1934 г. На ее основе была создана новая классификация форм подводного рельефа и был составлен обширный список новых географических названий, которые составляют основу современной топонимики (наука о происхождении географических названий) Атлантического океана.

Недостаток геологической информации о коренных породах океана, а точнее – ее отсутствие, вынуждало геологов использовать косвенные данные – сопоставлять простирации горных сооружений на континентах, делать общие соображения в рамках геосинклинальной теории или привлекать данные о составе пород с океанических островов.

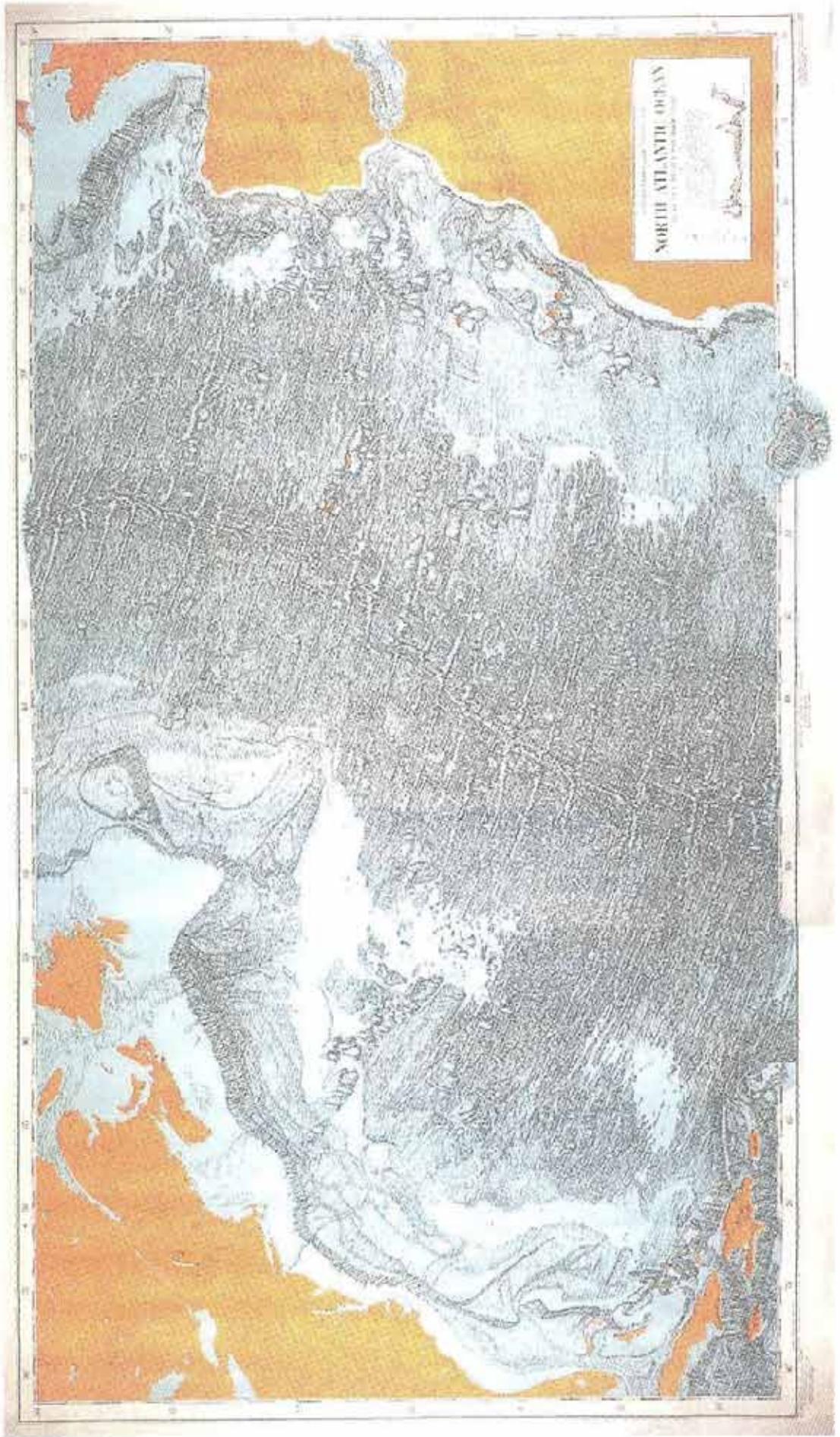


Рис. 2.7. Физиографическая карта севера Атлантического океана. По [Хейзен и др., 1962]

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

До Второй мировой войны начали бурно разрабатываться, а после нее и внедряться, новые технические средства и методы исследования, позволившие резко расширить изучение геологии дна океана и повысить их надежность. Тросовый способ измерения глубин был заменен акустическими методами на базе приборов фирм Англии, США и Германии. Стали появляться и внедряться подводные фотоустановки, морские геофизические приборы для измерения магнитного и гравитационного полей. Значительно улучшились навигационные привязки. В Атлантическом океане начали разворачивать научную работу океанологические центры США — Ламонтская геологическая обсерватория, Океанографический институт в Бодхоле, а также различные подразделения Военно-морского флота США. В восточной и северной частях Атлантики проводили работы океанологи Англии, в меньшей степени Германии и Франции.

В 1959 г. вышла в свет книга “Дно Атлантического океана”, обобщающая полученные данные, авторами которой были Б. Хейзен, М. Тарп, М. Юинг. Она сопровождалась физиогеографической картой (рис. 2.7). Этот капитальный труд обобщил огромный фактический материал. В книге рассматривались все основные геоморфологические элементы дна океана и делались попытки объяснить их происхождение.

В СССР исследования дна Мирового океана начали проводить с 1920 г., с организаций Плавучего морского научно-исследовательского института. В конце 40-х — начале 50-х годов были созданы такие организации, как НИИГА (Научный институт исследования геологии Арктики), а затем и Институт океанологии Академии наук (ИОАН). В это время в советской геологической литературе появилось только несколько работ, которые в той или иной степени затрагивали вопросы строения океана. Однако все они основывались на устаревших литературных материалах. Одной из первых была монография М.В. Кленовой “Геология моря” (1948 г.).

Возникновение теории конвекции и спрединга

В 1961 г. Р. Диц (США) пришел к принципиально новым представлениям о развитии океанической литосферы. “Концепция, выдвигаемая нами, — ее можно назвать теорией раздвигания океанического дна, или теорией спрединга, — является в значительной мере интуитивной; она возникла при попытках интерпретировать данные батиметрии океанического дна” [Диц, 1974, с. 26]. В целом, в этой революционной работе были разработаны основы со-

временной геодинамики. Было введено понятие о плитах; сделана попытка интерпретации магнитных аномалий как отражение напряжений, перпендикулярных движению конвекционного потока; высказана идея о трехслойном строении коры под океанами; рекомендованы к широкому употреблению такие термины, как “астеносфера” и “литосфера”; введены такие понятия, как атлантический и тихоокеанский типы окраин и некоторые другие идеи. Практически все эти направления интенсивно разрабатываются и в настоящее время.

В 1962 г. Г. Хесс (США) подробно рассмотрел возможность существования конвекционных ячеек и геодинамические следствия из этого. Он считал, что под срединно-океаническими хребтами существуют восходящие ветви, под желобами – нисходящие, вследствие чего дно океана обновляется каждые 300–400 млн лет.

Открытие полосовых магнитных аномалий

В 1963 г. сопоставление профилей дна северной части Атлантического океана и аномалий магнитного поля Земли привели Ф. Вайна и Д. Метьюза из Кембриджского университета к созданию оригинальной модели, в основе

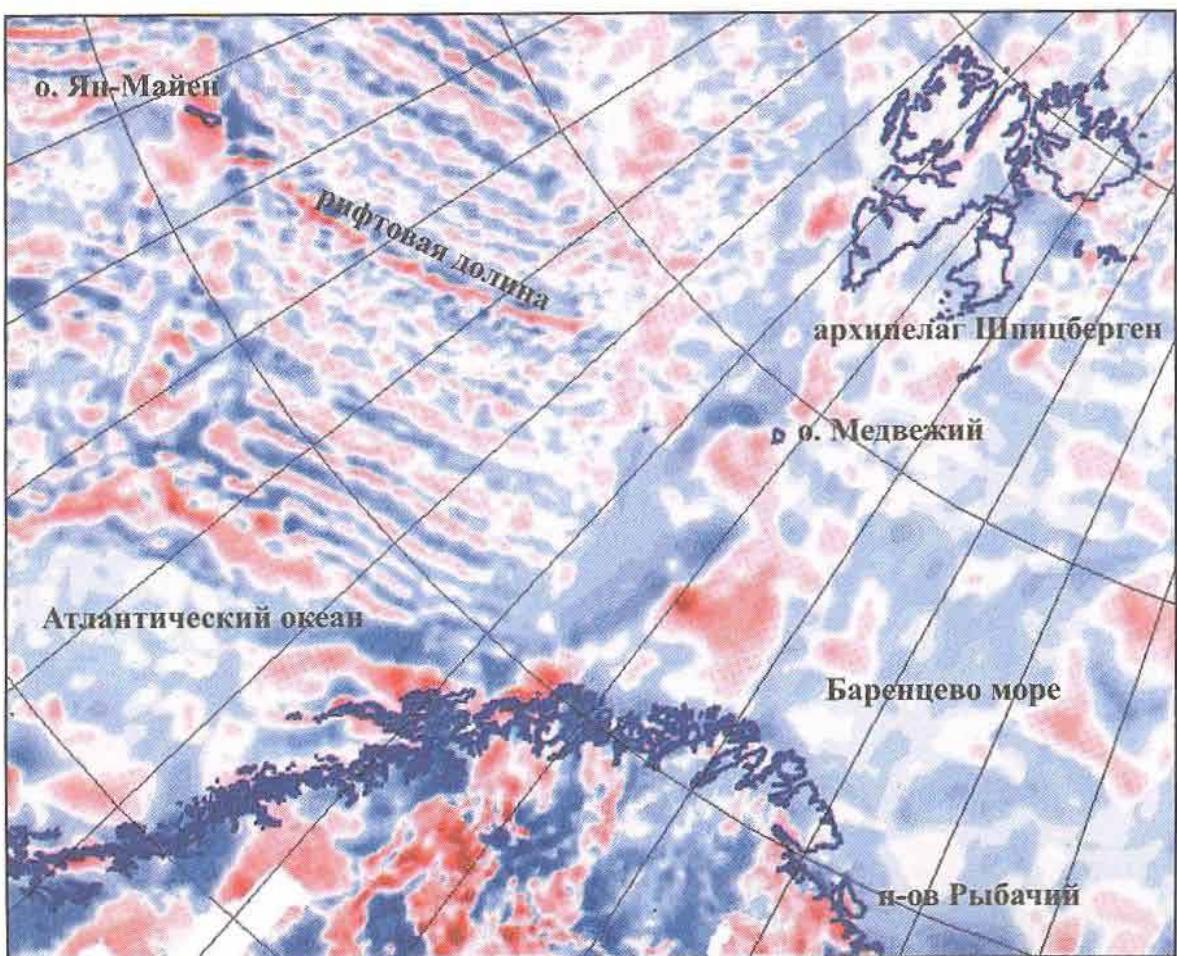


Рис. 2.8. Магнитные аномалии запада Баренцева моря и востока Атлантического океана. В левой части фрагмента отчетливо виден рисунок полосовых аномалий

которой было два допущения. Во-первых, при раздвигании океанического дна перемещающиеся блоки нормально- и обратнонамагниченного материала должны двигаться в стороны от океанического хребта и вытягиваться параллельно его гребню (рис. 2.8). Во-вторых, предполагалось, что происходит периодическое обращение магнитного поля Земли во времени. Подчеркивалось, что авторы допускают, что магнитные контрасты океанической коры могут быть объяснены и без учета инверсий магнитного поля Земли (например, тем, что океаническая кора состоит из чередующихся блоков очень сильно и очень слабо намагниченного в одном и том же направлении материала).

Основные идеи Ф. Вайна и Д. Метьюза нашли самое широкое применение для объяснения строения Мирового океана и истории Земли, а также для составления разнообразных палинспастических карт. В настоящий момент принято считать, что океанской литосфере присущи контрастные полосчатые магнитные аномалии (см. рис. 2.8), расположенные параллельно гребням срединно-океанических хребтов. Их происхождение связано со способностью базальтов океанского дна намагничиваться магнитным полем Земли при остывании и «запоминать» его направление, которое многократно меняло свою полярность, что и позволяет датировать возраст отдельных аномалий. Это позволяет считать палеомагнитный метод определения возраста океанского дна основным для проведения палеотектонических реконструкций.

Открытие трансформных разломов

В 1939 г. Г. Меррей из Береговой и геофизической службы США в нескольких сотнях милей к западу от мыса Мендосино (Тихоокеанское побережье Северной Америки) описал на дне океана протяженный уступ субширотного простирания. Его изучение было прервано Второй мировой войной. В 1949 и 1957 гг. И. Толстой и М. Юинг описали поперечные долины, которые пересекали Срединно-Атлантический хребет. В 1955 г. Г. Менард описал восемь субпараллельных уступов южнее Мендосино, которые были интерпретированы как разломные зоны.

В 1961 г. в Приэкваториальной области Атлантического океана, после работ 17-го рейса НИС «Чайн» и обобщения батиметрических и сейсмических данных, собранных в Экваториальной Атлантике с 1956 по 1960 гг., между 10° и 5° с.ш. были открыты сложно построенные участки дна. Они были описаны Б. Хизеном с соавторами в 1964 г. как разломные зоны (на первой схеме было показано 11 зон).

Открытие необычного природного явления повлекло необходимость создания теоретического объяснения, которое появилось в 1965 г. Дж. Уильсон, изучив размещение горных систем, срединно-океанических хребтов и крупных разломов Земли, отметил факт резкого обрыва этих структур. Он предположил, что все мобильные пояса связаны в единую цепь, обрамляющую несколько крупных жестких плит. При этом «любая из вышеупомянутых структур в своем окончании может переходить или трансформироваться в структуры одного из двух типов...». Область сочленения, в которой один

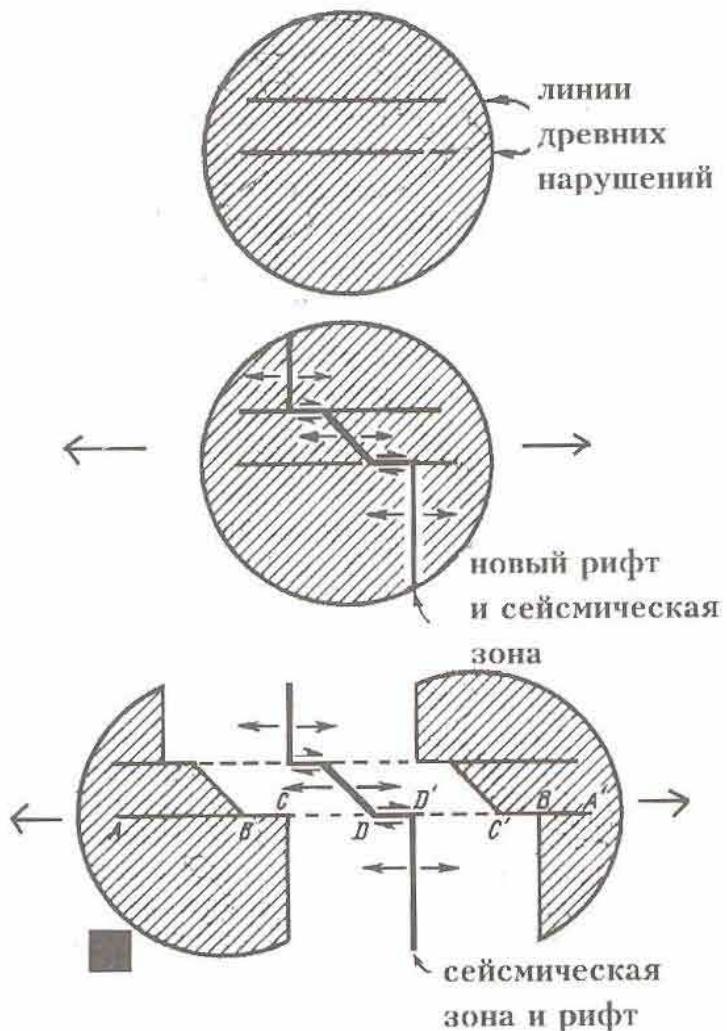


Рис. 2.9. Схема формирования трансформного разлома
По: [Уильсон, 1974]

А–В – В'–А' – линии древних нарушений; С–Д – Д'–С' – пассивные части трансформного разлома; Д–Д' – активная часть трансформного разлома

структурный элемент преобразуется в другой, предлагается назвать трансформой (transform), или областью трансформации” [Уильсон, 1974, с. 58, 59]. Автор предположил, что существует особый класс разломов – сдвигов, которые резко обрываются с обоих концов, но по которым могут фиксироваться значительные смещения. Для этих образований был предложен термин “трансформный разлом” (рис. 2.9) и указывалось, что они должны называться “в соответствии с теми структурными формами, которые они соединяют (например, правосторонний трансформный разлом типа хребет – выпуклая дуга” (там же, с. 60).

Становление теории тектоники плит

Используя идеи Р. Дица, Дж. Уильсон предполагал, что Срединно-Атлантический хребет расширяется с образованием новой океанической коры, оставляя в рельефе дна неактивные следы своего бывшего положения. Он приходит к выводам, что видимое смещение срединно-оceanического хребта

“является лишь отражением формы первоначального раскалывания двух континентальных блоков” (там же, с. 62) и что места пересечения трансформных разломов с противоположными берегами “представляют собой сопряженные точки, которым следовало бы быть совмещенными перед началом рифтинга” (там же, с. 63).

В последующие пять лет продолжалось бурное развитие вышеупомянутых идей многими авторами, которые создали принципиально новую картину тектоники Земли, которая охватывала как континенты, так и океаны.

В 1968 г. В. Морганом (Принстонский университет, Океанографический институт в Вудс Холле, США) была предложена модель, согласно которой поверхность Земли можно разделить на 12 блоков – плит. Основные особенности блоков сводились к ряду особенностей. “Мы должны сделать допущение, – писал автор, – которое может придать предложенной модели математическую строгость, а именно: мы допускаем, что каждый блок коры обладает абсолютной жесткостью” [Морган, 1974, с. 69]. “В пределах же Тихоокеанского или любого другого блока коры.... отсутствуют растягивающие усилия, инъекции крупных даск, утолщения коры или какие-либо иные нарушения, которые вызвали бы изменения расстояний между отдельными точками” (там же, с. 70). Предполагалось, что для восстановления траекторий движений блоков предлагается довольно простой способ: “по направлению даже одного трансформного разлома уже можно судить о направлении перемещения этих блоков.... При этом не следует учитывать разломы,... которые не согласуются с другими” (там же, с. 70).

В том же, 1968 г., Б. Айзекс, Дж. Оливер и Л. Сайкс, специалисты из Ламонтской геофизической обсерватории Колумбийского университета (США), опубликовали крупное обобщение в котором была выдвинута концепция “новой глобальной тектоники”. Она объединила гипотезу А. Вегенера, теории спрединга и трансформных разломов.

В СССР к концу 60-х годов XX в. были определены такие основные направления фундаментальных океанологических исследований в области геотектоники, как происхождение рельефа океанических впадин и хребтов, рифтовых систем; неоднородность мантии; проверка и развитие гипотез конвекции, расширения океанического дна и движения материков.

Существенную роль в становлении новой глобальной тектоники сыграло удачное совпадение несколько обстоятельств. Во-первых, была осуществлена разработка и внедрение новых образцов техники, позволивших исследовать рельеф и геофизические поля ложа океана. Во-вторых, было сделано открытие Мировой рифтовой системы и глубоководных желобов. В-третьих, произошло теоретическое объяснение природы полосовых магнитных аномалий, океанских разломов и глобальных поясов сейсмичности и некоторых других фундаментальных явлений. К этому необходимо добавить создание многоцелевого мирового научного флота, проведение ряда организационных мероприятий, включая разработку международных научных программ. Кроме того, проводилась большая научно-популярная работа, которая была завершена к концу 60-х годов.

В заключение отметим, что крупные открытия в области теоретической тектоники океанов (и, соответственно, геологии вообще) во многом зависят

от развития технических средств и внедрения новой аппаратуры, которые предназначены для получения новых данных и методов обработки. Нельзя ожидать видимого прогресса в понимании процессов, происходящих в океане без вложения огромных финансовых средств в новые технологии исследования дна океанов и экспедиции.

Приведем только один пример. В 1855 г. была создана первая карта М.-Мори, на которой было отмечено Телеграфное плато, в 1885 г. на карте Д. Меррея был изображен "Средне-Атлантический вал", который становится объектом пристального внимания тектонистов (Э. Ог, А. Вегенер, Р. Штабуб и др.). В 1934 г. создается карта Т. Стокса и Г. Вюста, на которой изображаются основные особенности рельефа Атлантики. Это позволило создать новые тектонические модели. Наконец, многолетние работы с применением новейших, для того времени, приборов привело в 1959 г. к созданию физиографической карты Б. Хейзена и М. Тарп. Она стала толчком для появления идей конвекции, спрединга, а в конечном итоге – к новой глобальной тектоники. Все эти процессы шли на фоне смены техники измерения глубины: веревка – трос – эхолот – эхолот-самописец. В настоящий момент активно развивается новый тип аппаратуры – многолучевые эхолоты.

Контрольные вопросы

1. История открытия срединно-океанических хребтов (работы М.Ф. Мори, Д. Меррея, Б. Хейзена, М. Тарп, Р. Дица и др.).
2. История изучения геологии Мирового океана.
3. Германская экспедиция на научно-исследовательском судне "Метеор".
4. Довоенный период изучения геологии Атлантического океана.
5. Возникновение теории конвекции и спрединга.
6. Открытие полосовых магнитных аномалий и их значение, принципы формирования.
7. Открытие океанских разломов.
8. Трансформные разломы – определение термина. Показ на карте не менее 10 разломов в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах.
9. Становление теории тектоники плит.
10. Значение техники для получения выводов о геологии дна океана.
11. Значение рельефа для понимания геологического развития Мирового океана.

Глава 3

Вклад отечественных ученых в изучение дна Мирового океана. Проект ГЕБКО и географические названия

В результате исследований, проведенных в первой половине XX в., были открыты неизвестные ранее формы подводного рельефа, такие как глубоководные желоба, горы, поднятия, хребты и равнины. Выдающийся вклад в открытие дна океана внесли США, Франция и Германия. Сейчас активно к изучению океана подключаются Япония и Китай. По итогам экспедиционных работ этих стран были изданы батиметрические карты океанов или отдельных регионов Мирового океана, которые отразили все вновь открытые формы рельефа и позволили получить представление об орографии дна. Карты послужили основой для развития специального картографирования: геоморфологического, тектонического, а также стимулировали развитие тектонических идей.

СССР и Российская Федерация также внесли существенный вклад в знание строения рельефа и геологии Мирового океана (рис. 3.1). В конце 50-х годов в СССР были подготовлены батиметрические и геоморфологические карты Охотского, Берингова, Японского и арктических морей и северо-западной части Тихого океана, в том числе Курильского и Алеутского желобов. С 60-х годов были опубликованы батиметрические карты океанов, сначала Тихого (1964 г.), затем Атлантического и Индийского (1970 г.) в масштабах 1 : 10 000 000.

В 1973 г. началась подготовка 5-го издания Генеральной батиметрической карты океанов (ГЕБКО – GEBCO) при активном участии и отечественных ученых. Эти работы явились продолжением одного из старейших (более 100 лет) международных проектов изучения Мирового океана, который достоин того, что бы остановиться отдельно на его истории и достижениях. Информация любезно предоставлена канд. геол.-минерал. наук Г.В. Агаповой (ГИН РАН).

В 1899 г. на 7-м Международном географическом конгрессе в Берлине было принято решение о составлении Международной батиметрической карты мира в масштабе 1 : 10 000 000. Первым председателем руководящего комитета был принц Монако Альберт I. 1-ое издание ГЕБКО (1903–1905 гг.) было основано на 18 400 измерениях глубины, которые производились при помощи троса; 2-е издание (1910–1931 гг.) – уже на более чем 30 000 промеров;

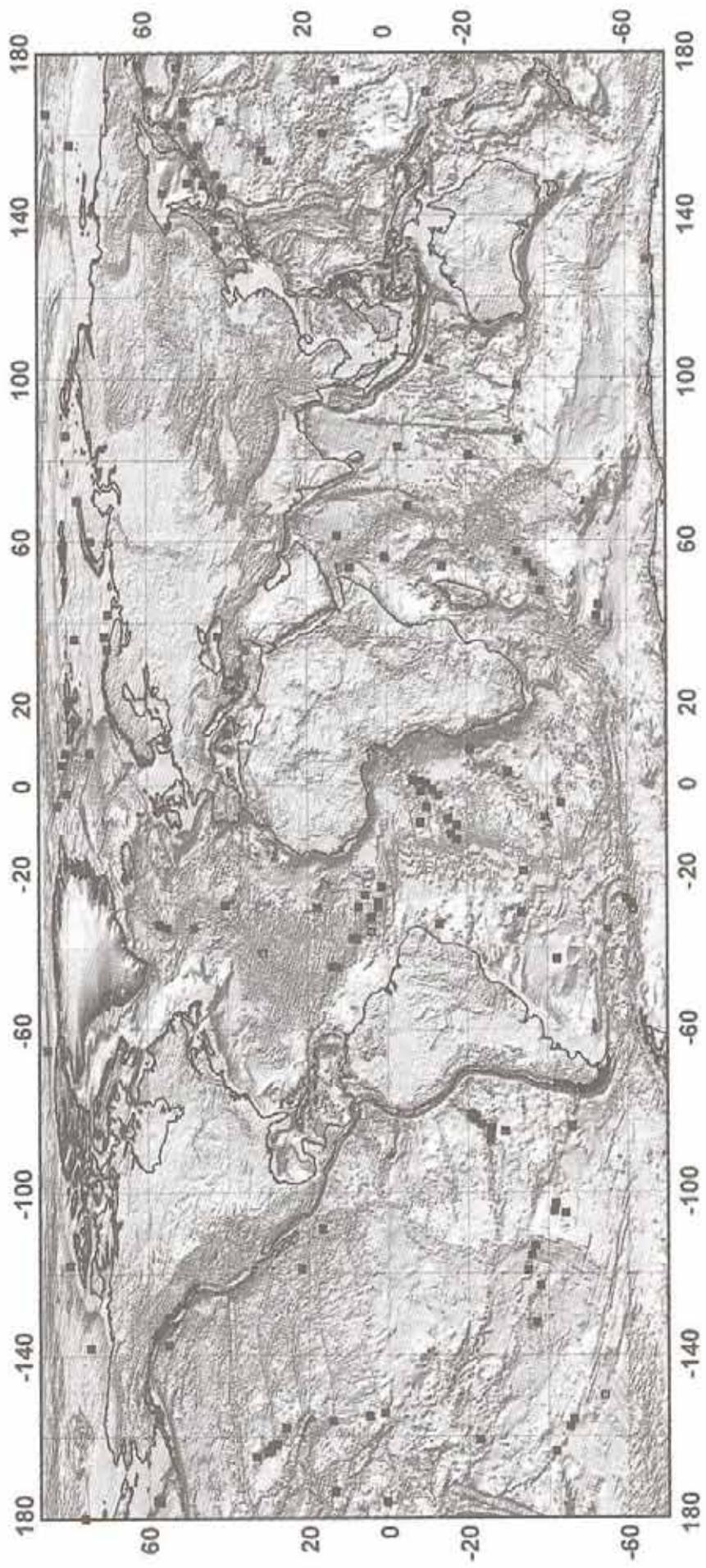


Рис. 3.1. Формы подводного рельефа, открытые отечественными экспедициями или названные в честь российских ученых (черные квадраты). Карту составили Г.В. Агапова, А.О. Мазарович и С.Ю. Соколов

3-е издание (1932–1955 гг.) – на почти 360 000; 4-е издание (1958–1971 гг.) базировалось на данных эхолотов-самописцев. Наконец, 5-е издание ГЕБКО (1973–1982 гг.) определило генеральные черты орографии Мирового океана. Оно состоит из 18 листов, из которых 16 выполнены в масштабе 1 : 10 000 000, а два полярных – в масштабе 1 : 6 000 000. Современное, 6-е, издание ГЕБКО (1984–2003 гг.) представляет собой цифровой атлас Мирового океана, основанный на 41 миллионе измерений глубин, собранных в более чем 4000 рейсах судов разных стран.

В ходе работы над проектом было подготовлено руководство по стандартизации географических названий форм подводного рельефа и впервые создан Газеттир (справочник) географических названий. Карта ГЕБКО стала использоваться как батиметрическая основа в научных публикациях, а также при разработке положений о границах зон юрисдикции прибрежных государств.

Возвращаясь к отечественным достижениям, отметим огромную работу по созданию геолого-геофизических атласов. В СССР и в России было издано много географических карт и атласов на разные акватории Мирового океана, включая моря и проливы. Особое значение имело создание серии следующих атласов: Геолого-геофизический атлас Индийского океана, Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана и Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. Эти капитальные труды не только отражают в картографической форме изученность Мирового океана, но и содержат обширную информацию в виде текста и фотографий научной техники, судов и пр.

В связи с открытием значительного количества форм подводного рельефа стал активно формироваться массив географических названий. Под топонимикой понимается совокупность географических названий на какую-либо территорию. Нередко случалось так, что одному и тому же подводному объекту, открытому в разное время учеными и гидрографами разных стран, присваивались различные наименования. Для избежания хаоса в использовании географических названий и сохранения приоритета открытых при Руководящем комитете ГЕБКО был создан подкомитет по географическим названиям и терминологии форм подводного рельефа. Подкомитет подготовил “Руководство по стандартизации наименований подводного рельефа”, основанное на существующих международных и национальных нормах номинации (наименований). В соответствии с ними международное сообщество может рассматривать и предлагать названия только для открытой части Мирового океана, расположенной вне зон юрисдикции прибрежных государств. Предложение о наименовании должно быть представлено в соответствии со специальной формой. При выборе наименования предпочтение отдается названиям в память о судах, экспедициях, ученых, внесших значительный вклад в изучение океанов. Названия должны быть короткими и образными. Не рекомендуется в дальнейшем использовать аббревиатуру (например, гора МГУ, впадина ТИНРО), а также имена политических, общественных деятелей и ведомственных чиновников. Иногда могут быть присвоены названия для объектов, имеющих характерные особенности морфологии (горы Подкова). Часто группы однотипных форм подводного рельефа

объединялись под единым названием (горы Музыкантов). При этом любой вновь открытый здесь подводный объект должен вписываться в указанную схему (например, в горах Музыкантов не может быть имен геологов). Общее перечисление названий содержится в международных или национальных газеттирах.

Таким образом, присвоение того или иного названия представляется не формальной процедурой, а признанием географического открытия международным сообществом. Вклад отечественных геологов, океанологов и многих других ученых в изучение Мирового океана отражен на картах и в атласах в географических названиях, которые были представлены ими в Подкомитет по географическим названиям и терминологии форм подводного рельефа. В Тихом океане это желоба Курило-Камчатский, Витязь, Западно-Меланезийский, поднятия Обручева и Шатского, вал Зенкевича, хребет Ширшова в Беринговом море, разлом Удинцева, горы Макарова, Исакова, Титова и Гагарина; в Индийском океане – разломы Витязь и Обь, банки Обь и Лена, желоба Лазарева и Дубинина. В Атлантическом океане, помимо хребта Книпповича, в последние годы появились такие названия: разломы Архангельского, Богданова, Вернадского, Курчатова, Петрова, Страхова и др. Помимо этого, международным сообществом были утверждены такие названия подводных гор как гора Леонова, Менинера, Маркова, Пейве, Савельева и пр. В Арктике в 50-е годы были предсказаны, а затем и открыты хребты Гаккеля, Ломоносова и Менделеева.

Контрольные вопросы

1. Роль географических названий на картах Мирового океана.
2. Вклад России в изучение Мирового океана. Показ основных форм подводного рельефа на карте.

Глава 4

Современные средства и оборудование для изучения дна Мирового океана

Мировой научный флот

Систематическое исследование Мирового океана в XX в. начиналось, как правило, на судах военно-морских или торговых флотов разных стран. Вместе с тем, многообразие научных задач и необходимость изучения совершенно разных объектов как в толще воды, так и на дне океана привело к созданию специализированных геолого-геофизических судов, на которых устанавливалась, в зависимости от поставленных задач, различная техника и оборудование. В самом общем виде в состав всемирного научно-исследовательского флота входят суда различной государственной и ведомственной принадлежности. Они предназначены для специализированного изучения рельефа дна, биологических и геологических ресурсов океана, геофизических полей, многостороннего изучения свойств океанской воды и атмосферы. Особыми подразделениями научного флота являются буровые суда и буровые платформы, а также подводные пилотируемые аппараты (часто встречается сокращение – ППА). Примеры современных научно-исследовательских судов представлены на рис. 4.1, а и б.

Эхолотный промер: история, типы эхолотов

Вопрос о глубине океана издавна привлекал человечество. Для измерения сначала применяли линь, а затем и металлический трос. Эти способы измерения не могли считаться точными и приводили к крупным ошибкам, чему в немалой степени способствовали течения. Акустические системы (эхолоты) появились перед Второй мировой войной. Это был революционный прорыв в практике изучения океана, так как эхолоты позволяли строить непрерывный профиль рельефа дна по линии промера.

Принцип работы эхолотов заключается в посылке звукового сигнала, который отражается от акустически жесткой поверхности дна и возвращается на приемную антенну. Скорость звука в океанах может изменяться от 1400 до 1550 м/с. Максимальные скорости приурочены к глубинам 1200–1300 м. На этом уровне в воде существует своеобразный “звуковой канал”, по кото-



Рис. 4.1. Научно-исследовательские суда: "Атлантис" (Atlantis) (а) и "Академик Николай Страхов" (б)

"Атлантис" – год постройки – 1996. Государство-владелец – США. Водоизмещение – 3350 т. Длина, ширина, осадка – 90 м x 17 м x 5,6 м. Скорость – 12 узлов

По: <http://www.navsource.org/archives/09/5725.htm>

"Академик Николай Страхов" – год постройки – 1985. Государство-владелец – Россия. Водоизмещение – 2600 т. Длина, ширина, осадка – 70 м x 11 м x 5,6 м. Скорость – 12 узлов. Фото А.О. Мазаровича

рому звук распространяется на очень большие расстояния без потери энергии (взрыв 3 кг взрывчатки слышен за 3100 миль). Умножение скорости звука в воде на время и дает глубину. На точность измерения влияют свойства воды – температура, соленость и пр. Разница в скорости звука до глубины 200 м доходит до 3–4 м/с, а до глубины 800 м – до 1–1.5 м/с. Поэтому для каждого конкретного района перед съемкой дна необходимо проводить специальные измерения, которые дают кривую изменения скорости звука в воде, что позволяет вносить соответствующие поправки.

Эхолотный промер – базовый метод изучения океана, который является основой для всех последующих геологических, геофизических работ и теоретических разработок. Многие тектонические выводы о строении дна океана зависят, как было сказано выше, от представлений о его рельефе, которые, в свою очередь, тесно связаны с точностью батиметрических карт, создание которых подчинено методам измерений глубин.

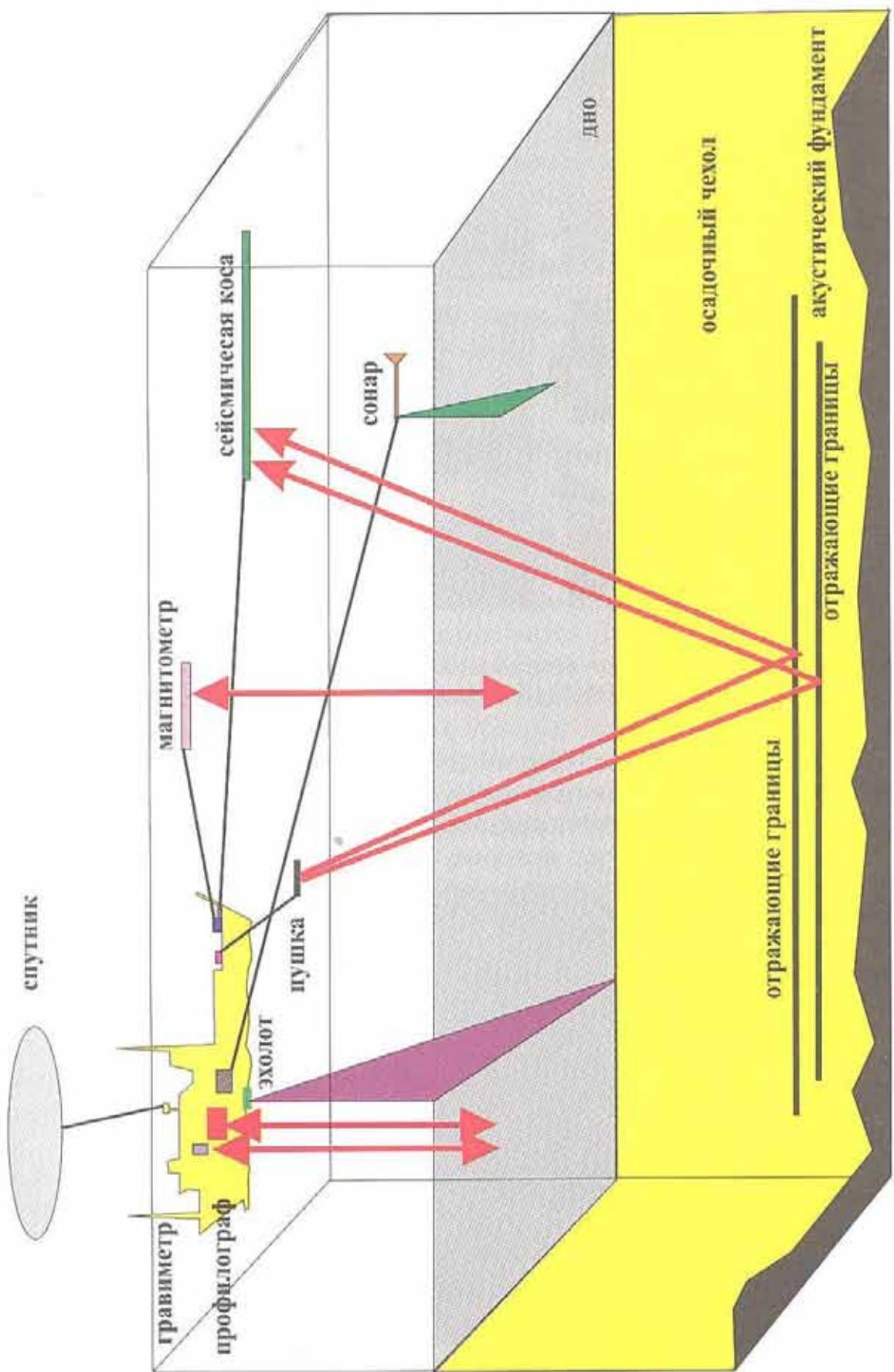


Рис. 4.2. Принцип работы многолучевого эхолота и основные методы современной съемки дна океана

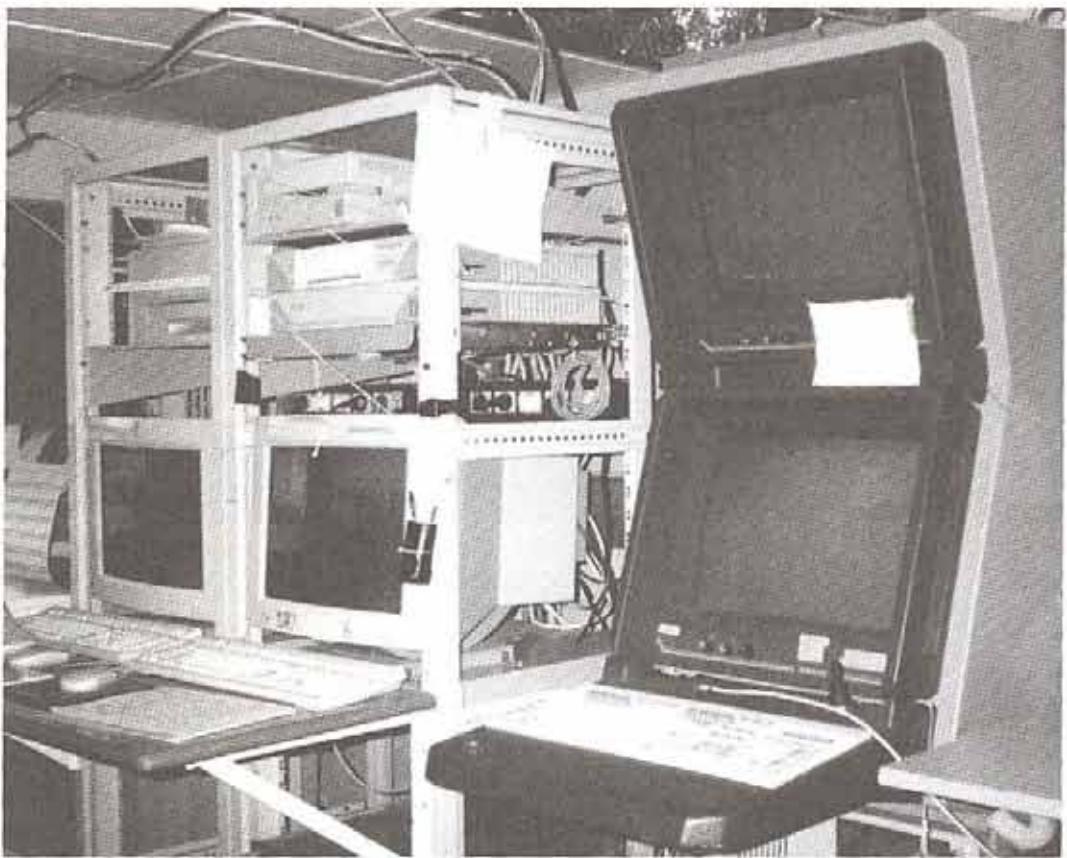


Рис. 4.3. Многолучевой эхолот Simrad EM12S, установленный в 1998–2000 гг. на НИС “Академик Николай Страхов”. *Фото А.О. Мазаровича*

Эхолоты, а затем и эхолоты-самописцы позволили проводить измерения на ходу судна. Это резко увеличило число измерений, повысило их точность, а также расширило охват изучения акваторий. В конце 70-х годов были изобретены многолучевые эхолоты, которые открыли новые возможности для детального изучения и картирования подводного рельефа. Многолучевые эхолоты (часто встречается сокращение МЭ) отличаются тем, что в глубину посыпается не один звуковой луч, а многие десятки (сотни). Лучи веером (рис. 4.2) расходятся от излучателя на оси судна и позволяют производить батиметрическую съемку дна широкой полосой (от 70 % от глубины до трех и более глубин – т.е. при глубине 5000 м картируется полоса в 15 000 м). В 1980 г. такими системами было оснащено около 10 судов. В настоящее время МЭ различных конструкций (181-лучевые и более) установлены во всем мире на примерно 1000 судах, в том числе на ряде российских.

Одна из современных модификаций эхолотов (Simrad EM12S) (рис. 4.3), созданная в Норвегии в середине 90-х годов, измеряет глубины по 81 лучу. Угол вершины конуса излучения составляет около 120° , а максимальная ширина полосы облучения – до 3.5 глубин. Он оснащен также мелководным эхолотом EM1000, который предназначен для работ в шельфовых зонах (средняя глубина около 200 м) и измеряет глубины по 151 лучу с максимальным углом матрицы до 150° и шириной полосы до 7.4 глубины. В настоящий момент все параметры современных эхолотов существенно улучшены. Принципиальная схема многолучевого эхолота состоит из излучающей и прием-

ной антенн, подсистем излучения и приема, контроля бортовой и килевой качки, а также многочисленных специальных блоков, которые позволяют вводить команды, проводить цифровую обработку данных, визуализировать в реальном времени рельеф дна и многое другое.

Таким образом, с 1840 по 1970 г. от первого промера глубин, выполненных Дж. Россом, до становления новой глобальной тектоники произошло четыре смены “аппаратуры”: в 1870 г. веревочный линь сменился металлическим тросом, в 1922 г. появился эхолот, в 1935 г. – эхолот-самописец, в конце 70-х годов – многоголовой эхолот. Последний знаменует качественно новый этап измерения глубин. В настоящее время мы находимся в стадии накопления детальной информации о глубинах океана, которая может быть обобщена в первой половине XXI в., что, возможно, приведет к новому геодинамическому пониманию строения океана.

Сейсмические методы в океане

Сейсмические методы в океане представляют собой важнейшие способы изучения строения осадочного чехла акваторий или более глубоких горизонтов (структура, скоростные характеристики). В зависимости от частоты излучения (Приложение 8) меняется глубина проникновения энергии в осадочный чехол или более глубокие горизонты. По частоте излучения выделяются высокочастотные одноканальные (непрерывное сейсмическое профилирование – НСП) многоканальные (МОВ ОГТ) методы, а также глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), которые должны были быть рассмотрены в соответствующем курсе кафедры геофизики.

Принцип методов основан на проникновении энергии (выброс сжатого воздуха, электрический разряд), создаваемой источниками (рис. 4.4), в водную

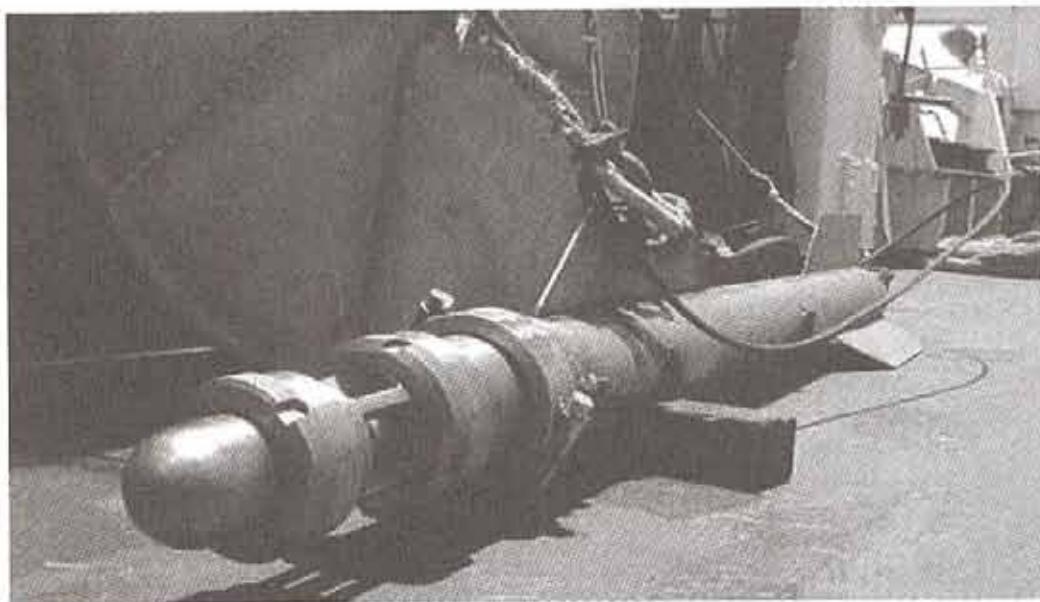


Рис. 4.4. Источник акустической энергии для непрерывного сейсмического профилирования (“пушка”). Объем камеры 1 л. *Фото С.Ю. Соколова*

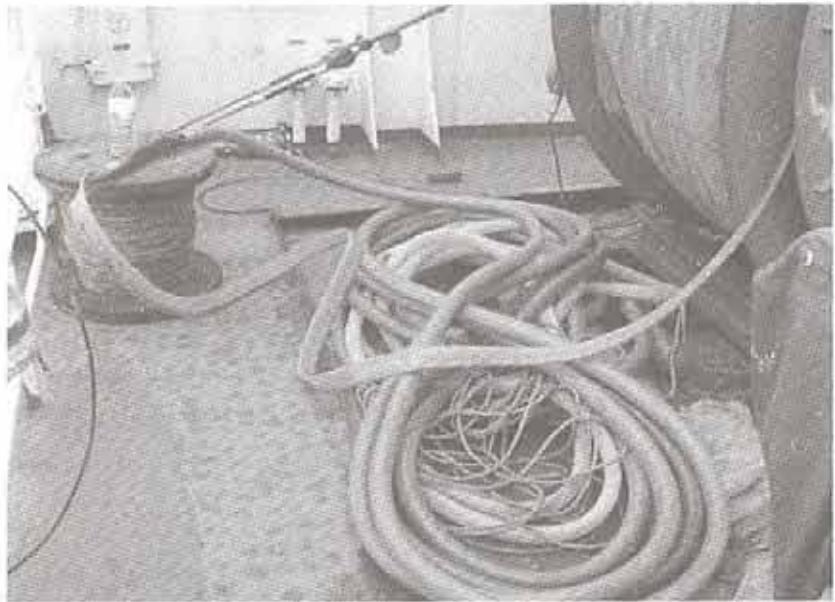


Рис. 4.5. Приемная антенна для непрерывного сейсмического профилирования ("сейсмическая сonda"). Фото С.Ю. Соколова



Рис. 4.6. Погружаемый подводный робот TOBI, Великобритания. По: http://doc.bo.ismar.cnr.it/CRUISE_REPORTS/AZ99_REP/

кового обзора, профилографом и иным геолого-геофизическим оборудованием. Специальный погружаемый робот перемещается над дном океана на высоте 300–400 м. Сонары бокового обзора (например, Gloria II) предназначены для изучения морфологии дна, определения неисправностей нефтепроводов, поиска затонувших объектов практически любого размера с высокой степенью разрешения. Принцип их действия основан на облучении поверхности дна с частотой около 6,5 кГц.

толицу, а затем и в породу. После отражения сигнала от тех или иных горизонтов, отраженный сигнал принимается на антенну (сейсмическая сonda) (рис. 4.5). Данные накапливаются в цифровом виде на сейсмической станции. Дальнейшая их обработка производится на компьютерах при помощи разнообразных программ, позволяющих отфильтровывать помехи (шумы), оставлять полезную информацию о строении земной коры. Имеется множество модификаций оборудования (данные станции, радиобуи и пр.).

Подводные исследовательские комплексы (роботы) и сонары бокового обзора

Эти исследовательские комплексы представляют собой широко применяемые буксируемые над дном устройства (например, TOBI, Великобритания) (рис. 4.6). Это комплекс аппаратуры, предназначенной для изучения гравиметрического, магнитного полей, в сочетании с сонаром бокового обзора.

Опробование пород дна: трубки, драги и т.д.

Для извлечения пород со дна океана применяются трубки, тралы, черпаки и драги. Опробование трубками (рис. 4.7) предназначено прежде всего для изучения верхних (до 50 м) слоев осадочного чехла. Трубка под действием собственного веса, с большой скоростью проникает в дно и забирает в полую часть инструмента колонку осадков. Известны случаи, когда поднимались и коренные породы.

Драгирование представляет собой один из основных методов, который позволяет получать образцы коренных пород дна с любых глубин. Комплект оборудования включает: глубоководную лебедку, трос, систему крепежа драги и собственно драгу. Драга (рис. 4.8) – это металлический пробоотборник с треугольным, прямоугольным или круглым сечением, который оснащен специальными устройствами (сетки, решетки) для удержания породы. Драгировочные операции включают: определение объекта опробования, выведение судна на точку, спуск драги, собственно драгирование (отрыв породы от субстрата) и подъем пробы на борт. Общее время драгирования зависит от глубины дна, погодных условий и может резко увеличиваться при аварийных или нештатных ситуациях (например, сложные зацепы). Под зацепом понимается за jaki (заклинивание) драги на дне океана, которая начинает работать как



Рис. 4.7. Трубка на борту судна. По: <http://www.geomar.de/projekte/komex/invest-area.html>



Рис. 4.8. Драга на борту НИС “Академик Николай Страхов”. Фото А.О. Мазаровича

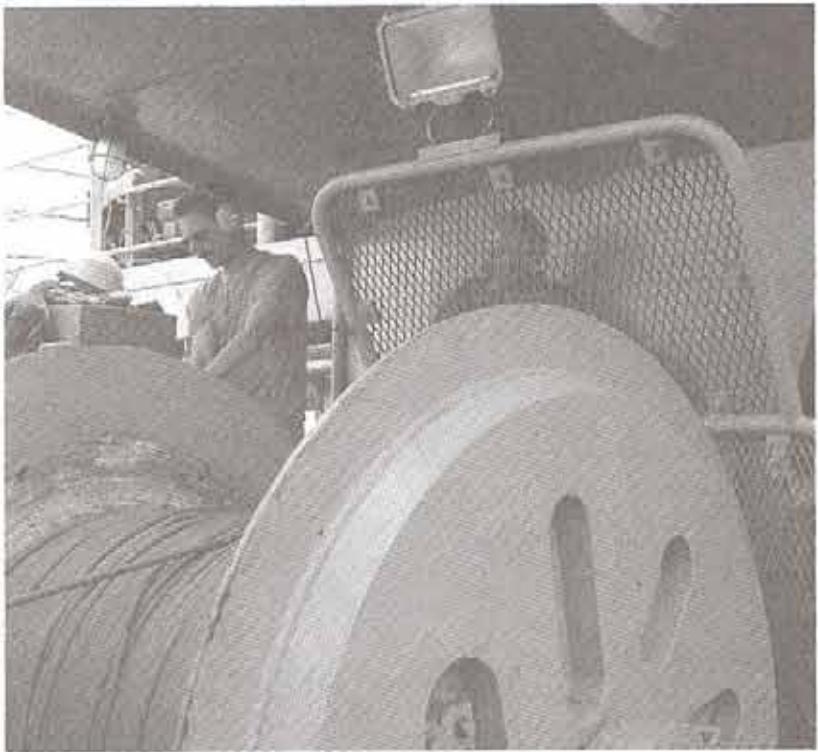


Рис. 4.9. Глубоководная лебедка (10 т) на борту НИС “Академик Николай Страхов”. Момент драгирования на глубине порядка 3000 м. Трос – французский. *Фото П Мороцци (Институт Морской геологии, Болонья, Италия)*

трос, который составляется из отдельных кусков с шагом уменьшения диаметра примерно в 2 мм (напоминает антенну в радиоприемнике). Такой трос обеспечивает хорошую амортизацию и сохранность во время зацепов.

Драгировки могут проводиться на глубинах от 20 до 6000 м (по опыту проведения экспедиционных работ в Атлантическом океане на НИС “Академик Николай Страхов”). При этом погодные условия могут изменяться от полного штиля экваториальной зоны до штормовых условий (ветер до 25 м/с) приантарcticкой акватории. В Тихом океане известны драгировки, которые осуществлялись на глубинах более 7000 м.

Бурение в акваториях

Бурение в акваториях осуществляется для достижения как научных, так и практических задач. Буровые механизмы могут быть размещены на судах, платформах различных конструкций, а также на искусственных островах.

В 1968 г. в США началось бурение в Мексиканском заливе первой глубоководной скважины на американском судне “Гломар Челленджер” (рис. 4.10). Это событие стало началом выдающегося проекта ХХ в. – DSDP (от англ. Deep Sea Drilling Project), который можно сопоставить с исследованиями в космосе. С этого времени геологи стали получать прямые указания о составе

якорь. При глубинах порядка 5000 м время на одну драгировку составляет около 5 ч. Вес поднятых пород может достигать сотен килограмм.

Одним из важнейших механизмов, предназначенный для наматывания (разматывания) троса служит глубоководная лебедка (рис. 4.9). На современных научно-исследовательских судах для драгировочных работ применяются 10–20-тонные гидравлические (иногда – электрические) лебедки. Барабан этих механизмов может забирать до 10 км и более троса. Во французских экспедициях применяется трос с диаметром порядка 20 мм по всей длине, в российских –

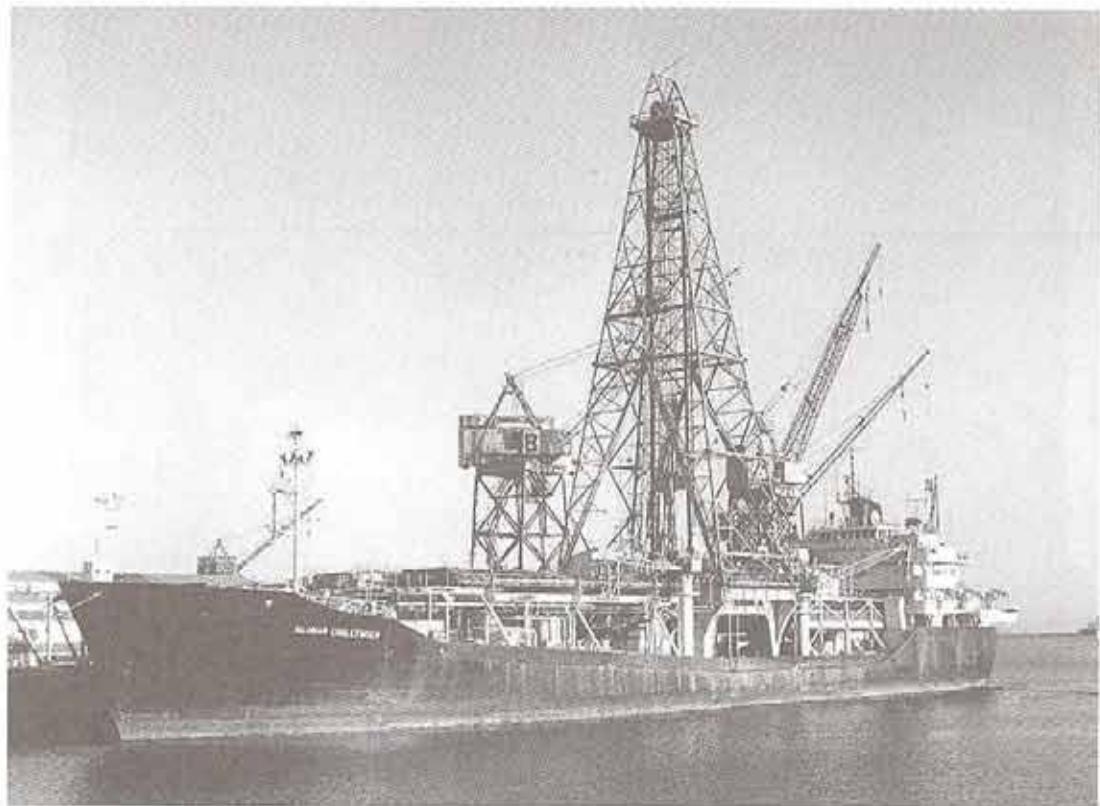


Рис. 4.10. Буровое судно “Гломар Челленджер”
По: <http://scilib.ucsd.edu/sio/archives/photos/60pic.jpg>



Рис. 4.11. Буровое судно “JOIDES Resolution”
По: <http://www.bgr.de/odp/img2kl.jpg>

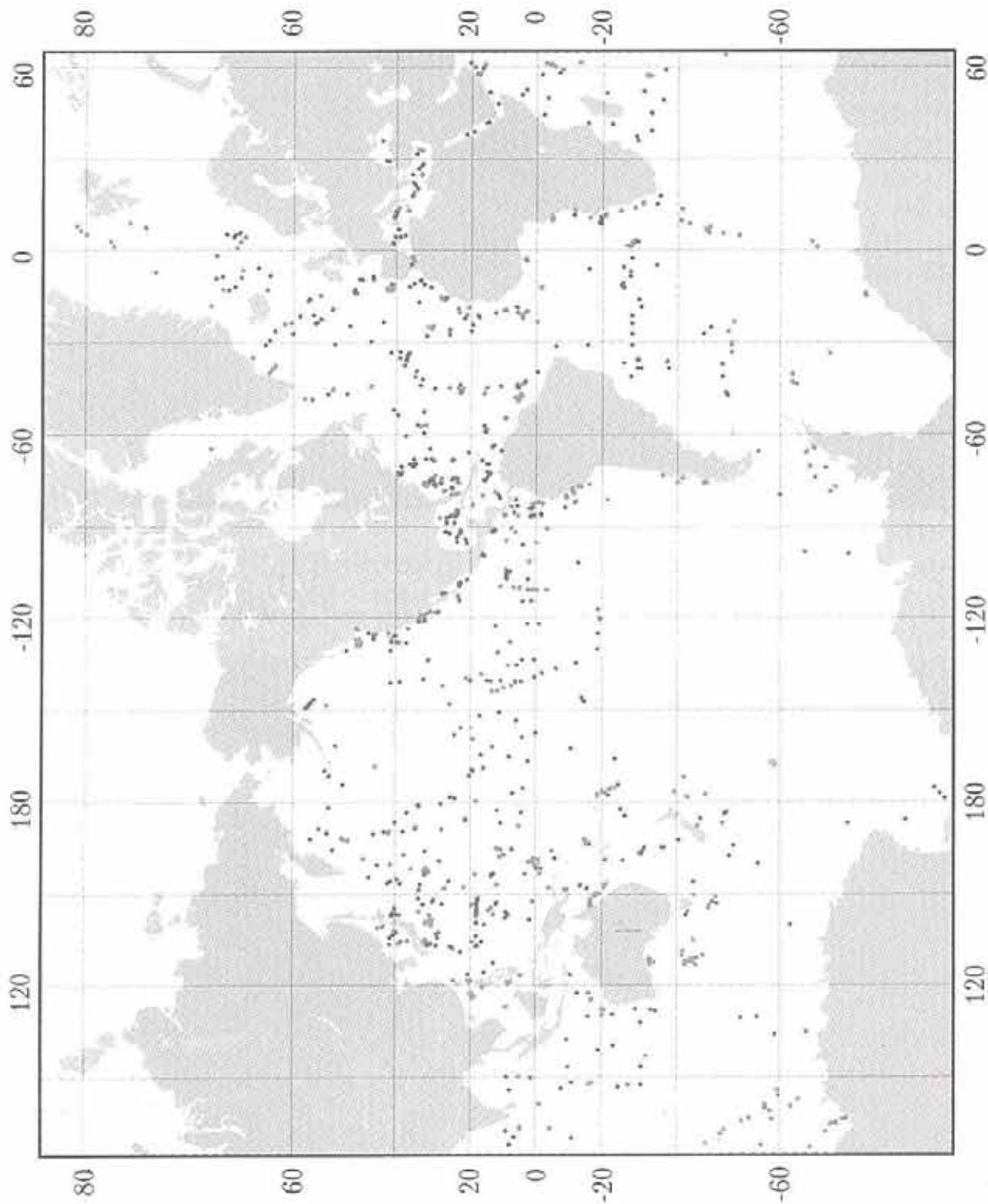


Рис. 4.12. Положение скважин глубоководного бурения 1985–2003 гг. Точки – скважины DSDP 1–624 и ODP 625–1277.
Последний обновленный список скважин можно найти по адресу: <http://www-odp.tamu.edu/sitemap/odpmap.gif>



Рис. 4.13. Буровая платформа
По: <http://tonova.typepad.com/thesuddencurve/travel/>

и возрасте коренных пород Мирового океана. Программа DSDP в 1985 г. продолжилась международным проектом ODP (от англ. Ocean Drilling Project) на более совершенном судне "JOIDES Resolution" (от англ. JOIDES: "Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling" – Объединение океанографических институтов по опробованию коренных пород Мирового океана) (рис. 4.11). За 30 лет работ было пробурено почти 1500 скважин (рис. 4.12) на глубинах до 8000 м. Проект завершился в 2003 г., и ему на смену пришел новый – IODP (от англ. Integrated Ocean Drilling Programm).

При разработке конструкции буровых судов были решены сложнейшие задачи по их стабилизации в пространстве, возможности возвращения на уже пробуренную скважину и продолжения бурения, создания соответствующих баз данных и хранения керна и многие другие технические и организационные проблемы. В ближайшем будущем ожидается начало работ японского бурового судна и немецкого ледокола с буровой установкой.

Буровые платформы используются на шельфе (рис. 4.13). Они могут устанавливаться на грунт или закрепляться якорями. На них может размещаться одна или более буровых установок как для вертикального, так и для горизонтального бурения. Буровые платформы широко применяются в Карибском, Северном и других морях. В пределах российской акватории бурение с платформ проводилось в Баренцевом, Карском, Охотском, Каспийском и



Рис. 4.14. Французский пилотируемый подводный аппарат “Наутилус”
По: <http://antares.in2p3.fr/Overview/nautilus/>

Черном морях. На многих объектах были открыты мееторождения (часто – гиганты) углеводородов (Штокмановское, Ледовое, Русановское, Приразломное и т.д.) В непосредственной близости от экономической зоны России, в условиях сложной ледовой обстановки Чукотского моря, были пробурены пять скважин на территории США (Попкорн, Клондайк и др.). Там же, но близко от берега, широко применяется метод создания искусственных насыпных островов, которые используются как основание для буровых установок.

Пилотируемые подводные аппараты (ППА)

ППА используются для решения как проблем фундаментальной науки, так и чисто практических задач (осмотр подводных частей инженерных сооружений, трубопроводов и т.п.). В океане они применяются для опробования пород дна, прямых наблюдений геологического строения, сбора информации о животном мире или свойствах водной среды. Благодаря работе этих аппаратов был составлен разрез океанической коры на поперечном хребте разлома Вима в Атлантическом океане. Подводные пилотируемые аппараты широко используются для изучения активных и неактивных гидротермальных полей. Одно из последних открытий (2000 г.) – поле Лост Сити, разлом

Атлантике в Атлантическом океане – было сделано с ППА. Современные глубоководные научные подводные лодки, которые могут исследовать глубины до 6000–6500 м, работают во Франции, США, Японии и России (рис. 4.14–4.17).

Морские магнитные и гравиметрические исследования

Эти исследования являются одними из основных геофизических методов, которые дают информацию о строении океанической литосферы. Они могут проводиться как с борта судна, так и с летательных аппаратов.

Магнитные исследования основаны на свойствах минералов (магнетит, титаномагнетит) в породах “запоминать” различные особенности магнитного поля Земли.

На судне измерения проводятся при помощи забортных магнитометров, которые буксируются при помощи кабель-тросов на максимальном удалении от других приборов и инструментов.

Гравиметрические исследования осуществляются набортными гравиметрами различных классов, которые расположены в наиболее стабильных частях судна на специальных платформах.



Рис. 4.15. Американский пилотируемый подводный аппарат “Элвин”

По: <http://www.marine.whoi.edu/ships/alvin/>

Навигация

Обеспечение навигации (определение положения судна в океане) представляется наиважнейшей целью обеспечения безопасности мореплавания и проведения любого вида геолого-геофизических исследований. В настоя-



Рис. 4.16. Японский пилотируемый подводный аппарат “Шинкай-6500”
По: <http://member.nifty.ne.jp/>

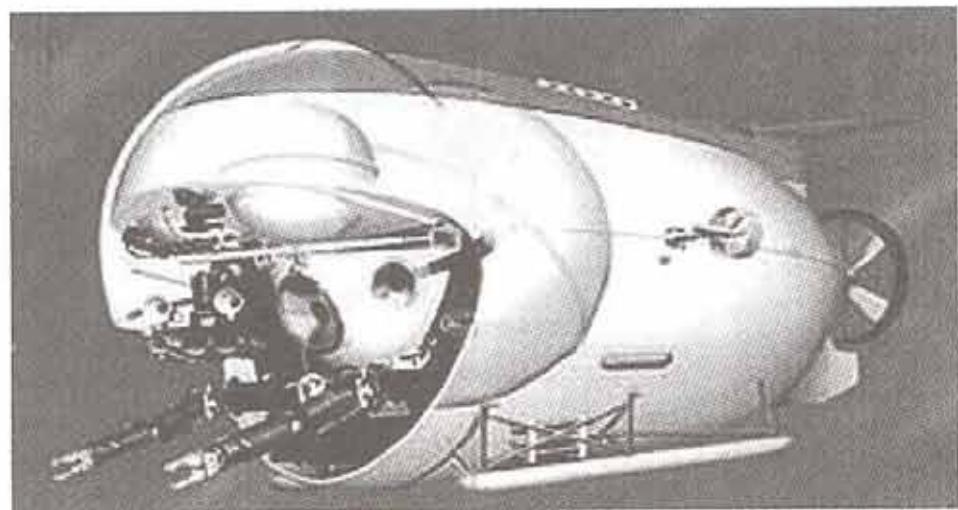


Рис. 4.17. Российский пилотируемый подводный аппарат “Мир”
По: <http://www.sio.rssi.ru/>

щее время основным способом определения местоположения судна является глобальная система спутниковой навигации и позиционирования – GPS (от англ. Global Position System) и ее отечественные аналоги. Большое количество спутников позволяет определять местоположение судов, включая подводные аппараты, с точностью до метров, вне зависимости от расположения района работ.

Спутниковая альтиметрия и предсказанная топография

В последние годы было установлено, что изучение океана возможно не только с судов, но и со спутников. Систематическое измерение высоты поверхности (альтиметрия) воды Мирового океана спутниковым радаром (ERS altimeter) на высоте порядка 800 км с точностью до нескольких метров, показало, что она зависит от рельефа дна океана и плотности пород. Иными словами положительные формы рельефа притягивают воду, увеличивая высоту ее поверхности, и наоборот. Образное понятие "уровень Мирового океана" не является постоянным, и отличия в высоте поверхности воды могут составлять более сотни метров. Основы метода изложены в статьях, которые приведены в Приложении 3.

Анализ альтиметрических данных позволил с высокой степенью достоверности создать математическую модель рельефа всего Мирового океана, так называемую предсказанную топографию (от англ. predicted topography). Спутниковые данные были сопоставлены с реальным эхолотным промером и экстраполированы на неизученные регионы. Точность предсказанной топографии позволяет планировать проведение экспедиционных работ (выбирать районы, закладывать галсы, даже в отдельных случаях проводить драгирование) и делать крупные теоретические обобщения. Однако необходимо подчеркнуть, что она не может полностью заменить эхолотный промер.

Принципы современной съемки океанского дна

Основными особенностями изучения дна в последние годы стали комплексные геолого-геофизические съемки и детальность работ. В течение десятилетий изучение строения дна океана велось по ходу судна методом маршрутного промера. Большие расстояния между галсами не позволяли коррелировать данные с высокой степенью надежности. Вместе с тем, в результате этих работ были установлены все типы океанических морфоструктур. Были открыты как крупные формы подводного рельефа (срединно-океанические хребты, поднятия, плато, желоба, разломные зоны и т.д.), так и более мелкие – отдельные горы, подводные каналы и пр. Детальность изучения существенно улучшилась после организации работ на полигонах – ограниченных по площади участках, в пределах которых параллельные галсы стали располагаться на расстояниях 2–5 миль. Применение многолучевых эхолотов (см. рис. 4.2) привело к полному (или почти полному) покрытию съемкой изучаемой территории. Исследование дна на современном уровне должно включать комплекс такого оборудования, как многолучевой эхолот, профилограф (3.5 кГц), магнитометр, гравиметр, сонар бокового обзора, непрерывное сейсмическое профилирование. Навигационная привязка осуществляется системой GPS. Исследования на полигонах, как правило, сопровождаются станционными работами (сбором различных геофизических данных или опробованием дна на ключевых точках).

Геолого-геофизический мониторинг океана

Судя по доступным данным, важнейшим направлением морских работ в океане становится создание долговременных мониторинговых систем – долгоживущих подводных комплексов оборудования различного назначения, соединенных едиными кабельными коммуникациями, со спутниковым контролем навигации и наземными системами базирования. Схемы этих систем могут быть гибкими – акустическое оборудование, высокочастотные радары, сонары бокового обзора, сейсмологическая аппаратура, приборы для измерения высоты волн, измерение профилей солености морской воды и т.д. В США подобные комплексы уже развернуты в районе хребта Хуан-де-Фука, где проводится непрерывное изучение крупного вулкана.

Контрольные вопросы

1. Мировой научный флот – характеристика.
2. Эхолотный промер: история, типы эхолотов. Принцип работы эхолотов.
3. Принципиальная разница между однолучевым и многолучевым эхолотами.
4. Генеральная батиметрическая карта Мирового океана – ГЕБКО (GEBCO).
5. Сейсмические методы исследований в океане.
6. Подводные роботы.
7. Опробование пород дна: трубы, драги, тралы и т.д.
8. Бурение в акваториях (шельф, открытый океан). Основные проекты.
9. Пилотируемые подводные аппараты (ППА).
10. Навигация. GPS.
11. Спутниковая альtimетрия. Предсказанная топография.
12. Принципы современной съемки океанского дна и мониторинга.

Глава 5

Срединно-океанические хребты. Рифты. Активные части трансформных разломов

В рамках современной геодинамики принято считать, что поверхность Земли разделена на ряд плит. Их соотношения определяются тремя основными типами границ – дивергентными, конвергентными и трансформными.

Дивергентная граница (от англ. divergent boundary) расположена между двумя расходящимися литосферными плитами. В океане они выражены срединно-океаническими хребтами, которые, в зависимости от скорости спрединга, имеют различную морфологию. Об этом будет сказано ниже.

Конвергентная граница (от англ. convergent boundary) расположена между двумя сходящимися литосферными плитами. В активных окраинах западно-тихоокеанского типа она выражена системой глубоководный желоб – островная дуга – окраинное море (Курило-Камчатский желоб – Большая и Малая Курильские дуги – Охотское море). На востоке Тихого океана граница представлена активной окраиной андийского типа. В ее состав входят глубоководный желоб и окраинный вулканический пояс (например, зона перехода от континента к океану на западе Южной Америки). Особым случаем является район сближения Африканской плиты, а также Индостана и Северной Евразии, который нами не рассматривается.

Трансформная граница (от англ. transform boundary) расположена между двумя литосферными плитами, которые перемещаются относительно друг друга. В океане они выражены, например, в срединно-океанических хребтах с невысокой скоростью спрединга в активных частях трансформных разломов.

Срединно-океанические хребты

Срединно-океанические хребты (часто встречается аббревиатура СОХ) имеют протяженность порядка 60 000 км. Их ширина может изменяться от 1000 до 4000 км. Превышение над близлежащими котловинами достигает 1500–3000 м. Они занимают около 17 % площади Мирового океана. Срединно-океанические хребты протягиваются практически непрерывной цепью от шельфа моря Лаптевых (хребет Гаккеля) в Северном Ледовитом океане на юг по осевой части Атлантического океана (Срединно-Атлантический

хребет – САХ), заворачивая в районе о-ва Буве (Африкано-Антарктический хребет) на восток-северо-восток в Индийский океан. Примерно в его центре хребет разделяется на две ветви. Первая протягивается на север, постепенно отклоняясь в сторону Аравийского полуострова. Ее продолжением считаются структуры Аденского залива и Красного моря. Вторая уходит в сторону Тихого океана и уже в его пределах выражена так называемым Восточно-Тихоокеанским поднятием (часто встречается аббревиатура ВТП). Оно трассируется до Калифорнийского залива (запад Северной Америки). От основной цепи есть несколько ответвлений – Американо-Антарктический, Чилийский и Галапагосский хребты. К Мировой рифтовой системе относят также хребет Хуан-де-Фука, расположенный в северо-восточной части Тихого океана около побережья Западной Канады. Принято, что он соединяется с ВТП по трансформному разлому Сан-Андреас. Осевая часть срединно-океанических хребтов характеризуется повышенной сейсмичностью и тепловым потоком, а также активным магматизмом основного состава. В ней происходит образование (аккреция) новой океанической коры.

Срединно-океанические хребты являются объектом пристального внимания геологического сообщества: создано большое количество международных (InterRidge) и национальных программ в США (NeMo), Великобритании (Bridge), Франции и некоторых других странах.

Основные особенности строения срединно-океанических хребтов определяются скоростями растяжения. Выделяют несколько геодинамических обстановок в зависимости от скорости (в см/год): медленная (1–4 (5)) (в последние годы стали выделять и ультрамедленную (< 1), средняя (5–8 (9)), быстрая (8 (9)–12) и ультрабыстрая (12–16).

Медленноспрединговые хребты (от англ. slow spreading ridge). Срединно-океанические хребты, которые формируются при невысоких скоростях спрединга (1–5 см/год), представляют собой протяженные поднятия океанического дна, с расчлененным рельефом. Они имеют вдоль осевой части хорошо выраженную рифтовую долину (рис. 5.1) симметричного или асимметричного профиля, которая может иметь ширину от 10 до 50 км и превышения рельефа от 500 до 2000 м и более. В пределах хребтов такого типа происходят резкие изменения рельефа как вдоль его простирания, так и поперек. По данным Е.П. Дубинина и С.А. Ушакова они отличаются редкими (5–10 тыс. лет) извержениями. Наличие магматических камер сейсмическими методами надежно не устанавливается. Характерными примерами считаются Срединно-Атлантический и Американо-Антарктический хребты. В последнее время выделены хребты с ультрамедленной (менее 1 см/год) скоростью спрединга. Они установлены в Северном Ледовитом океане (хребет Гаккеля) и на границе Атлантического и Индийского океанов (Африкано-Антарктический хребет, огибающий Африку с юга). Этот тип хребтов изучен на данный момент очень поверхностью, но известно, что они сочетают в себе магматические и амагматические отрезки и имеют необычное строение трансформных разломов и ряд других особенностей.

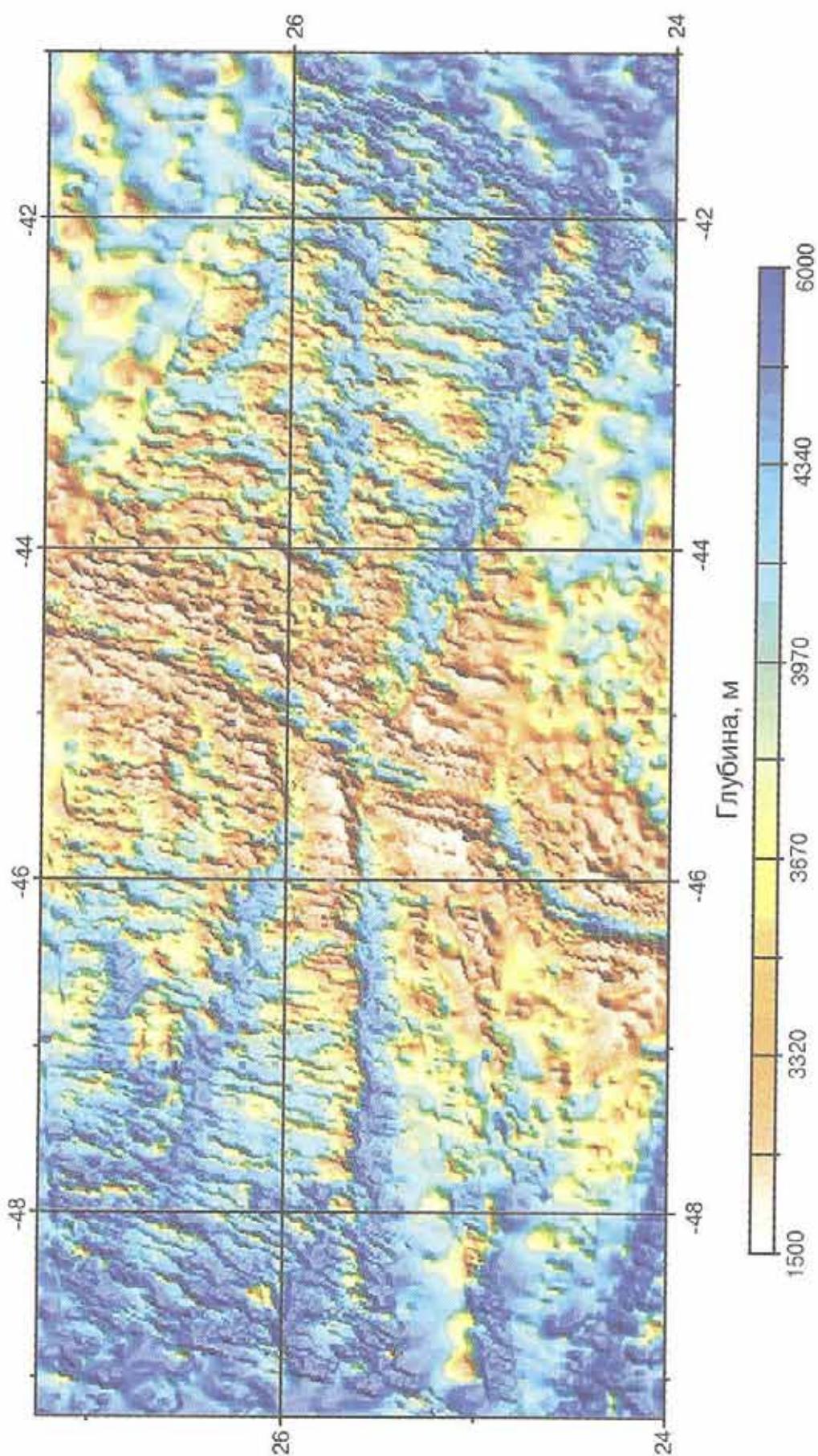


Рис. 5.1. Рельеф медленноспредингового хребта, Атлантический океан.
Хорошо видна рифтовая долина, проходящая по осевой части поднятия
По: http://ocean-ridge.ldeo.columbia.edu/n_mar/html/grids.html/

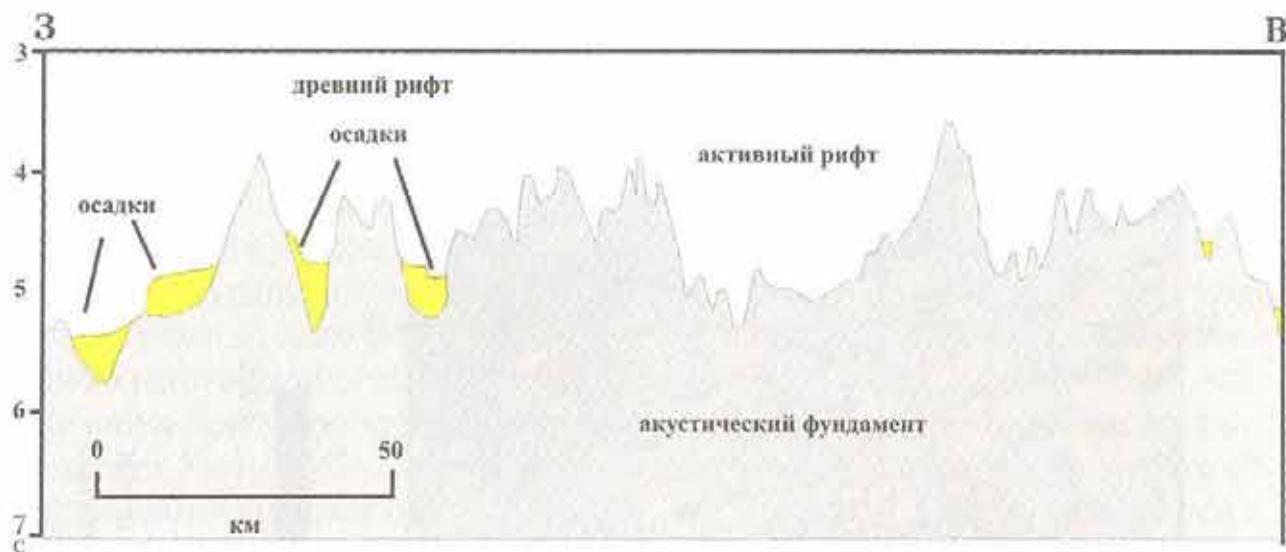


Рис. 5.2. Современная и древняя рифтовые долины на востоке активной части разлома Романш, Атлантический океан, экватор
По: [Bonatti et al., 1991]

Рифтовая долина представляет собой грабен симметричного или асимметричного профиля (рис. 5.2), расположенный в осевой части медленно спрединговых хребтов. Его плечи образуют в рельфе гряды, субпараллельные оси хребта – так называемые рифтовые горы. Рифтовая долина может иметь протяженность от первых десятков до многих сотен миль при ширине до нескольких десятков миль. В плане это линейный объект, который может искривляться или образовывать эшелоны депрессий (рис. 5.3). Амплитуды рельефа могут достигать 3000 м. Рифтовая долина имеет незначительные по площади участки относительно ровного дна, над которыми возвышаются линейные вулканические хребты, экструзии или цепи вулканов центрального или трещинного типа; в пределах последних формируются новые порции океанической коры (неовулканическая зона). Строение дна может также усложняться вытянутыми или изометричными депрессиями. Они могут располагаться в плане субпараллельно оси рифта, кулисообразно и под углами. Продольные и поперечные уступы и гъяры (открытые трещины) также усложняют строение рифтовой долины. Осадочный чехол практически отсутствует. Склоны долины имеют, как правило, ступенчатый характер, что связано с формированием сбросов. В основании склонов или отдельных ступеней формируются осипные образования. Коренные породы, которые слагают борта рифта, представлены в разных пропорциях базальтами, габбро или гипербазитами. Последние, как правило, серпентинизированы. С осевой частью рифтовой долины связаны интенсивная положительная магнитная аномалия, повышенные тепловой поток и сейсмичность. Рифтовые долины смещаются трансформными разломами на расстояние от первых до нескольких сотен километров.

Для рифтовых долин характерны *неовулканические хребты* (от англ. *neovolcanic ridge*), (например, рифтовая долина между разломом Кейн и 23°25' с.ш.). Они представляют собой на дне узкие (до 5 км) и протяженные (десятки километров) положительные формы рельефа. Их высота может

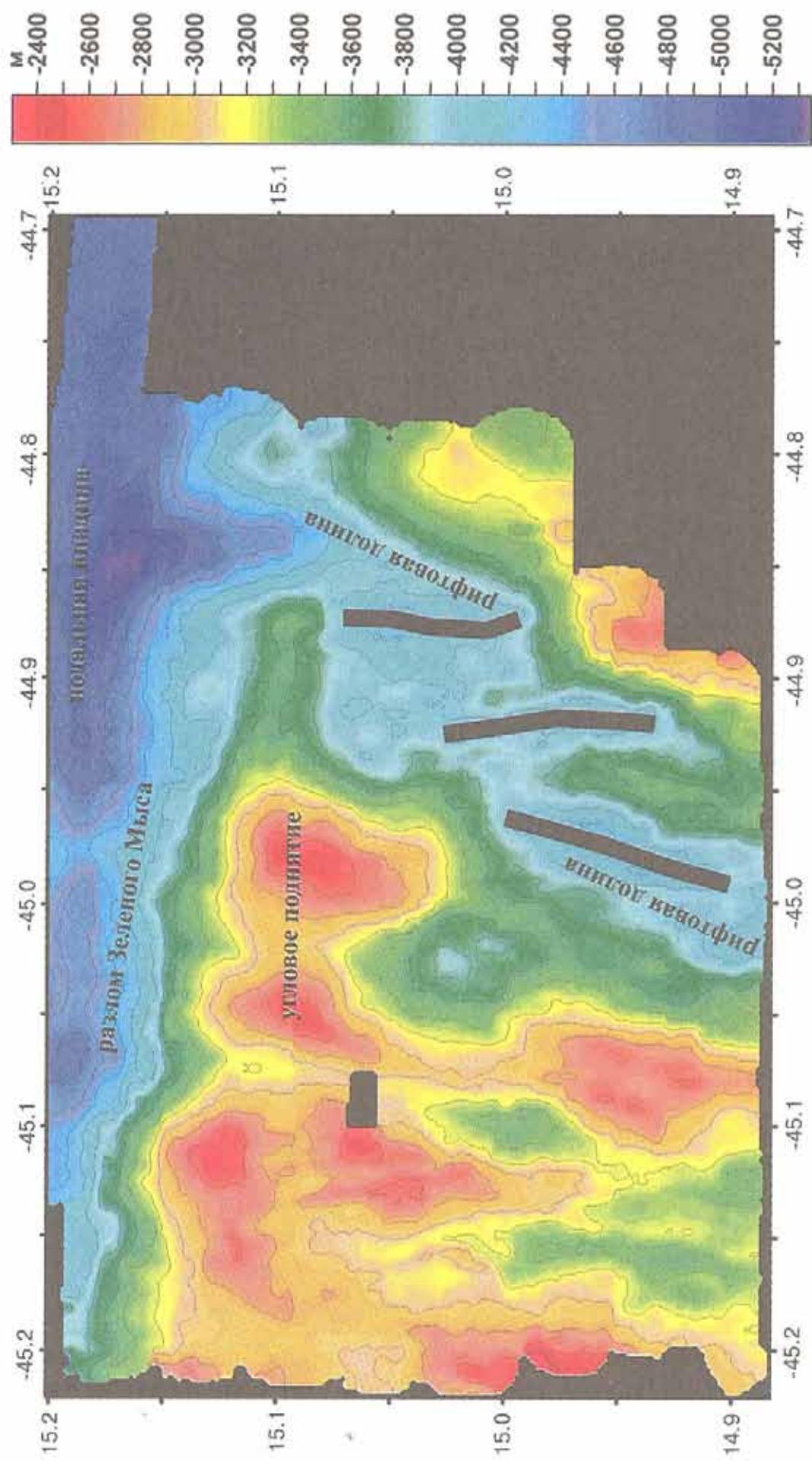


Рис. 5.3. Эшелоны депрессий (линии – оси депрессий) в рифтовой зоне южнее разлома Зеленого Мыса ($15^{\circ}20'$ с.ш.), Атлантический океан. Координаты – десятичные (градус и доля градуса). Материалы съемки многолучевым эхолотом в 15-м рейсе на НИС "Академик Николай Страхов". Карта построена Г.В. Агаповой

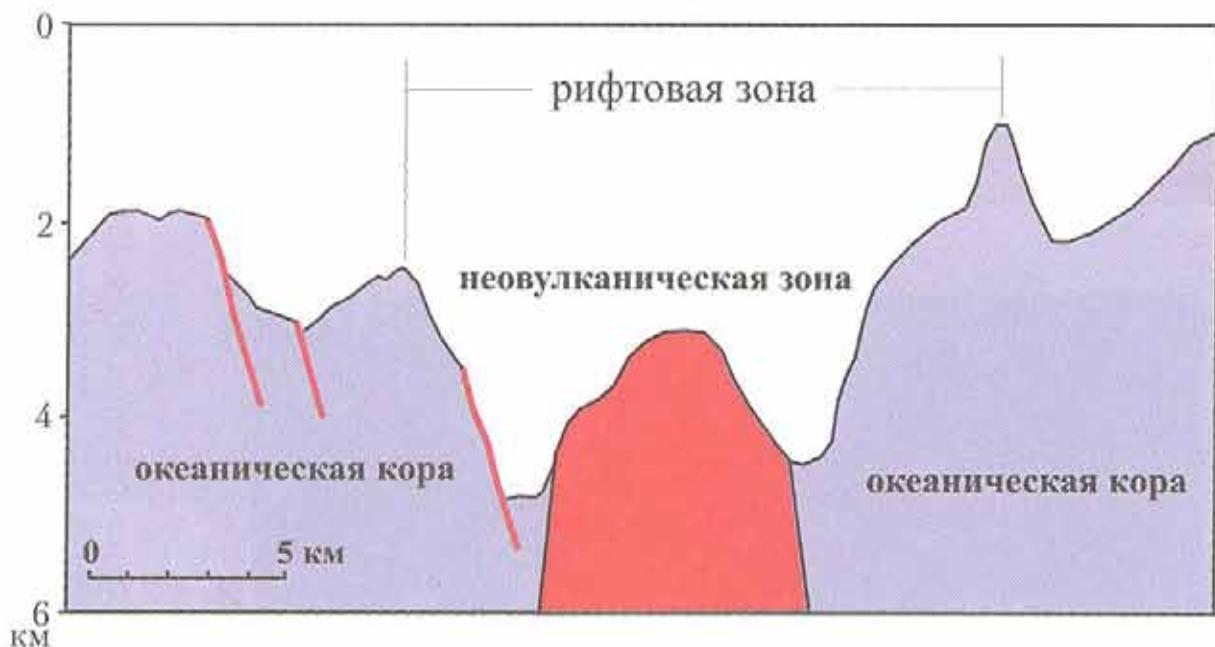


Рис. 5.4. Положение неовулканического хребта на 25°25' с.ш.
в Атлантическом океане. По: [Zonenschain et al., 1989]

достигать 600 м (рис. 5.4). Они формируются в результате трещинных изливов базальтов, и их вершина слагается, как правило, свежими стекловатыми базальтами, а основание – измененными. На ней могут располагаться отдельные вулканические конусы высотой до 100 м, которые отстоят друг от друга на 1–2 км. С отдельными пиками могут быть связаны активные гидротермальные поля (например, Снейк Пит в северной части Атлантики). Здесь же могут присутствовать и осадочные породы, мощность которых достигает нескольких сантиметров. Более древние базальты неовулканического хребта разбиты роями трещин, простирание которых совпадает с простиранием Срединно-Атлантического хребта.

Хребты со средней скоростью растяжения. Срединно-океанические хребты, которые формируются при средних (5–8 см/год) скоростях спрединга, имеют многие черты сходства с медленноспрединговыми, однако отличаются меньшей контрастностью рельефа. Превышение рифтовой долины – 50–200 м. Неовулканическая зона (см. ниже) имеет значительную протяженность. Извержения происходят через каждые 300–600 лет. Характерными примерами могут быть Галапагосский спрединговый центр и наиболее северная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Быстроспрединговые хребты. Восточно-Тихоокеанское поднятие представляет собой пример быстроспредингового хребта (от англ. *fast spreading ridge*). Это широкое (от 2000 до 4000 км) и пологое протяженное поднятие океанического дна, со сглаженным рельефом, которое имеет вдоль осевой части горстоподобное поднятие, иногда ограниченное по флангам депрессиями (рис. 5.5). На последнем практически нет осевого грабена, а если он и есть, то имеет врез от 5–10 до 30–40 м, при ширине в 40–300 м.

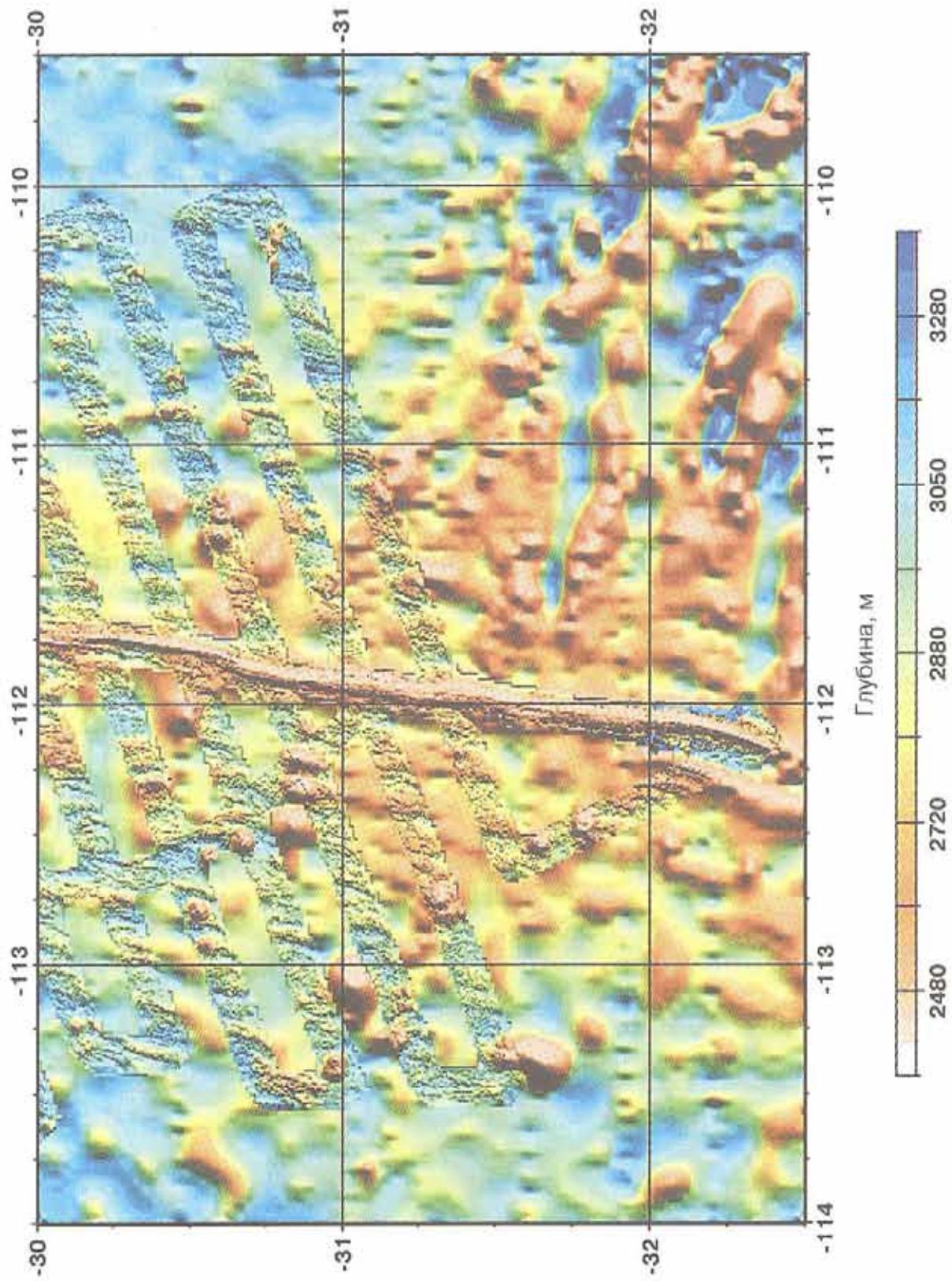


Рис. 5.5. Рельеф быстроспредингового хребта. Пo: http://ocean-ridge.ldeo.columbia.edu/n_mar/html/grids.html

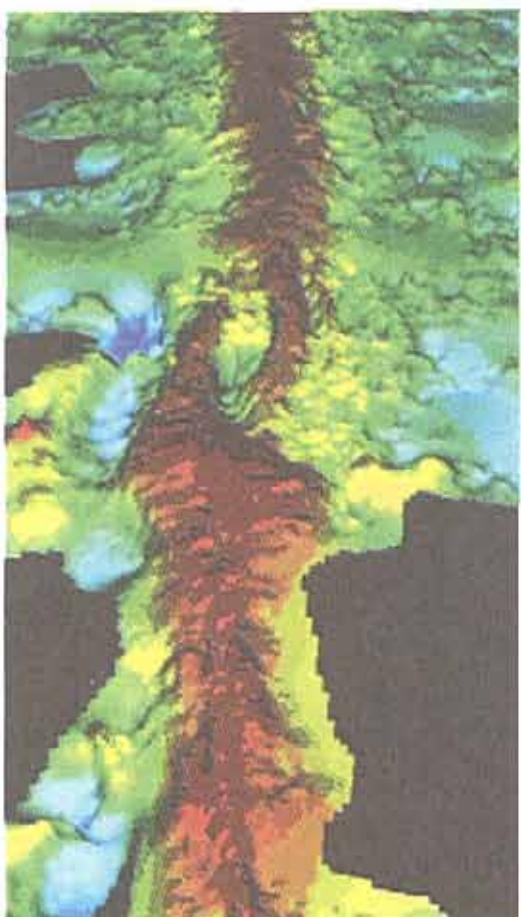


Рис. 5.6. Трехмерное изображение перекрывающихся центров спрединга на Восточно-Тихоокеанском поднятии. По: <http://pubs.usgs.gov/publications/text/topomap.html>

зваемые точки тройного сочленения (от англ. triple junction). Это области на поверхности Земли, где соединяются границы трех различных плит. Они стабильны с кинематической точки зрения, если ориентация каждой границы неизменна относительно других. Синонимами термина могут считаться “точка тройного сочленения”, “тройное сочленение”, “тройная точка”. Примерами тройных точек могут быть точки тройного сочленения Буве (Атлантический океан), изученная в ходе итальянско-российских экспедиций на НИС “Академик Николай Страхов” и “Геленджик” (рис. 5.7), и Родригес (Индийский океан), детально исследованная японскими геологами.

Хребты этого типа, по данным Е.П. Дубинина и С.А. Ушакова, отличаются частыми (каждые 50–500 лет) извержениями. Под их осевыми частями сейсмическими методами устанавливается наличие магматических камер. Для быстроспрединговых хребтов характерно формирование вулканических куполов (диаметр 200 м, высота 20 м), лавовых озер, а также наличие продвигающихся навстречу друг другу центров спрединга (от англ. overlapping spreading centers). Более точный смысловой перевод этого термина – области формирования новых порций океанической коры, которые продвигаются субпараллельно навстречу друг другу (рис. 5.6).

Срединно-океанические хребты сегментированы: вдоль их простирания отмечается изменение рельефа и составов как мантийных, так и коровых пород. Здесь же могут достаточно резко меняться и геофизические поля. Границы сегментов приурочены, как правило, к трансформным разломам.

Точки тройного сочленения

В Мировом океане есть ряд районов, в которых происходит соединение трех срединно-океанических хребтов – это так называемые (от англ. triple junction). Это области, где сятся границы трех различных плит. Они же и являются зонами разлома, если ориентация каждой границы не совпадает с направлением движения плит. Синонимами термина могут считаться “тройное сочленение”, “тройная точка”. Примером тройного сочленения является Триангуляция Буве (Атлантический океан), место встречи итальянской экспедиции на НИС “Геленджик” (рис. 5.7), и Родригес (Индийский океан), место встречи японскими геологами.

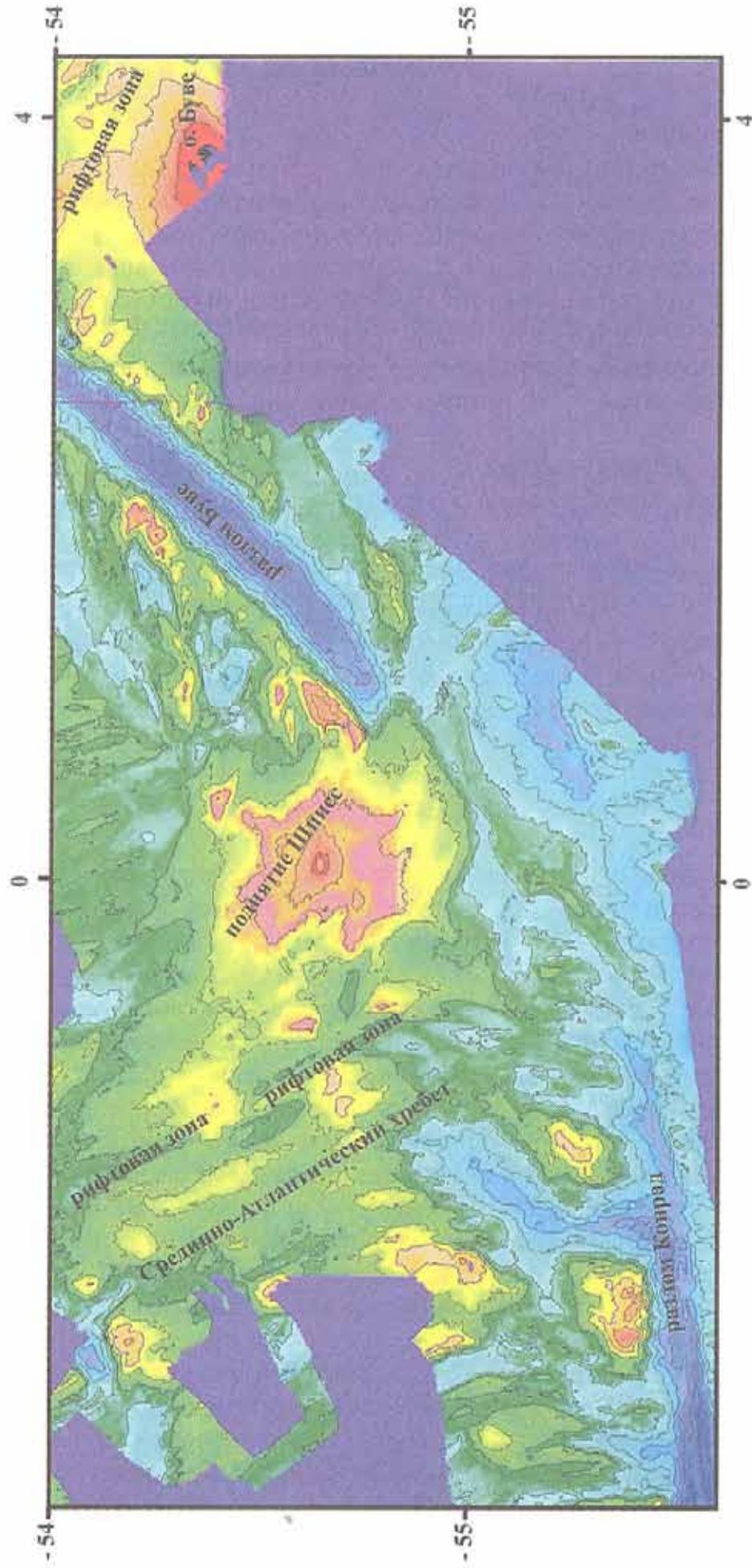


Рис. 5.7. Рельеф области тройного сочленения Буве. Карта составлена по результатам российско-итальянских экспедиций М. Лиджи (Институт Морской геологии, Болонья, Италия)

Контрольные вопросы

1. Основные типы границ плит.
2. Дивергентные границы – определение, примеры, показ на карте.
3. Конвергентные границы – определение, примеры, показ на карте.
4. Трансформные границы – определение, примеры, показ на карте.
5. Срединно-океанические хребты – определение, показ на карте.
6. Типы срединно-океанических хребтов. Сравнительная характеристика.
7. Медленноспрединговые хребты – определение, показ на карте.
8. Рифтовые долины – строение, состав пород, тектоническое положение.
9. Неовулканические хребты.
10. Хребты со средней скоростью растяжения – определение, показ на карте.
11. Быстроспрединговые хребты – определение, показ на карте.
12. Точки тройного сочленения – определение, показ на карте.

Глава 6

Трансформные разломы и их соотношение с осевыми частями хребтов

История открытия трансформных разломов была приведена выше (см. главу 2). Трансформный разлом (от англ. transform fault) представляет собой область сдвиговых перемещений, по которой один структурный элемент резко преобразуется в другой. Трансформные разломы могут называться в соответствии с теми структурными элементами, которые они соединяют (например, трансформный разлом типа дуга–дуга). Согласно этой классификации, могут быть выделены трансформные разломы типа желоб–желоб, желоб–ороген, хребет–дуга, хребет–желоб, хребет–ороген и т.д.

Разломы типа хребет–хребет

Разломы типа хребет–хребет широко известны в океане и им посвящено большинство публикаций. Они представляют собой в рельефе дна депрессию (желоб), которая трассируется на сотни километров от оси хребта. Зона разлома имеет ширину до десятков километров. Она отражена в рельефе дна океана и в акустическом фундаменте не только отрицательными, но и положительными формами (уступы, системы хребтов). Части разломов, расположенные между рифтовыми долинами, называются *активными*. С ними связаны наибольшие глубины, а также эпицентры землетрясений, имеющих сдвиговую компоненту. На флангах срединно-океанических хребтов и в пределах абиссальных котловин разломы как формы подводного рельефа имеют меньшие амплитуды или исчезают. Это связано с тем, что в ходе эволюции срединно-океанического хребта, согласно теории плитной тектоники, трансформный разлом из-за остывания литосферы погружается, заполняется осадками и “отмирает”. Эти части разломов называются *пассивными*.

Вместе с тем, по геолого-геофизическим данным и, прежде всего, алтиметрии, океанские разломы прослежены на расстояние до первых тысяч километров. Морфоструктура разломов зависит от скорости и направления спрединга (трансформные разломы быстрого и медленного смещения, с растяжением и сжатием). Как в активных, так и в пассивных частях трансформных разломов отмечаются уменьшение мощности коры и подъем вещества более глубинных горизонтов. К настоящему моменту, по данным Газеттира

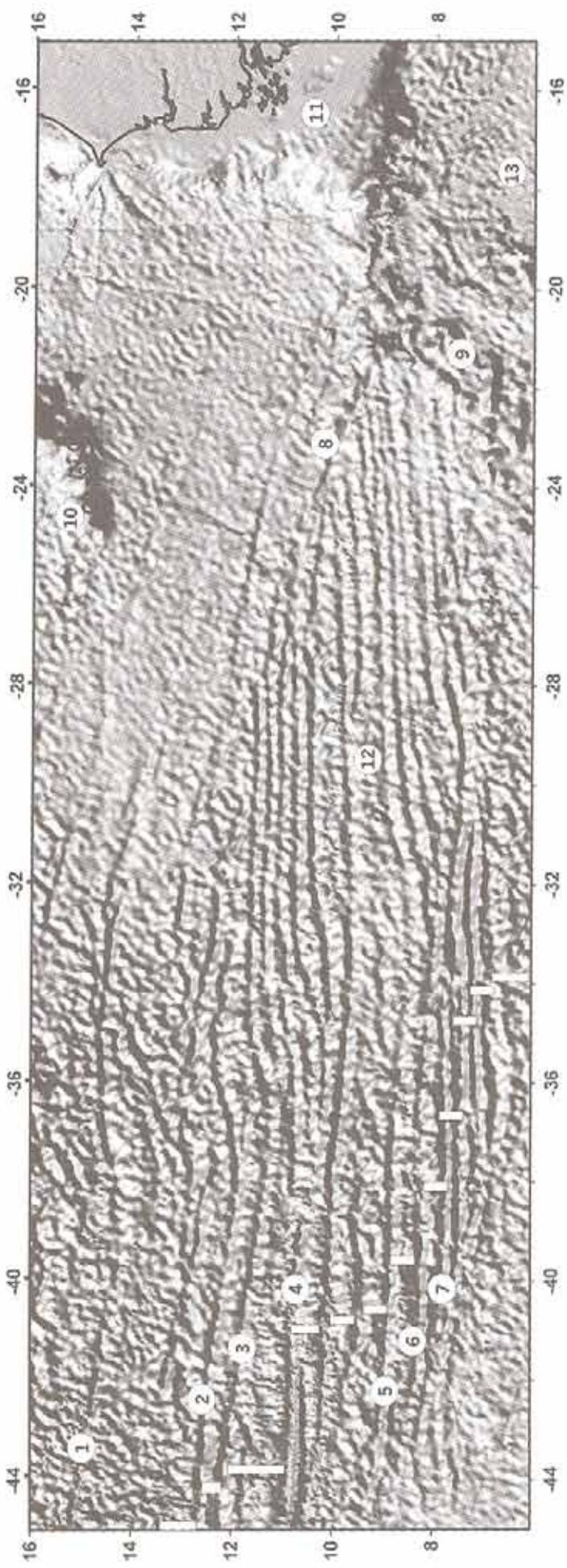


Рис. 6.1. Разломные зоны Центральной Атлантики. Белыми прямоугольниками показаны рифтовые зоны 1–7 – разломы; 1 – Зеленого Мыса, 2 – Марафон, 3 – Меркурий, 4 – Вима, 5 – Архангельского, 6 – Делдрамс, 7 – Верналского; 8 – уступ Кабо Верде; 9 – горы Батиметристов; 10 – Гипейское плато; 11 – острова Зеленого Мыса; 12, 13 – котловины; 12 – Зеленого Мыса, 13 – Сьерра-Леоне. Основа – спутниковая альбометрия. По: [Sandwell, Smith, 1992]

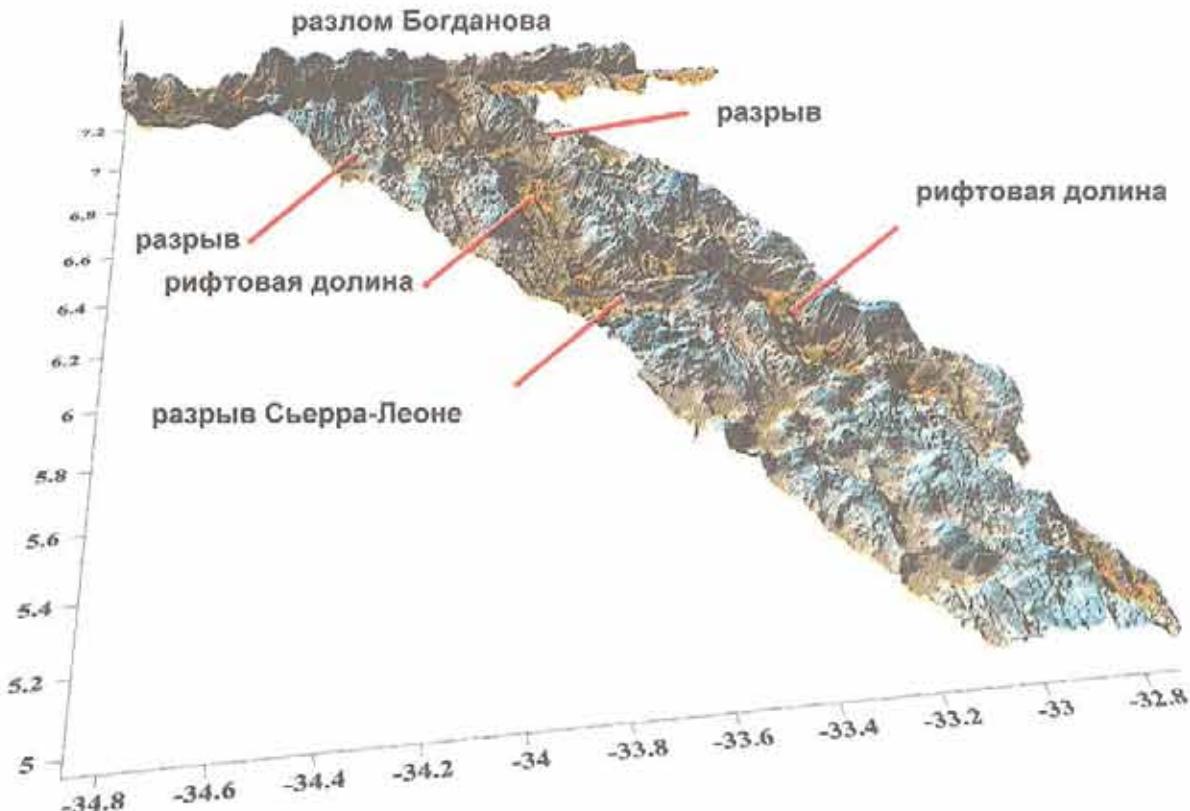


Рис. 6.2. Трехмерное изображение Срединно-Атлантического хребта между 7° и 5° с.ш., иллюстрирующее соотношение разрывов или зон поперечных нарушений сплошности осевой части (“discontinuity”) и рифтовой долины. Координаты – десятичные (градус и доля градуса). Материалы съемки многолучевым эхолотом в 22-м рейсе на НИС “Академик Николай Страхов”

ГЕБКО, в Мировом океане известно около 160 разломов с собственными названиями (например, разлом Оуэн в Индийском океане, Кейн – в Атлантическом и др.). Однако их общее число специально не подсчитывалось и может составлять, судя по данным альтиметрии, несколько сотен (рис. 6.1).

Расстояния между трансформными разломами по простиранию срединно-океанического хребта могут изменяться от первых десятков до первых сотен километров. Они могут находиться на значительном расстоянии друг от друга (одиночные разломы), быть сдвоенными, формировать системы разломов (полиразломные системы). Особой категорией нарушений являются различные разрывы или поперечные нарушения, известные в англоязычной литературе как “discontinuity” (рис. 6.2).

Крупные одиночные разломы выражены в рельефе желобами шириной в первые десятки миль. Они отделены от соседних сходных или более сложных разломных систем отрезками срединно-океанических хребтов протяженностью во многие десятки – сотни миль. Например, расстояние от разлома Страхова в Атлантическом океане до ближайшего к северу разлома Богданова составляет 365 км, а к югу (разлом Сан-Паулу) – 350 км. Эти образования могут иметь разное строение активных частей, в частности, морфологию и протяженность. Примерами могут служить такие разломы, как Атлантичес, Ошеанографер, Кейн, Зеленого Мыса, Страхова и др.

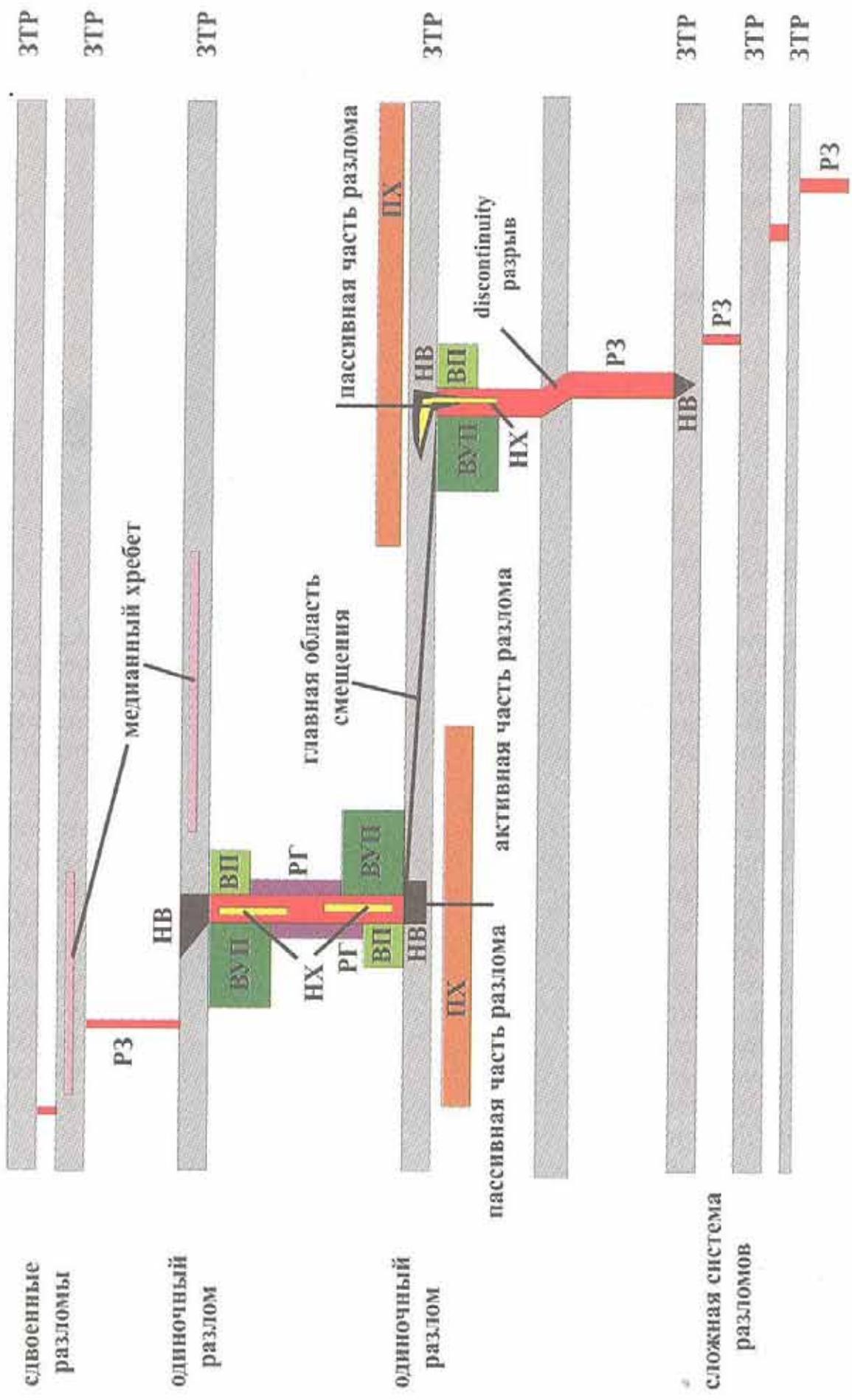


Рис. 6.3. Принципиальная схема соотношения рифтовых зон и трансформных разломов зон трансформного разлома; ВУП – внешнее угловое поднятие; ВП – внутреннее угловое поднятие; НВ – нодальная впадина; ПХ – поперечный хребт; РЗ – рифтовая зона; НХ – неовулканический хребет; РГ – рифтовые горы

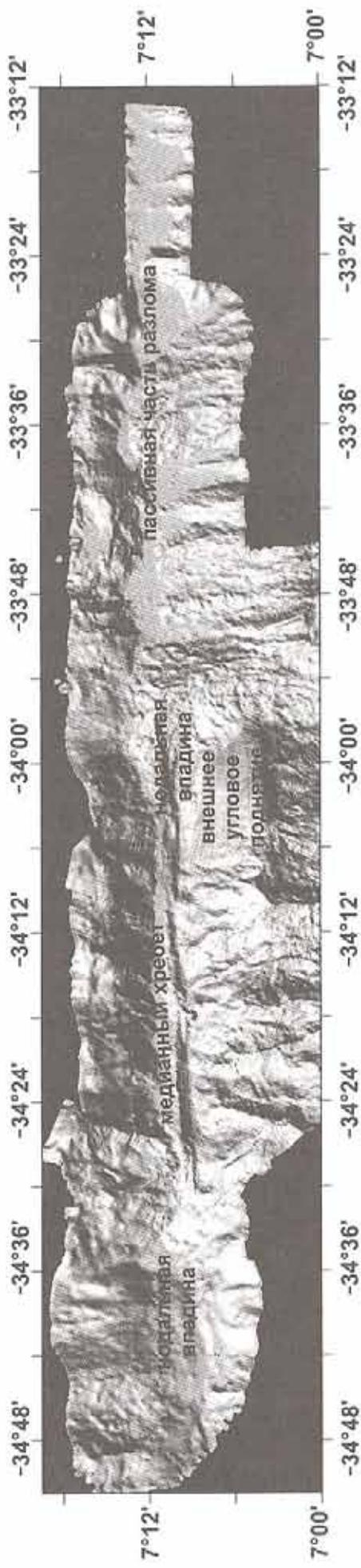


Рис. 6.4. Активная часть трансформного разлома Богданова, Атлантический океан
Данные 22-го рейса НИС "Академик Николай Страхов"

Сдвоенные разломы представлены двумя субпараллельными трогами, расстояние между которыми составляет первые десятки миль. Характерными примерами в Атлантическом океане могут служить системы разломов Марафон и Меркурий, а также Чарли Гибbs и Боде Верде.

Полиразломные системы представляют собой серии субпараллельных желобов с общей шириной в первые сотни миль. Они образуют весьма сложные по своей морфологии участки океанского дна. Прежде всего они развиты в приэкаториальной части Атлантического океана (Романш-Чайн, Архангельского-Долдрамс-Вернадского и Сан-Паулу).

Разрывы или зоны поперечных нарушений сплошности срединно-океанического хребта ("discontinuity") представляют собой относительно пониженные области, с которыми могут совпадать изгибы рифтовых долин или иные аномальные явления. За пределами осевой части хребта они прослеживаются в виде трогов, которые в той или иной степени заполнены осадочными породами, сходными с трогами одиночных разломов.

В пределах срединно-океанических хребтов наиболее обстоятельно исследованы области рифтовых долин, активные части разломов, а также их соотношения. Основные морфоструктуры областей стыка рифт–трансформ показаны на рис. 6.3.

Район срединно-океанического хребта, в котором происходит взаимодействие рифтов и трансформных разломов (т.е. зон растяжения и сдвигов) называется областью стыка (от англ. *rift-transform intersection*) рифт–разлом. В русскоязычной литературе для определения этой геологической ситуации применялись различные термины: соединение рифтовых и трансформных

депрессий, зона сочленения. Иногда применяется прямое перенесение термина – интерсект, что, по мнению автора настоящего учебного пособия, представляется неудачным.

Область стыка рифт–разлом

Область стыка рифт–разлом (см. рис. 6.3) включает в себя следующие морфоструктурные элементы: прилегающие структуры рифтовой долины, поднятия внутреннего и внешнего углов, нодальные впадины, а также прилегающие части трансформного разлома. Строение и рельеф перечисленных объектов могут существенно изменяться в зависимости от скорости спрединга.

Рифтовые долины. При приближении к желобам разломов происходит постепенное погружение дна рифтовых зон и уменьшение мощности коры. В некоторых случаях могут формироваться многочисленные уступы, перпендикулярные простиранию рифта. В более сложных ситуациях происходит продвижение неовулканических хребтов в сторону желоба трансформного разлома. В плане рифтовые долины, как правило, перпендикулярны простиранию разлома. Однако имеются и исключения. Известны примеры отклонения рифтовых долин (см. рис. 5.3.) в сторону пассивной, а не активной части трансформного разлома (разлом Зеленого Мыса на $15^{\circ}20'$ с.ш. в Атлантическом океане). В природе встречаются и более сложные случаи, чем модели. Так, в крупнейшей зоне разломов Романш (Атлантический океан, экватор) на западе активной части рифтовая долина практически перекрыта поперечным хребтом, а на востоке – не доходит до трансформного разлома. Все это свидетельствует о необходимости более детальной проработки геодинамических моделей, учитывающих особенности строения дна.

Активная часть трансформного разлома. Активная часть трансформного разлома – трансформ или трансформный разлом (от англ. active part of the transform fault) представляет собой область сдвиговых перемещений краев плит в срединно-океаническом хребте с активной сейсмичностью, сформированной в результате спрединга. В рельфе дна океана она выражена желобом (рис. 6.4), расположенным между двумя рифтовыми долинами. Ее протяженность может достигать первых сотен километров при ширине до первых десятков километров. Желоб активной части разлома, как правило, не заполнен осадочным чехлом, или мощности осадков находятся на пределе обнаружения высокочастотными и одноканальными методами сейсмического профилирования. Строение может осложняться медианными хребтами или депрессиями. Собственно перемещение происходит по зоне главного трансформного смещения, которое проявлено разрывами, пересекающими желоб разлома под небольшим углом.

Нодальные впадины. В районе сочленения океанских разломных зон и рифтов срединно-океанических хребтов расположены нодальные впадины (от англ. nodal – центральный, узловой). Эти формы рельефа океанского дна представляют собой очень глубокие (до 6000 м) понижения рельефа (см. рис. 6.4), которые развиты в основном в пределах хребтов с медленными скоростями. В Атлантическом океане они образуют несколько типов. Простейший

по своему строению тип представляет собой относительно неглубокие (200–400 м) понижения океанского дна на пересечении рифтовой долины и небольших трансформных разломов. В других обстановках они могут быть вытянуты в сторону рифта на расстояние до 20 км или иметь изометричные очертания. Широко известны нодальные впадины, которые тесно сопряжены с “поднятиями внутреннего угла”. Они имеют в плане форму, близкую к треугольной. Ряд впадин имеет более сложную форму и может вдвое превышать по размерам предыдущие. Их максимальные глубины могут достигать 5500 м. Известны случаи, когда наиболее глубокие части нодальных впадин вытягиваются вдоль простирации активной части разломов (протяженность 50–60 км, ширина – 10–15 км). Наконец, сложные нодальные впадины могут образовывать ряд депрессий (максимальные глубины до 4500–5000 м), которые разделены неовулканическими хребтами.

Поднятия внутреннего угла. Характерной особенностью областей стыка рифт–разлом можно считать поднятие внутреннего угла (от англ. *high inside corner*). Эти объекты (см. рис. 6.4) располагаются на стыке активной части трансформного разлома и рифтовой долины. Как правило, они образуют крупные подводные пики с минимальными глубинами в пределах всего срединно-океанического хребта. Согласно теории литосферных плит, возникновение этих морфоструктур связано с вертикальными движениями, которые были обусловлены неравномерным разогревом или охлаждением (поднятием или опусканием, соответственно) тех или иных частей новообразованной океанической литосферы. По мнению автора настоящего учебного пособия, сейчас мы не можем однозначно считать это положение доказанным. В частности, в Атлантическом океане известны поднятия внутреннего угла (гора Пейве в разломе Вернадского), которые сложены габброидами (образования магматических камер). Но есть и подводные сооружения (гора Ферсмана в разломе Марафон), основания которых сложены деформированными и метаморфизованными породами средних частей океанической литосферы. Выше их были драгированы только свежие базальты, что свидетельствует о двух, как минимум, этапах формирования поднятий внутреннего угла. Наконец, известны ситуации, при которых поднятия внутреннего угла слагаются серпентинизированными гипербазитами, что требует создания новых моделей их формирования.

Поднятия внешнего угла. Поднятия внешнего угла (от англ. *high outside corner*) изучены хуже. Это отчетливо выраженные поднятия океанского дна в областях взаимодействия рифтовых долин и пассивных частей трансформных разломов (см. рис. 6.4). Они имеют большие глубины, чем поднятия внутреннего угла.

Поднятия пересечения. На срединно-океанических хребтах с высокими скоростями спрединга формируются поднятия пересечения (от англ. *intersection high*). Это обширные топографические поднятия с аномально мелкими глубинами дна в районе сочленения осевой части хребта и трансформного разлома, которые до сих пор не получили однозначной интерпретации. Они встречены в ряде крупных трансформных разломов Тихого океана (например, разлом Клиппертон).

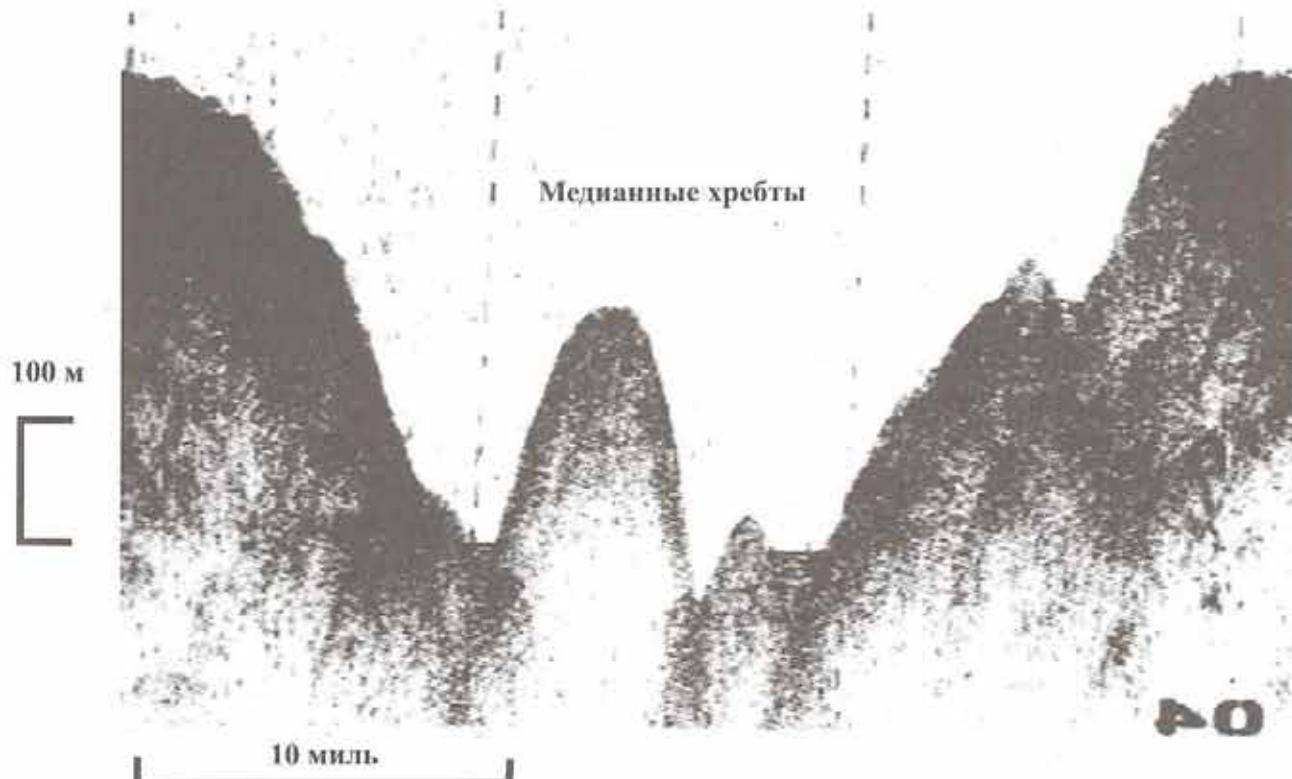


Рис. 6.5. Медианные хребты в разломе Долдрамс, Атлантический океан
Данные 9-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”. Разрез получен
в сейсмическом отряде под руководством В.Н. Ефимова

Медианные хребты. Характерной чертой многих разломов в океане представляются медианные хребты (от англ. *median ridge*), расположенные в желобах трансформных разломов. В Атлантическом океане они известны в разломах Чарли Гиббс, Атлантис, Кейн, в Индийском – Атлантис II, в Тихом – Томайо и Клиппертон. Медианные хребты представляют собой (рис. 6.5, см. рис. 7.5) положительные формы рельефа протяженностью во многие десятки километров при относительной высоте в первые сотни метров. Они могут располагаться в любой части как активных, так и пассивных частей желобов трансформных разломов. При этом их может быть несколько. Медианные хребты могут быть обнаружены как вдоль оси разломных зон, так и примыкать к бортам разломных желобов. На настоящий момент нет ни одной универсальной модели, которая бы объяснила их происхождение. С этих морфоструктур были подняты все типы пород океанической коры в различных пропорциях – от только серпентинитов или гипербазитов до свежих базальтов. Примечательно, что почти со всех медианных хребтов были подняты тектонические или осадочные брекции. Типичный медианный хребет (протяженность около 14 км, ширина 15–20 км, высота порядка 100 м) известен в разломе Атлантис, где он расположен на востоке активной части. Его происхождение связывают с результатом действия сжатия при сдвиговых напряжениях в трансформе, в результате которого были образованы поднятые блоки серпентинизированного материала, ограниченные разломами. Наиболее вероятно, что медианные хребты формируются в результате разных причин.

Они могут быть созданы тектоническими процессами или иметь вулканогенную или протрузивную природу. В заключение отметим, что эти объекты изучены плохо, и их истинная природа еще ждет своего объяснения.

Поперечные хребты. В некоторых трансформных разломах (например, Вима и Романиш, приэкваториальная часть Атлантического океана) над дном возвышаются протяженные (до 1000 км и узкие – порядка 50 км) асимметричные хребты. В англоязычной литературе они обозначаются как “*transverse ridge*”, а в русскоязычной – нет общепринятого термина. Чаще всего их называют поперечными хребтами. Они расположены на минимальных глубинах от 500 до 1000 м и возвышаются над прилегающими частями дна океана на 1000 – 8000 м. В редких случаях вершины хребтов выходят выше уровня моря (скалы Св. Петра и Павла (см. рис. 2.4). Они сложены мантийными породами. Известны ситуации (разлом Романиш), когда на абразионных поверхностях хребтов происходило формирование мелководных карбонатных платформ. В настоящее время они погружены на глубину в первые сотни метров. С поперечных хребтов был драгирован полный набор пород океанической коры (от гипербазитов до базальтов).

* * *

Заканчивая обсуждение строения срединно-океанических хребтов, отметим, что они представляют собой протяженные подводные горные сооружения, осевая часть которых характеризуется повышенной сейсмичностью и активным магматизмом. В зависимости от скорости спрединга они меняют свою морфологию. В осевых частях срединно-океанических хребтов происходит образование (акреция) новой океанической коры. Хребет сегментирован – вдоль его простирации отмечается изменение рельефа, геофизических полей и составов как мантийных, так и коровых пород. Границы сегментов приурочены, как правило, к трансформным разломам. Последние могут значительно различаться по своему строению. Зоны стыка разломов и рифтовых зон могут существенно видоизменяться по набору морфоструктур.

Контрольные вопросы

1. Трансформный разлом – определение термина, типы, происхождение.
2. Область стыка рифт–разлом – основные элементы.
3. Активная часть трансформного разлома – определение, особенности строения.
4. Нодальные впадины – определение, особенности строения.
5. Поперечные хребты – определение, особенности строения. Примеры.
6. Медианные хребты – определение, особенности строения.
7. Поднятия внутреннего и внешнего углов.

Глава 7

Океанические (или глубоководные) котловины. Пассивные части трансформных разломов. Внутриплитные деформации

Основное пространство дна Мирового океана с преобладающими глубинами более 4000 м, расположеннное за пределами материковой окраины называется *ложем океана*. Это очень крупная (площадь – более 50 % дна Мирового океана – около 255 млн км^2), отрицательная форма рельефа, один из главных элементов рельефа и геологической структуры Земли. Важнейшими элементами рельефа ложа океана являются океанические котловины и разделяющие их срединно-оceanические хребты, пассивные части трансформных разломов, возвышенности, подводные плато и подводные горы.

Океанические глубоководные котловины представляют собой замкнутые понижения дна океана или морей регионального размера более или менее изометричной формы, оконтуренные изобатами 3000, 4000 или 5000 м. Всего в Мировом океане выделяется 292 котловины. Рельеф глубоководных котловин может быть весьма разнообразным. Значительная их часть представляет собой ровные поверхности с уклонами в сотые или тысячные доли градуса (абиссальные равнины). Их рельеф в значительной мере обусловлен скоростями осадконакопления.

Описание обстановок осадконакопления не является задачей данного учебного пособия. Они подробно рассматриваются во второй части курса на лекциях Л.Ф. Копаевич. Вместе с тем, очень схематично напомним основные характеристики *осадочного чехла* Мирового океана.

В основании осадочного (рис. 7.1) на пилло-лавах толеитового состава часто залегают маломощные (первые десятки сантиметров – метры), не выдержаные по простиранию металлоносные осадки вишнево-бурого цвета с преобладанием в них окислов железа, иногда с фауной. На сушке их выходы известны на о-ве Маю (архипелаг островов Зеленого Мыса). Выше линии карбонатной компенсации (глубины менее 4000–4500 м) осадочный слой обычно сложен карбонатными осадками (рис. 7.2). Это связано со свойством растворения карбонатных осадков в морской воде при давлениях 400–450 атм. На больших глубинах осадки представлены красными глубоководными глинами или кремнистыми илами. Недалеко от центров вулканической деятельности (островные дуги и вулканические острова) в разрезе присутствуют прослои туфов, а вблизи дельт крупных рек (например, Нигер, Атлантический океан) и терригенные осадки.



Рис. 7.1. Пиллоу-лавы базальтов толеитового состава Атлантический океан
Фото А.О. Мазаровича



Рис. 7.2. Глубоководные карбонатные осадки, Атлантический океан
Фото П. Мороцци (Институт Морской геологии, Болонья, Италия)

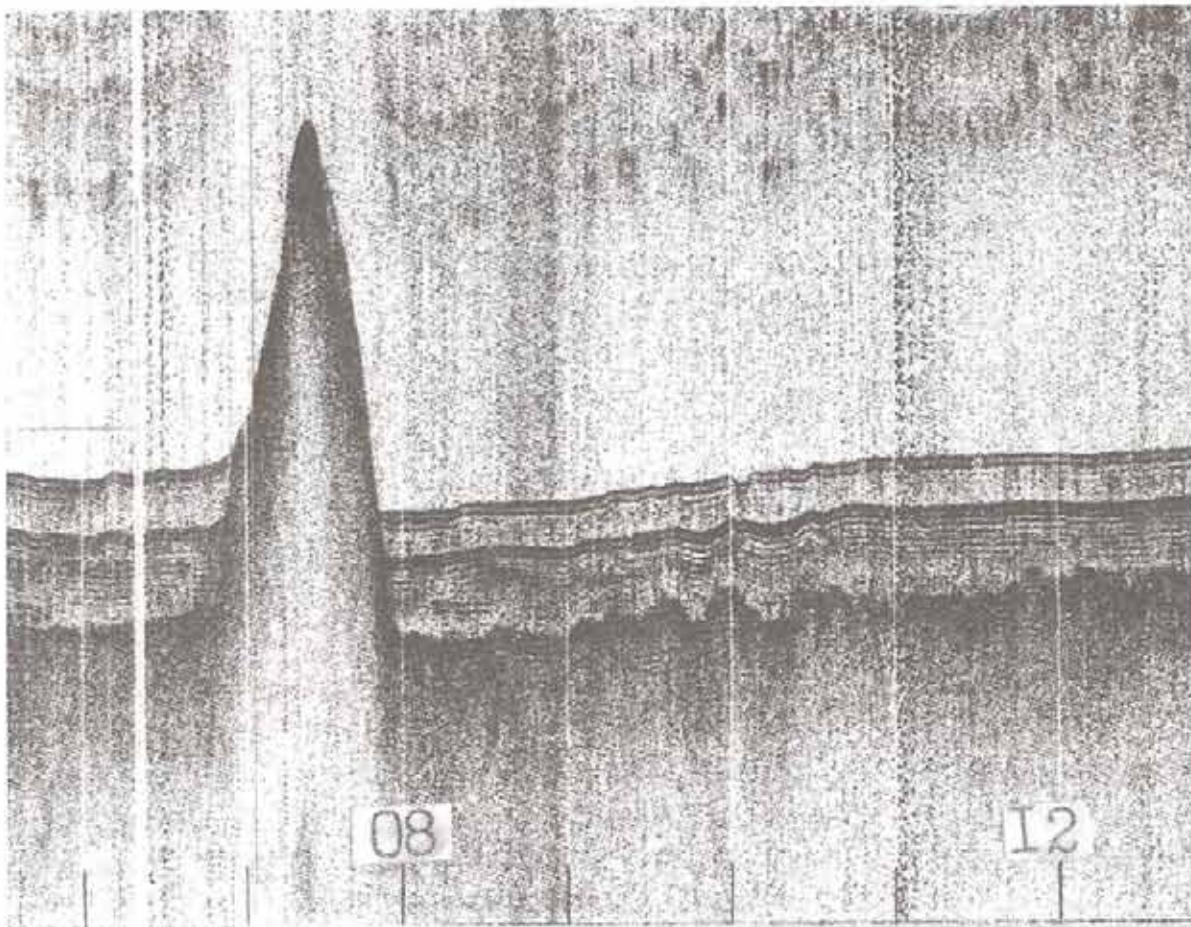


Рис. 7.3. Разрез непрерывного сейсмического профилирования через котловину

Гамбия в Атлантическом океане, пересекающий одну из подводных гор
Здесь и на рис. 7.4: цифры внизу – часы. Расстояние между отметками равно
примерно 10 милям (см. Приложение 5). Соотношение горизонтального и
вертикального масштабов примерно 1:9. Разрез получен в сейсмическом отряде
под руководством В.Н. Ефимова

Общей закономерностью распределения мощностей осадочного слоя является их увеличение от срединно-океанических хребтов, где осадков почти нет, к континентам. На континентальных окраинах атлантического типа и в районах крупных речных дельт мощность осадочного чехла может достигать 10–12 км (Северо-Западная Африка, юго-восток Индостана).

На абиссальных равнинах часто располагаются положительные формы рельефа (рис. 7.3) – абиссальные холмы, подводные поднятия или вулканические сооружения. Последние будут рассматриваться в следующей главе.

Абиссальные холмы представляют собой положительные формы рельефа дна, высота которых изменяется от первых десятков до сотен метров при диаметре основания в несколько километров. Они могут формировать целые провинции, в пределах которых отсутствуют участки ровного дна (равнина Гаттерас в Атлантическом океане). Их происхождение связывают с магматизмом или с захоронением палеорельефа, но общепринятой точки зрения нет.

поднятие Сьерра-Леоне



Рис. 7.4. Сейсмический разрез от глубоководной части океана на поднятие Сьерра-Леоне, Атлантический океан, 2-й рейс НИС "Иван Киреев". Пояснение см. на рис. 7.3.

Поднятия океанического дна представляют собой обширные (сотни–тысячи квадратных километров) положительные формы рельефа, которые возвышаются над окружающим дном на многие сотни метров и не имеют связи ни со срединно-океаническими хребтами, ни с материковым подножием. Их рельеф меняется от выровненного до сильно расщепленного. Они имеют повышенную мощность коры океанского типа (свыше 18 км). Часто синонимом поднятий служит термин "аэйсмичный хребет", введенный Дж Уильсоном в 1963 г. Под ним понимается подводное поднятие линейной или более сложной конфигурации, с которым не связана современная активная сейсмичность и (или) вулканизм. По мнению автора настоящего пособия, признак сейсмичности не может (и не должен) являться (вспомните время основания сейсмостанций) серьезной основой для тектонического районирования дна океана. Тем более, что на одном из "аэйсмичных поднятий", Китовом хребте и на юге Анголы, был ряд землетрясений с магнитудами более 4 баллов. Этапонными поднятиями океанического дна можно считать поднятия Хесса на северо-западе Тихого океана и Сан-Паулу или Сьерра-Леоне в Атлантическом океане (рис. 7.4).

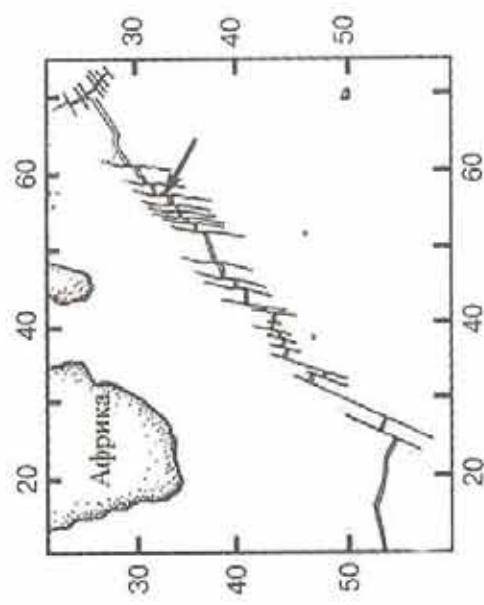
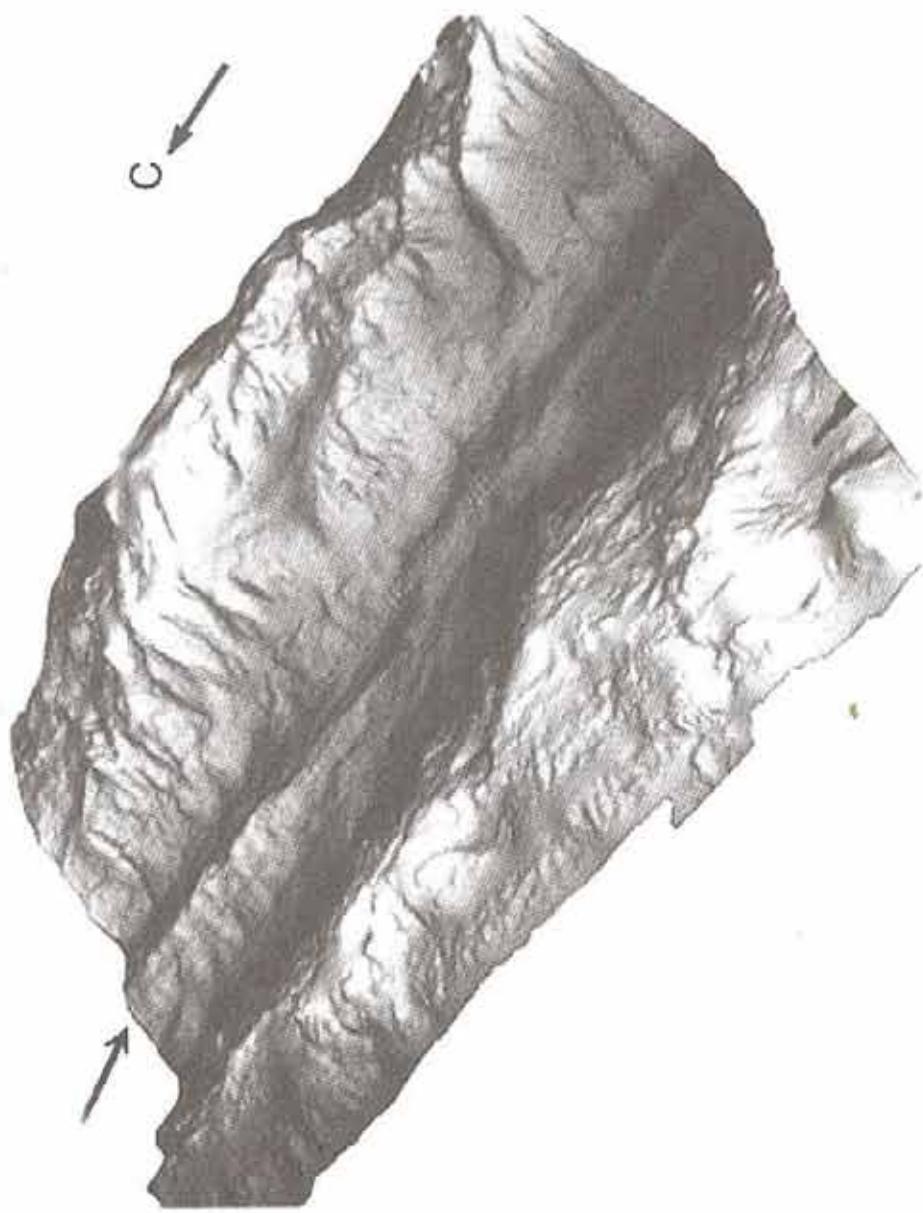


Рис. 7.5. Медианный хребет в разломе Атлантис II (показан стрелкой). Юго-восточный Индийский хребет (местоположение хребта показано на врезке стрелкой).
По: <http://www.pmel.noaa.gov/pubs/outstand/emb/2063/southern.shtml>

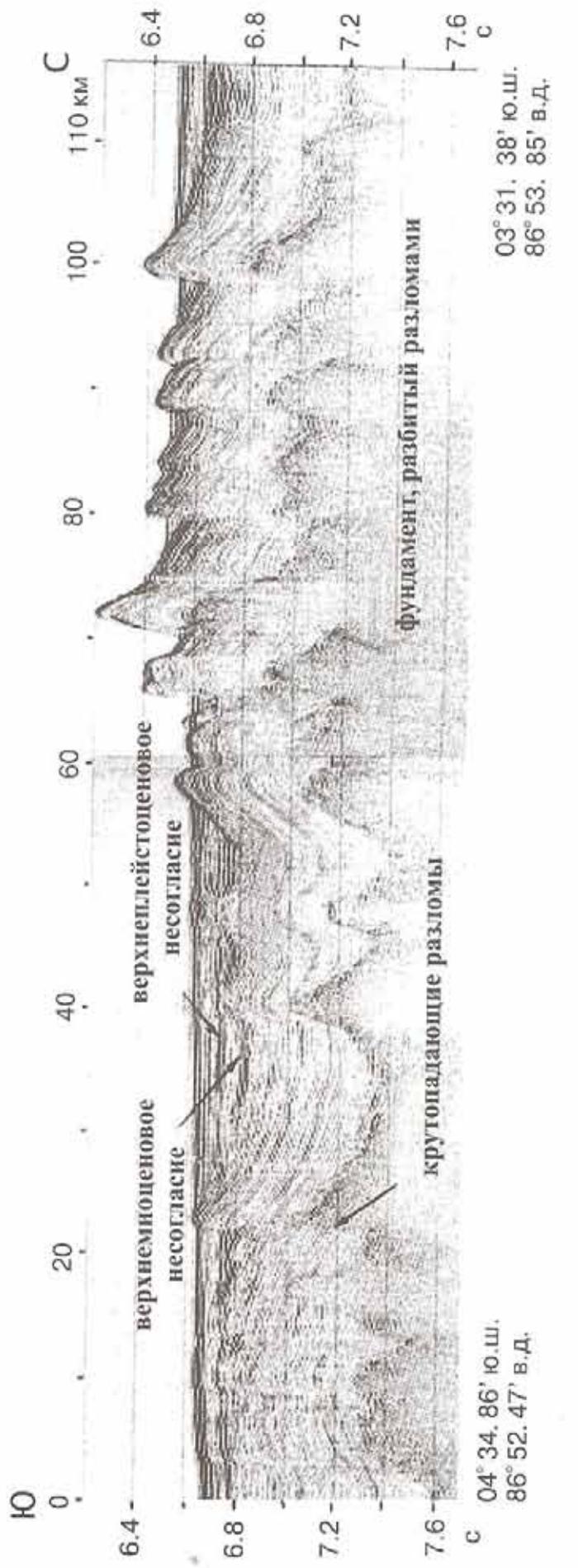


Рис. 7.6. Внутриплитные деформации в Центральной котловине, Индийский океан
По: www.ias.ac.in/epsci/mar2002/Esb1440.pdf

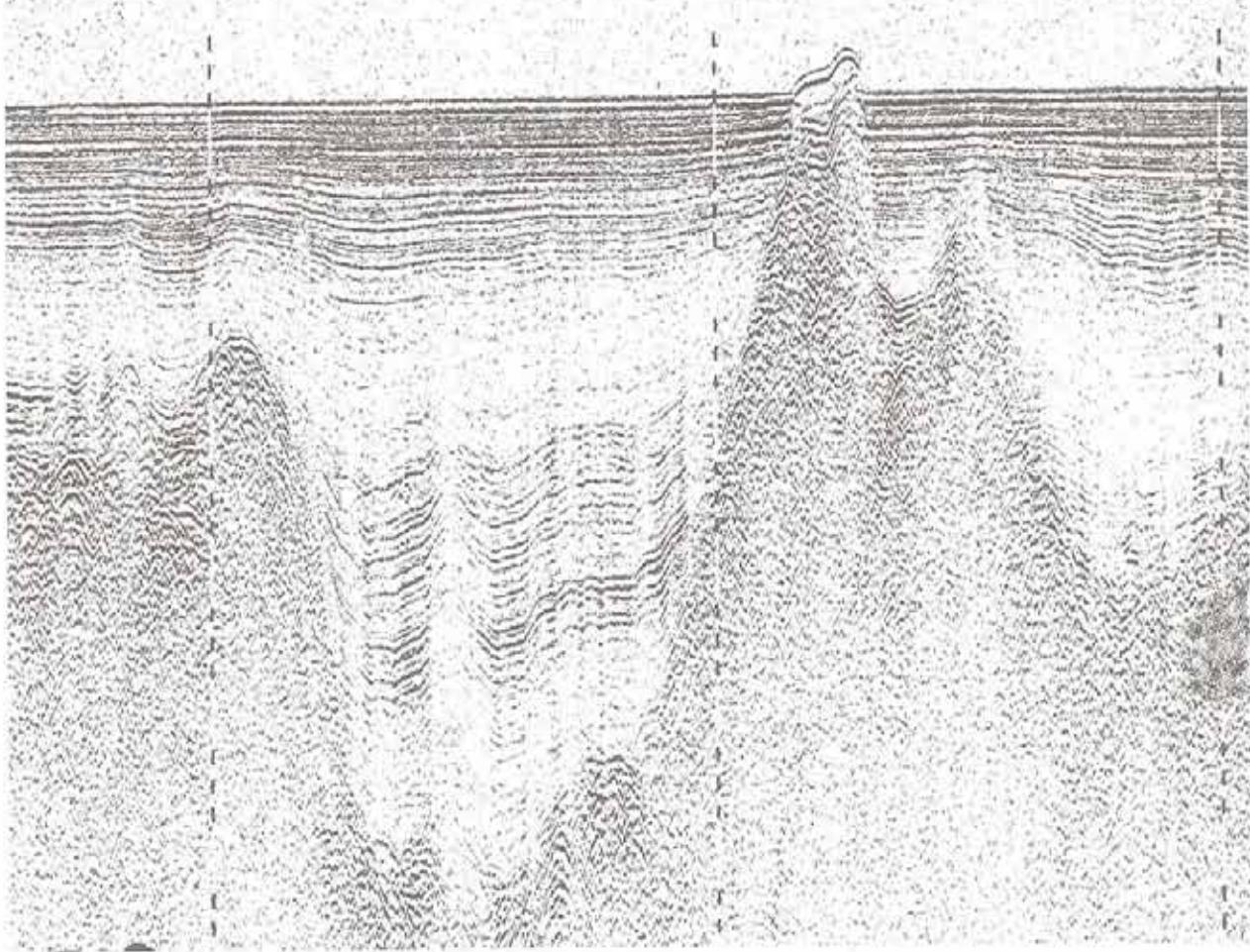


Рис. 7.7. Внедрение пород акустического фундамента в осадочный чехол Ангольской котловины

Длина профиля – 25 миль. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов примерно 1 : 9. Разрез получен в сейсмическом отряде под руководством В.Н. Ефимова

Строение рельефа глубоководных котловин осложняют также пассивные части трансформных разломов. Они выражены линейными депрессиями в акустическом фундаменте, выполненными осадочным чехлом, мощность которого может составлять сотни метров, а также поднятиями на дне океанов. Их строение может усложняться медианными хребтами (рис. 7.5).

В плане пассивные части разломов обычно субпараллельны, но они могут расходиться, сближаться, вплоть до образования азимутального несогласия (например, южнее о-вов Зеленого Мыса, см. рис. 6.1). Картина может осложняться также изменениями простираций более высокого порядка. Пассивные части трансформных разломов испытывают не только прогрессивное опускание по мере их удаления от оси спрединга, но и положительные вертикальные движения. Они разделяют литосферные блоки различного возраста, а их протяженность составляет от 80 до 95 % от общей длины трансформов. Средняя ширина этих зон в Атлантическом океане в плане, включая поперечные хребты, составляет около 65 км.

Деформации коры Мирового океана за пределами осей спрединга или зон субдукции (внутриплитные деформации) заслуживают особого внимания.

Они были впервые установлены в Центральной котловине Индийского океана (рис. 7.6). Здесь океанический фундамент и перекрывающий его осадочный чехол деформированы в широкие складки широтного простирания с длиной волны от 100 до 200 км и амплитудой до 2 км. Помимо этого, все структуры осложнены пологого падающими разломами. Эти деформации, как правило, выражены в гравитационном поле, где они проявляются аномалиями в свободном воздухе от 30 до 80 мГал. Осадочный чехол нарушен круто-падающими разрывами, которые вынуждаются с глубиной. Отмечается высокая сейсмичность в этом регионе. Фокальные механизмы землетрясений свидетельствуют о преимущественно взбросовом и сдвиговом характере смещений вдоль разрывных нарушений.

Внутриплитные деформации установлены и в Атлантическом океане (котловины Зеленого Мыса и Ангольская, а также в районах разломов Долдрамс, Марафон, Меркурий (см. рис. 6.1) и во многих других местах. Анализ структур свидетельствует о том, что они были сформированы в результате различных причин: внедрения пород акустического фундамента (рис. 7.7) или сжатия отдельных частей океанической коры. В целом, вопрос о происхождении внутриплитных деформаций нуждается в обстоятельном исследовании.

Контрольные вопросы

1. Ложе Мирового океана – определение термина, строение.
2. Абиссальная равнина, абиссальный холм, провинция абиссальных холмов – определение терминов, строение, районы нахождения.
3. Глубоководные котловины – определение термина, районы нахождения, строение.
4. Осадочный чехол океана – распределение и строение осадочного чехла, мощности, районы максимального осадконакопления.
5. Поднятия океанического дна, плато, асейсмичные хребты – определение терминов, районы нахождения, строение.
6. Насивные части трансформных разломов – определение термина, районы нахождения, строение.
7. Внутриплитные деформации – определение термина, районы нахождения, строение.

Глава 8

Вулканические сооружения Мирового океана. Основные элементы строения. Горячие точки

Вулканические сооружения представляют собой положительные, широко распространенные формы рельефа в океане, происхождение которых связано с магматическими процессами. Они представлены изолированными подводными горами, их группами или цепями, гайотами и подводными вулканами. Эти структуры сложены породами основного состава с повышенным содержанием щелочных элементов (анкарамиты, анкарратриты, нефелиновые базальты и т.п.). Нередко – породами щелочного или ультращелочного состава (эссециты, ийолиты, уртиты и т.п.). На многих вулканических островах установлены карбонатиты (дайки, потоки, жерловые фации) и фонолиты (экструзии). Более всего вулканические постройки развиты в Тихом океане.

Вулканические сооружения могут располагаться в любой тектонической обстановке. Например, в Атлантическом океане подводная гора Надир находится на континентальном склоне Гвинейского плато (см. рис. 6.1). Юго-западнее, уже в пределах глубоководной котловины, протянулись горы Батиметристов (см. рис. 6.1). На срединно-океаническом хребте в непосредственной близости от рифтовых долин возвышаются о-в Вознесения и о-в Буве (рис. 8.1, см. рис. 5.7), а на восточном склоне Срединно-Атлантического хребта расположен о-в Св. Елены. Вулканические сооружения архипелага островов Зеленого Мыса и Сенегальской впадины осложняют строение шельфа, континентального подножия и склона Западной Африки.

Вулканические сооружения могут иметь простое строение или представлять собой долгоживущую (десятки миллионов лет) и сложно построенную



Рис. 8.1. Остров Буве. Вид с юга. Фото А.В. Кольцовой



Рис. 8.2. Космоснимок архипелага о-вов Зеленого Мыса, Атлантический океан
С северо-запада по часовой стрелке наиболее крупные острова: Санту-Антан, Сан-
Висенти, Санта Лючия, Сан-Николау, Сал, Боавишта, Маю, Сантьягу, Фогу, Брава.
По: <http://visibleearth.nasa.gov/cgi-bin/>

систему, в результате развития которой формируется вулканический океанический остров (о-в Реюньон, Индийский океан) или архипелаги островов (Канарские, Атлантический океан).

Архипелаг представляет собой группу островов, лежащих на небольшом расстоянии друг от друга, имеющих одинаковое происхождение и более или менее сходное геологическое строение (рис. 8.2). Различают вулканические (Азорские острова), коралловые (многие острова запада Тихого океана) и материковые архипелаги (Фаррерские острова). Вулканические сооружения архипелагов могут (в наиболее полном виде) слагаться фрагментами океанического основания, полифазными интрузиями (сиениты, ийолиты и пр.), дайково-силловыми сериями (щелочные базальты, карбонатиты), многими генерациями экструзий (например, фонолитов) и комплексами лав, туфов, которые формировались в результате извержений моновулканов. Вулканические сооружения окружены вулканокластическим шлейфом. Это продукты вулканической активности (туфы, туфтотурбидиты) и комплексы пород, которые формировались в условиях гравитационной неустойчивости склонов (оползневые тела, турбидиты) (рис. 8.3).

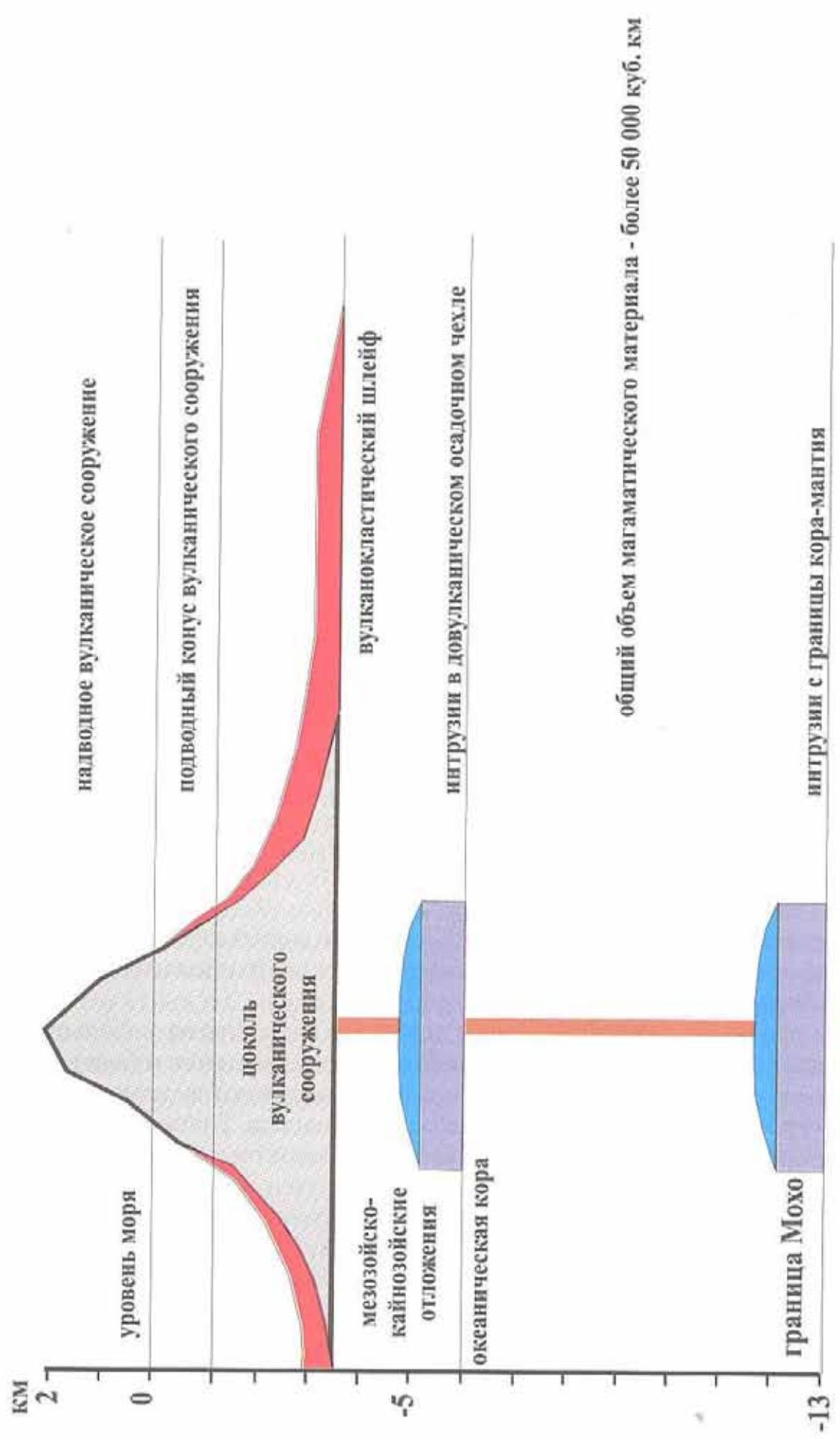


Рис. 8.3. Принципиальное строение вулканического острова. По: [Schmincke et al. 1998]

Подводные горы представляют собой крупные изолированные положительные элементы рельефа на дне океана, высотой от 1000 до 4000 м, часто конической, но иногда и более сложной формы, резко отличающихся по своей морфологии от окружающих регионов. Они имеют крутые склоны и основания округлого, овального или угловатого очертания. Общее количество этих объектов пока неизвестно. Учитывая данные спутниковой альтиметрии, можно предполагать, что их количество в Мировом океане измеряется первыми десятками тысяч. Подчеркнем, что эти данные могут существенно меняться из-за того, что некоторые подводные горы не имеют отражения в гравитационном поле. К моменту написания текста около 800 гор имеют собственные названия (горы Меннера в Атлантическом океане, Афанасия Никитина в Индийском и др.). Подводные горы могут формировать цепи (рис. 8.4) (Императорские горы в Тихом океане, цепь гор Новая Англия в Атлантическом океане) или группы, имеющие в плане сложную форму (горы Батиметристов в Атлантическом океане (см. рис. 7.6)). Примеры морфологии подводных гор приведены на (рис. 8.5–8.7, см. рис. 7.3).

Гайоты (гийот, гюйо, подводная плосковершинная гора) являются особой разновидностью подводных гор. Они выделены Г. Хессом (H.N. Hess) в 1946 г. и представляют собой изолированные плосковершинные горы (рис. 8.8). Обычно это вулкан, вершина которого была подвержена абразии, и на созданной ровной поверхности был сформирован коралловый риф. Площади вершин могут достигать первых сотен квадратных километров. Примером типичного гайота может быть гайот Коко (Тихий океан).

Атоллы формируются на вершине гайота по мере его погружения. Это коралловый остров в виде узкой кольцевой гряды рифового известняка, замыкающего внутреннюю лагуну (рис. 8.9).

В океанах, помимо отмерших вулканических построек, встречаются и современные действующие подводные вулканы. Их извержения происходят на дне океана или моря (рис. 8.10). Такие вулканические сооружения известны в районе о-ва Ян-Майен на севере Атлантического океана или около Соломоновых островов в юго-западной части Тихого океана (рис. 8.11).

Вулканические острова могут располагаться в любой части океана и образовывать как изолированные сооружения, так и архипелаги.

Типичным примером архипелага могут служить о-ва Зеленого Мыса в Атлантическом океане, расположенные западнее Сенегала (Западная Африка) на расстоянии порядка 450 км. В него входят 18 островов, образующими цепи Подветренных (Сотавенту) и Наветренных (Борлавенту) островов (см. рис. 8.2). Они характеризуются наиболееенным разрезом. В основании залегают верхнеюрские пилоу-лавы толеитовых базальтов (о. Маю) (рис. 8.12), перекрытые металлоносными осадками. Выше находится толща верхнеюрско-неокомских плитчатых известняков со стяжениями и (или) прослойками серых кремней (о-в Маю, гора Монте Бранку) (рис. 8.13, см. рис. 1.1). Они прекрыты апт-альбской толщей мергелей (рис. 8.14). Альб-сеноманская толща с несогласием надстраивает описанный выше осадочный комплекс. Она маркирует начало подъема островных сооружений и слагается чередующимися пачками туфоалевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов, мергелей и известняков, которые сменяются туфами, агломератами

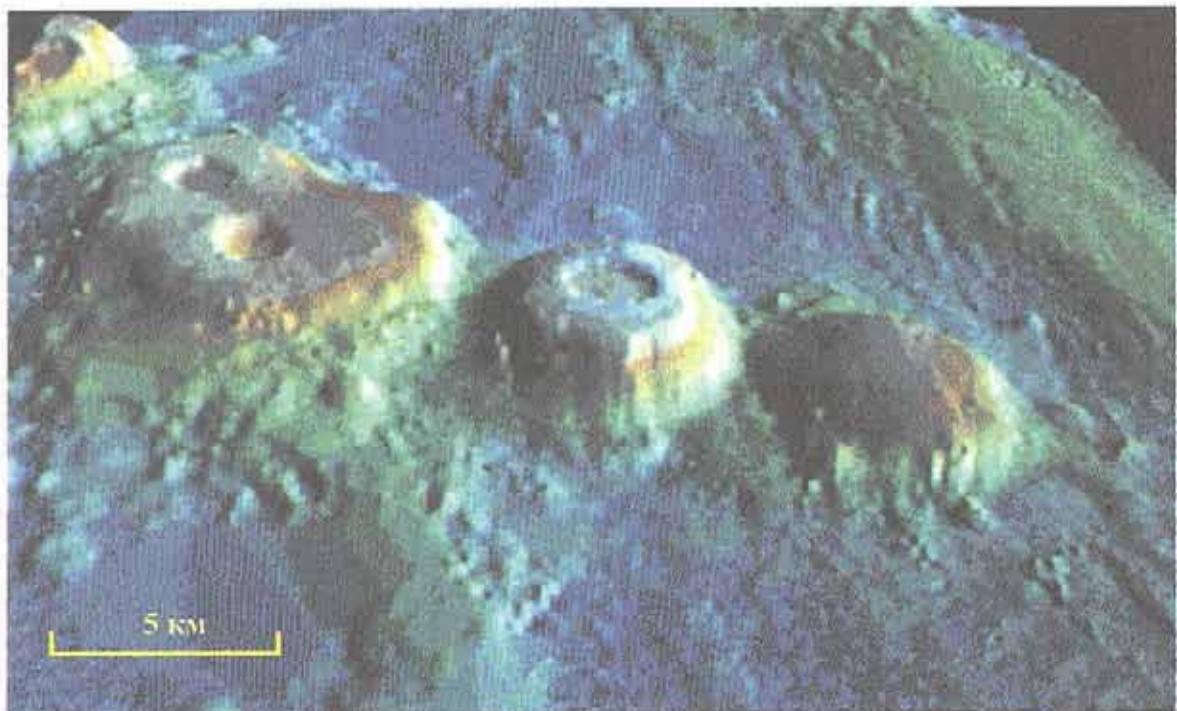


Рис. 8.4. Цепь подводных гор Ламонт, Тихий океан.
По: imager.ldeo.columbia.edu/.../lamont_smnts.gif

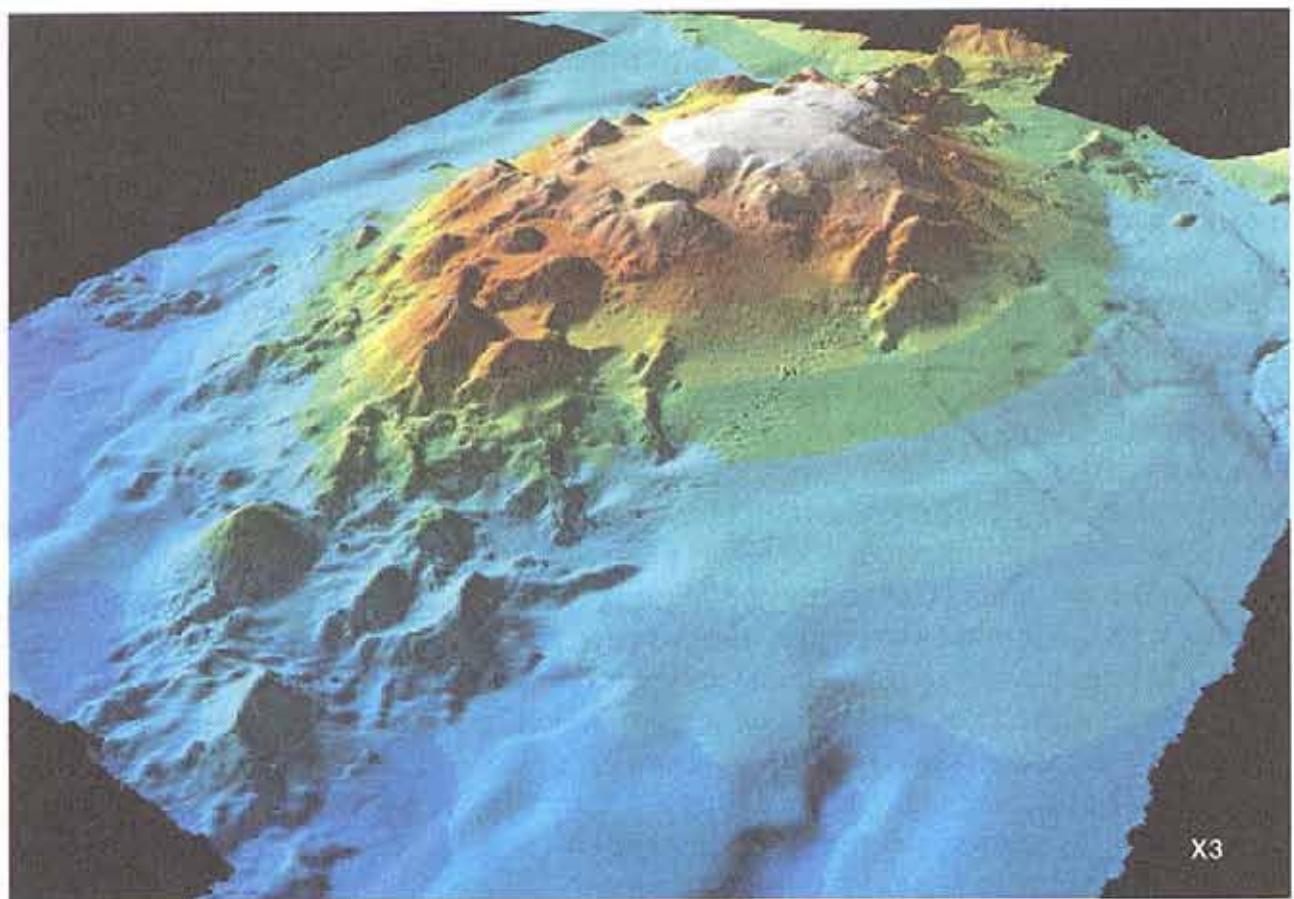


Рис. 8.5. Подводные горы, Тихий океан.
По: <http://www.mbari.org/data/mapping/SBBasin/>

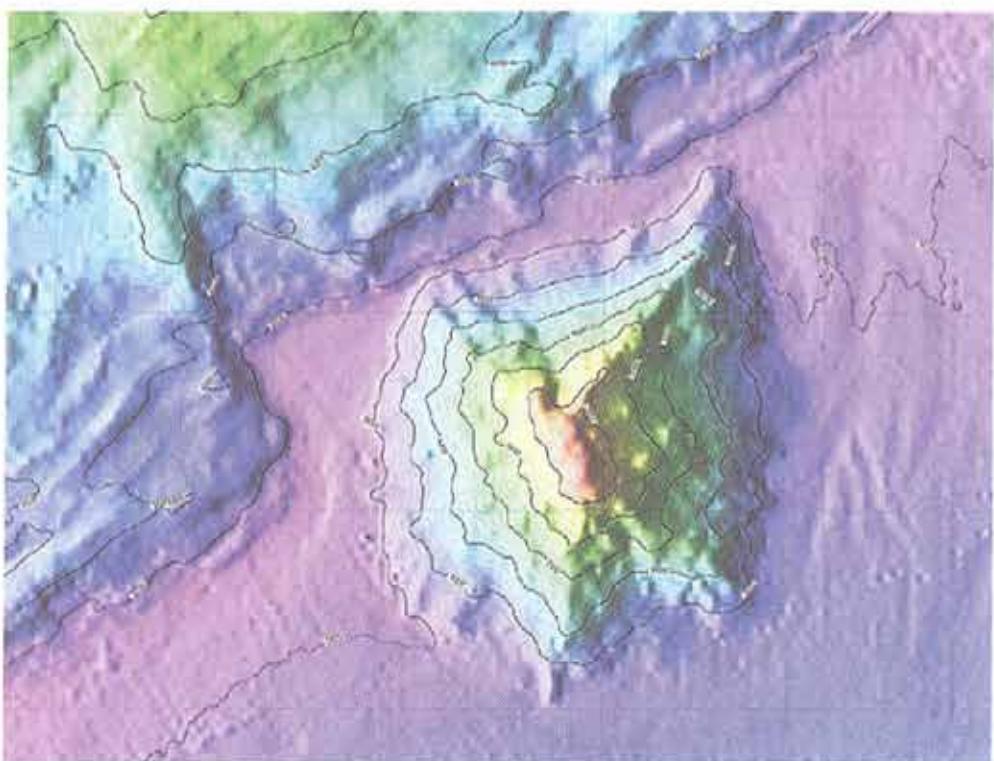


Рис. 8.6. Подводная гора Кодъяк в Алеутском желобе, Тихий океан.
По: http://earthguide.ucsd.edu/demo/zalaska/08_04_1999c

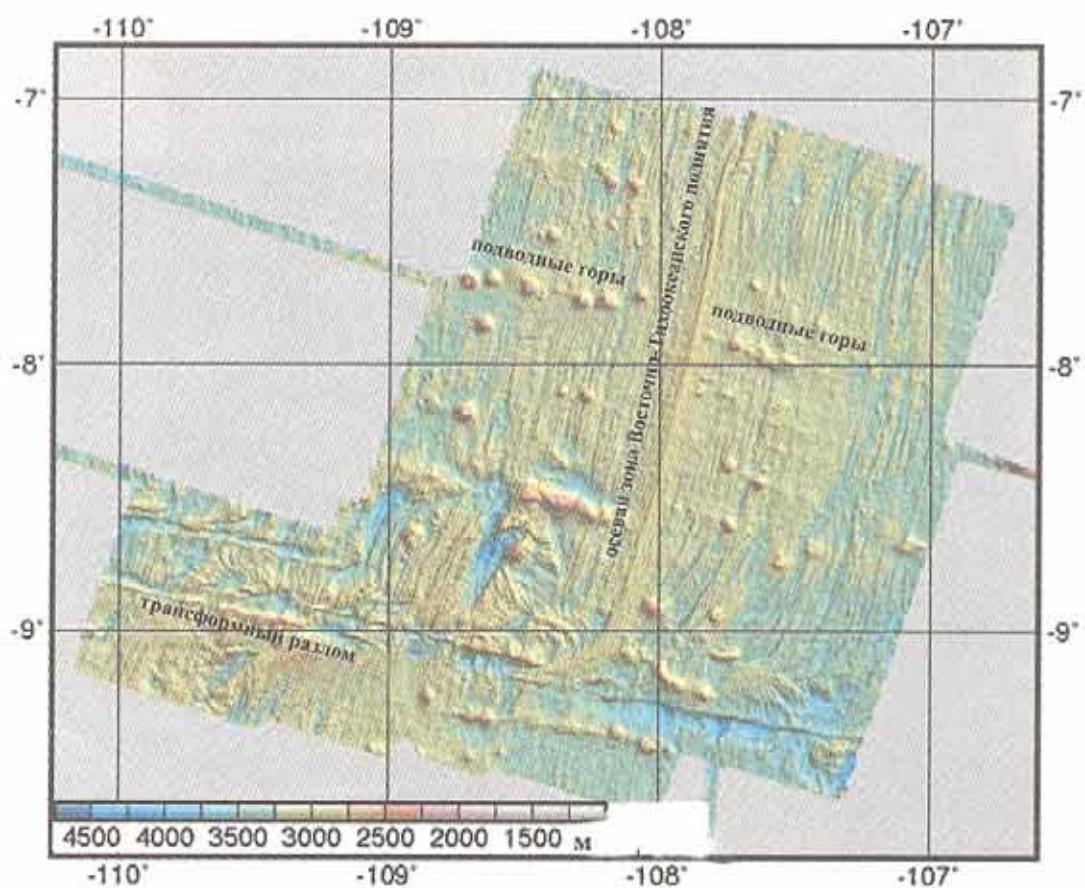


Рис. 8.7. Подводные горы на быстроспрединговом хребте, Восточно-Тихоокеанское поднятие. По: <http://www.verses.anu.edu.au/~uli/Teaching/>

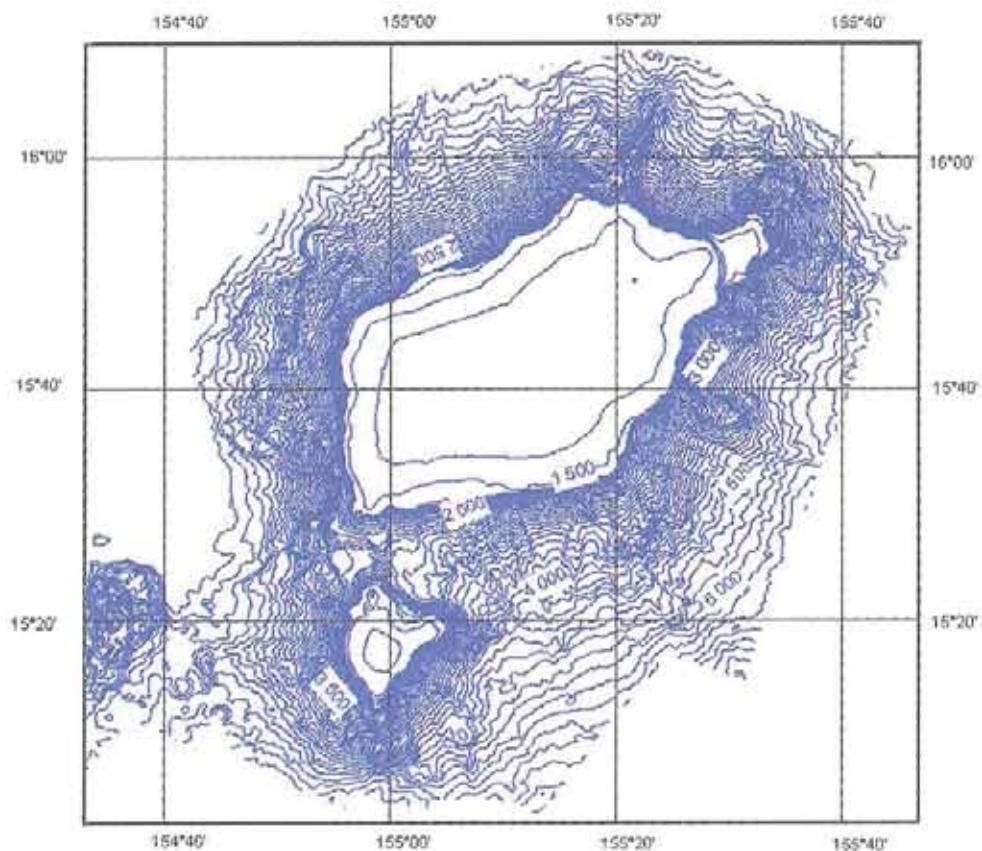


Рис. 8.8. Батиметрическая карта гайота Паллада, Магеллановы горы, Тихий океан. Сечение рельефа – 100 м, утолщенные изобаты – 500 м. Информация предоставлена Г.В. Агаповой



Рис. 8.9. Атолл Дацне, Океания *
По: <http://www.teachon.com/allie/world/authors/bubleit/pitcairn/>

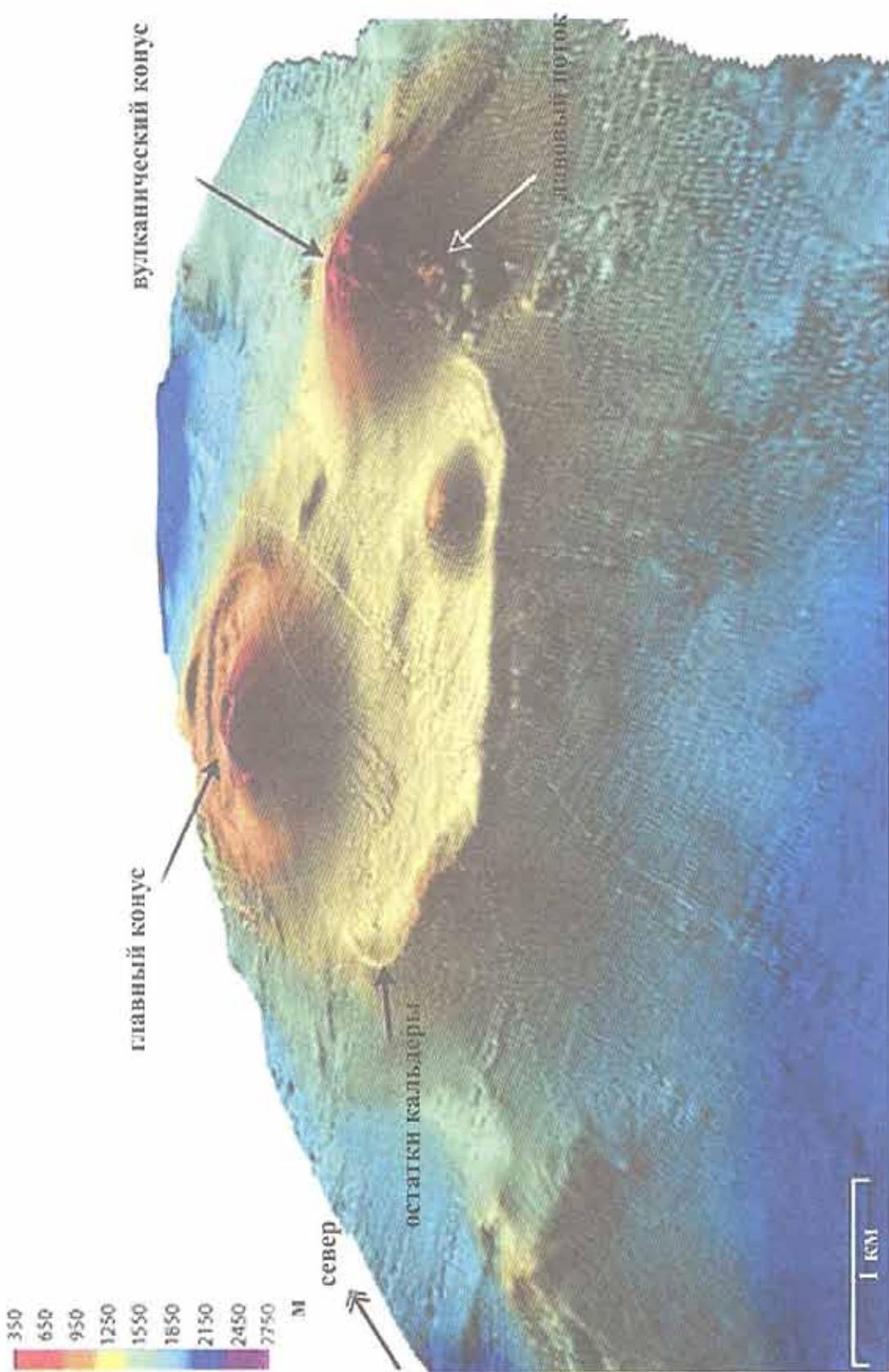


Рис. 8.10. Трехмерное изображение подводного вулкана, Тихий океан. По: <http://oceanexplorer.noaa.gov/explorations/>

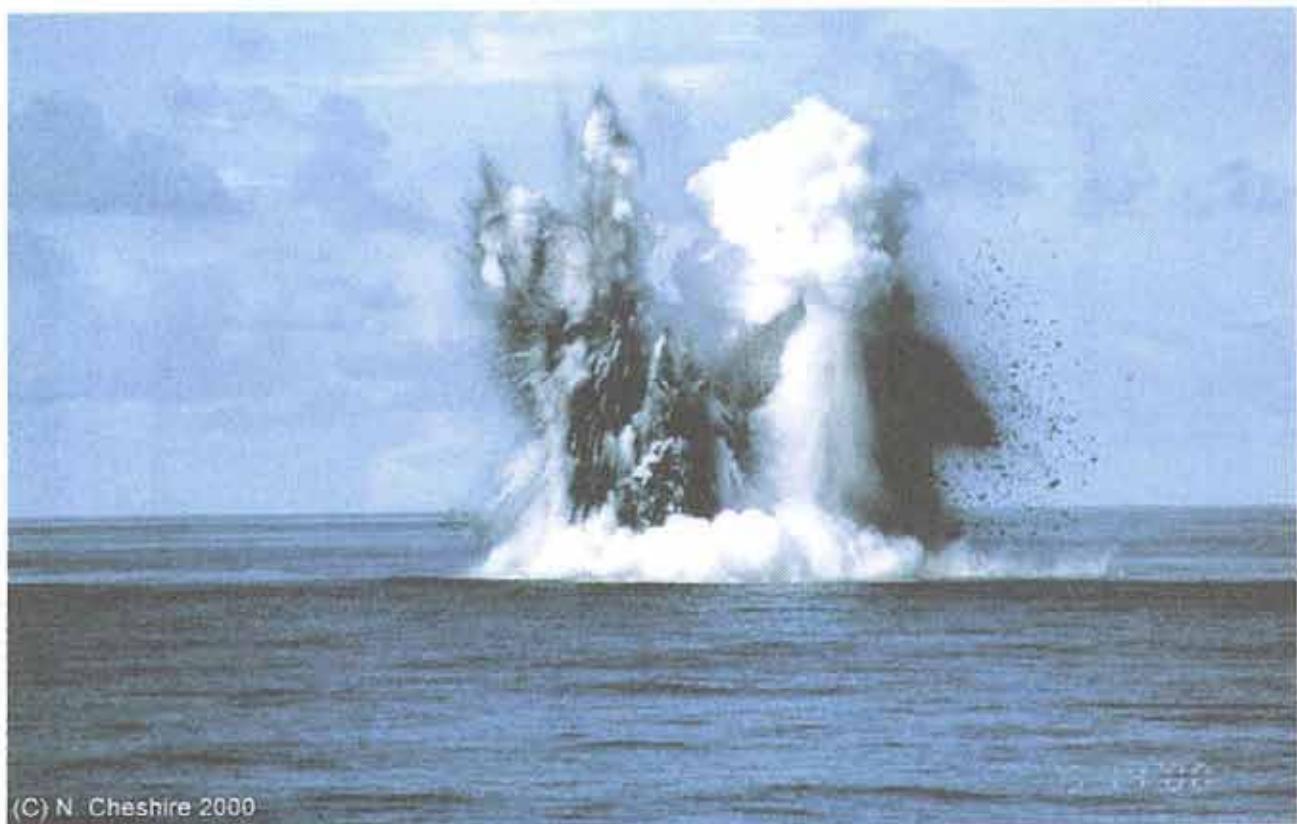


Рис. 8.11. Извержение вулкана Кавачи, Соломоновы острова, Тихий океан. По: <http://www.palmod.unibremen.de/FB5/Ozeankruste>

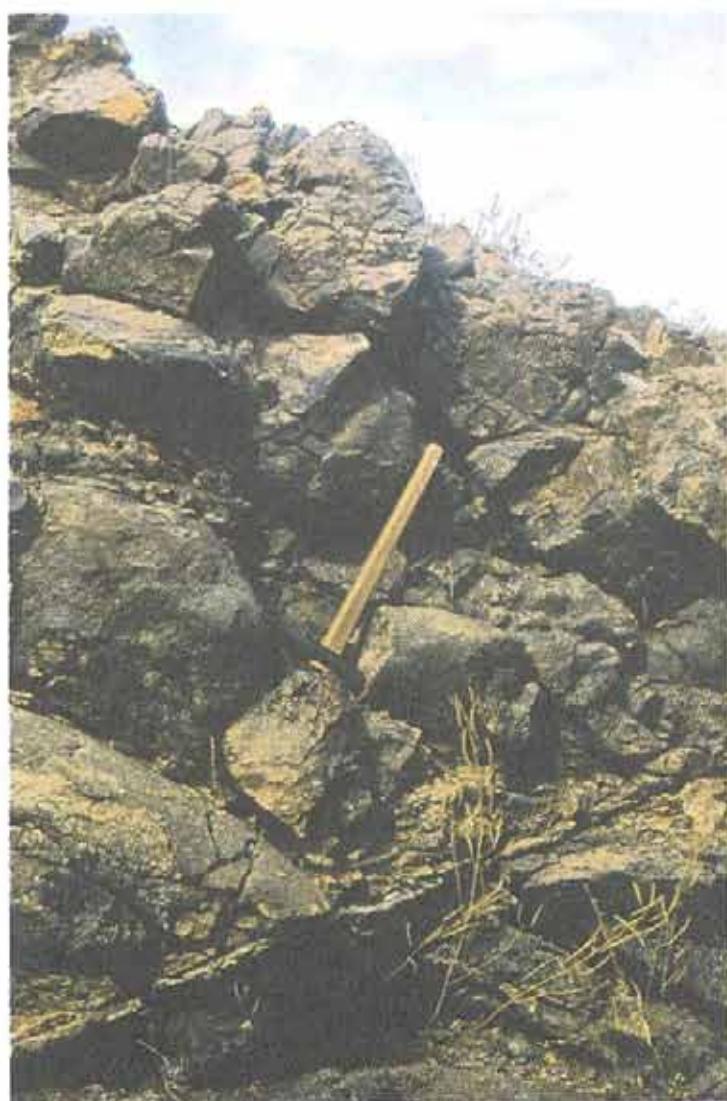


Рис. 8.12. Верхнеюрские пиллоу-лавы толеитовых базальтов, о-ва Зеленого Мыса, о-в Маю
Фото А.О. Мазаровича



Рис. 8.13. Плитчатые верхнеюрско-неокомские известняки, о-ва Зеленого Мыса, о-в Маю, гора Монте Бранку. Черные пласти – миоценовые силлы щелочных базальтоидов. *Фото А.О. Мазаровича*



Рис. 8.14. Толща апт-альбеских мергелей, о-ва Зеленого Мыса, о-в Маю, гора Пенозо. *Фото А.О. Мазаровича*



Рис. 8.15. Альб-сеноманская туфогенная толща (светлое), перекрытая с несогласием миоценовыми щелочными базальтами (темное), о-ва Зеленого Мыса, о-в Маю, гора Пенозо. *Фото А.О. Мазаровича*



Рис. 8.16. Интрузивные комплексы, о-ва Зеленого Мыса, о-в Сан-Висенти
Фото А.О. Мазаровича

и туфоконгломератами, сформированными уже в наземных условиях (о-в Маю) (рис. 8.15).

Подъем основания архипелага происходил на фоне внедрения в океаническую кору интрузивных массивов (рис. 8.16), которые сложены субвертикальными и пластовыми телами щелочных пироксенитов, ийолитов, эсекситов и сиенитов. Они затем были пронизаны многочисленными дайками и силлами того же состава, фонолитами или щелочными базальтами. После этого, в миоцене, началось формирование вулканических сооружений центрального типа (рис. 8.17), остатки которых представлены потоками лав, прослойями туфов или жерловыми фациями. Их образование происходит

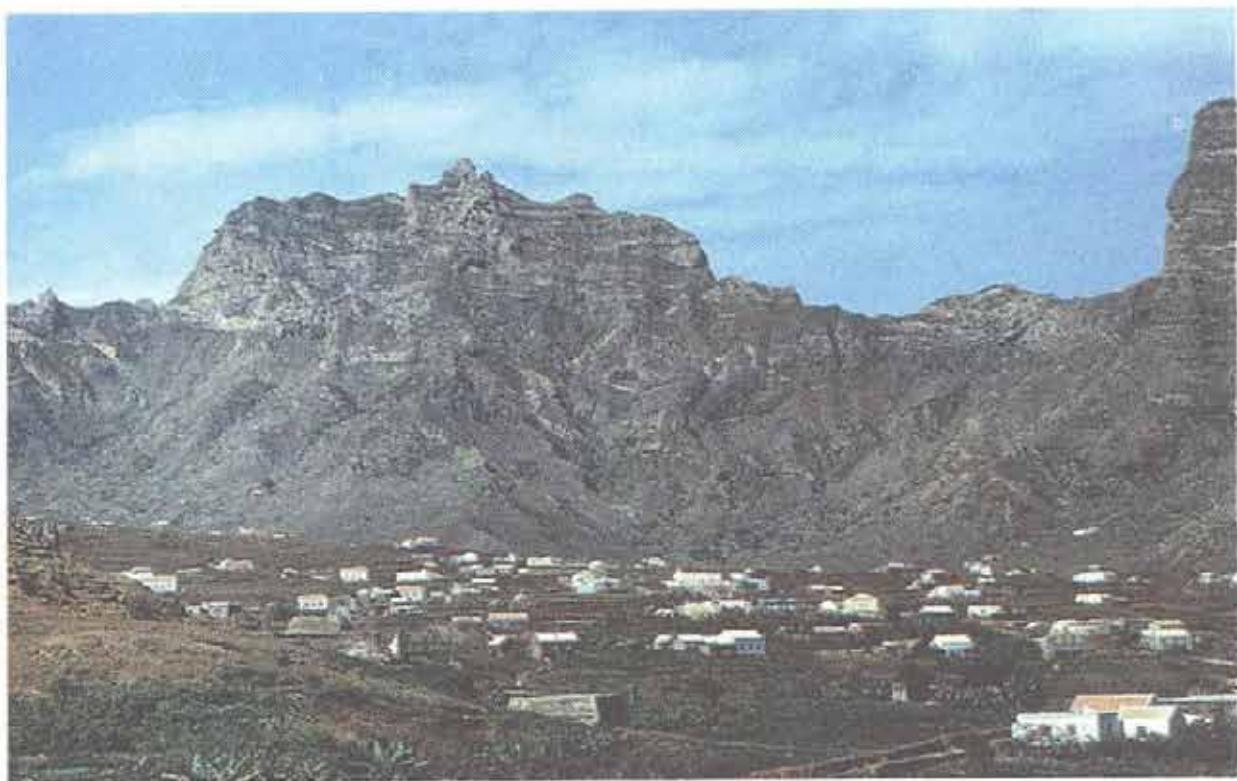


Рис. 8.17. Остатки вулканического сооружения центрального типа, сложенное меланефелинитами, на о-ве Сан-Николау, о-ва Зеленого Мыса. Деревня расположена на четвертичном лавовом потоке. *Фото А.О. Мазаровича*

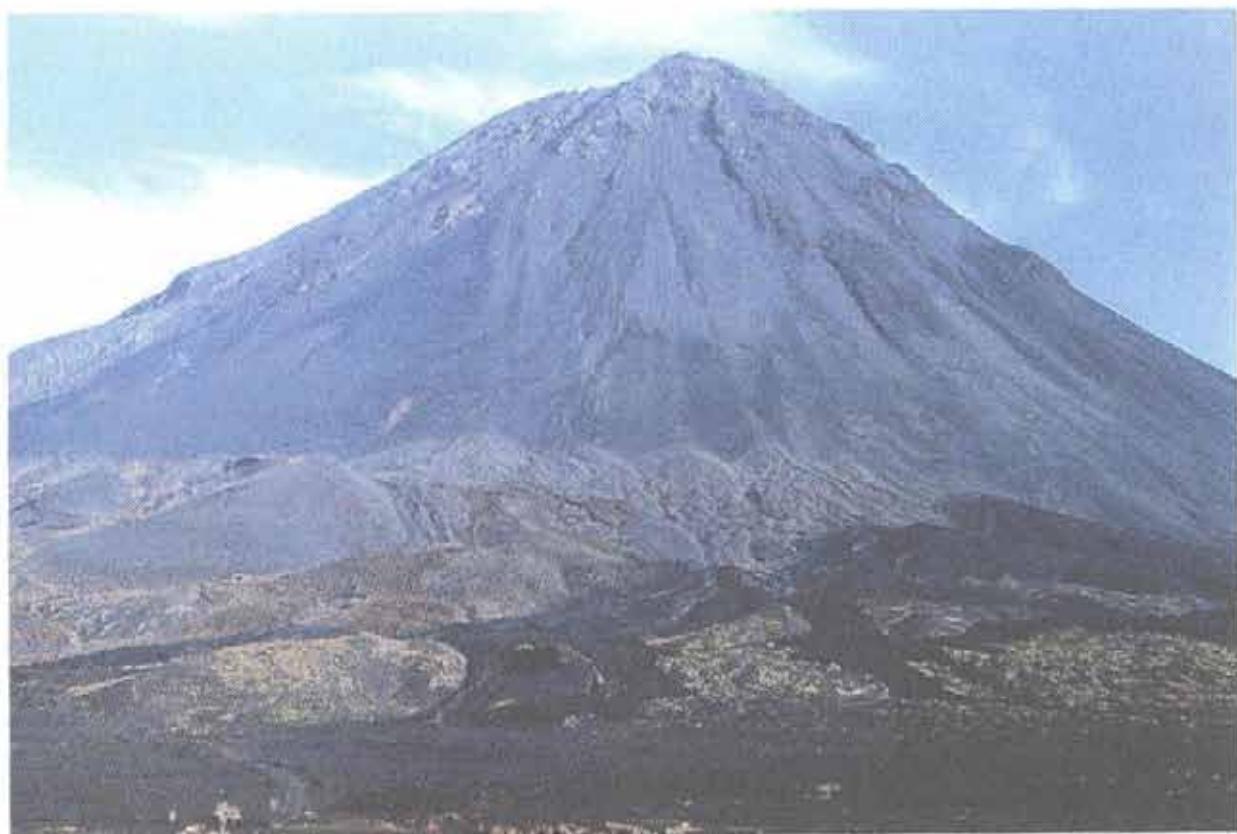


Рис. 8.18. Вулкан Фогу, о-ва Зеленого Мыса. Чёрные потоки – результат извержения 1954 г. *Фото А.О. Мазаровича*



Рис. 8.19. Экструзия фонолитов, гора Грациоза, о-ва Зеленого Мыса, север о-ва Сантьягу. *Фото А.О. Мазаровича*

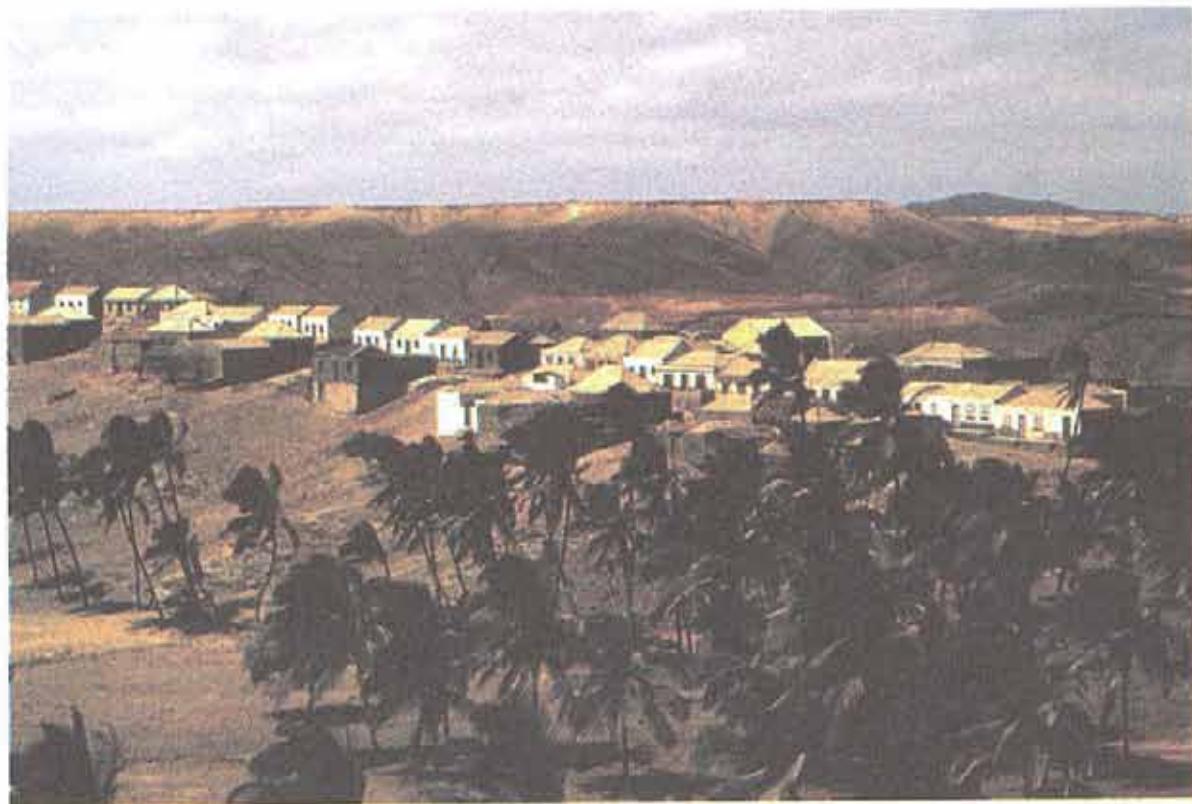


Рис. 8.20. Калькаренистые платформы на о-ве Маю, о-ва Зеленого Мыса
Фото А.О. Мазаровича

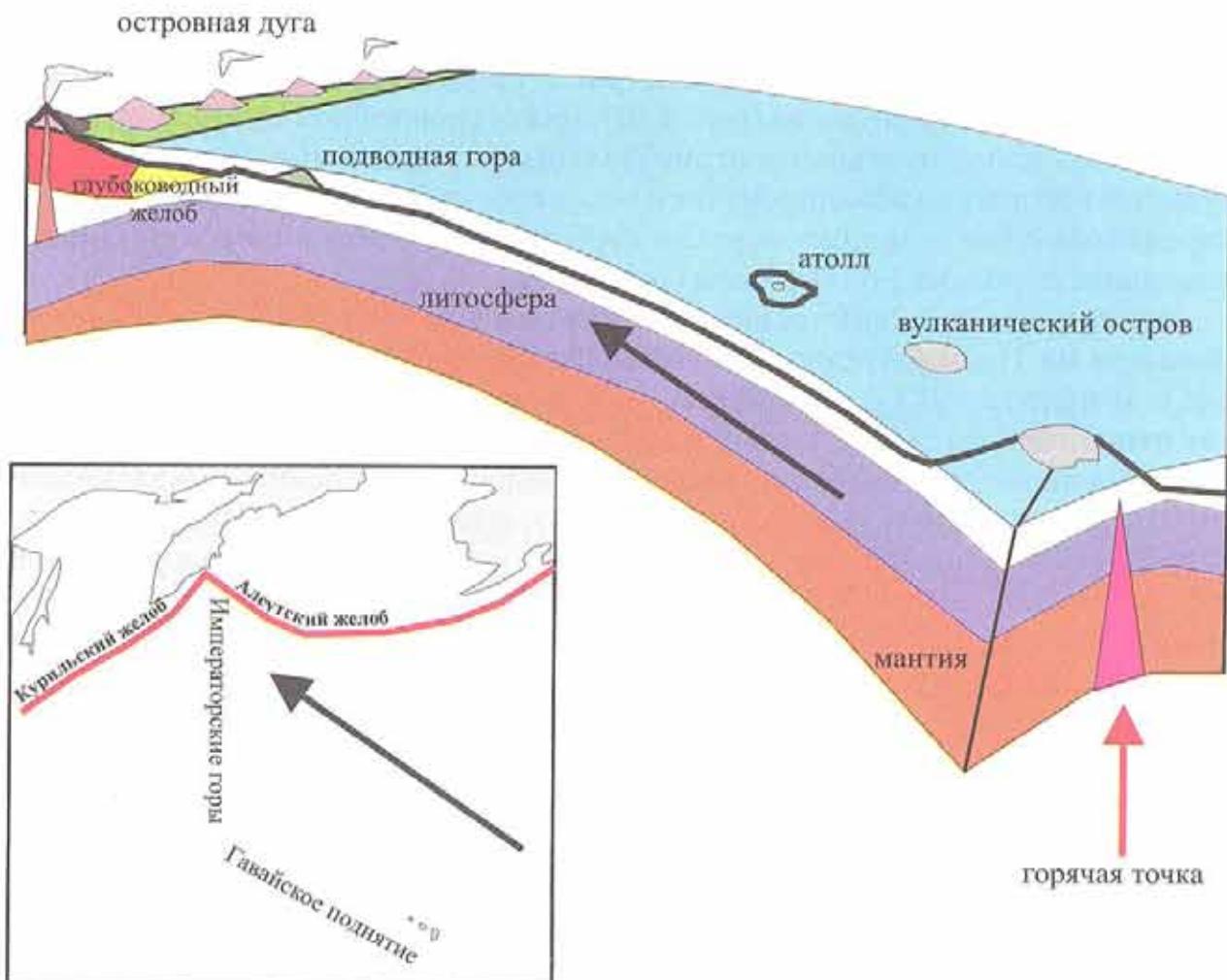


Рис. 8.21. Принципиальная модель горячей точки (упрощено).
Черные стрелки – направление движения Тихоокеанской плиты.
По: <http://vishnu.glg.nau.edu/people/jhw/GLG101/Tectonics.html>

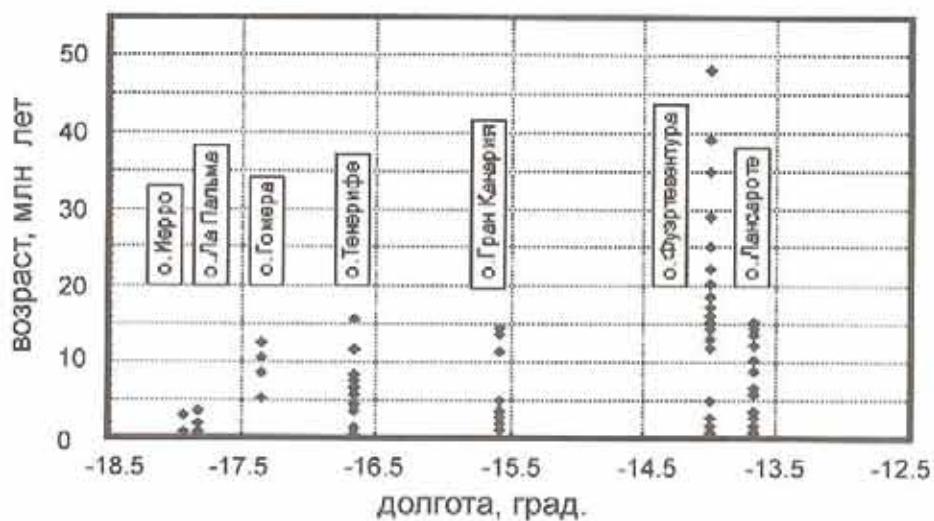


Рис. 8.22. Отсутствие продвижения “Канарской горячей точки”. Показано распределение данных об абсолютном возрасте пород (точки) в зависимости от долготы. По: [Мазарович, 2000]

вплоть до настоящего времени (последнее извержение вулкана Фогу было в апреле 1995 г.) (рис. 8.18). На всех островах происходило многоэтапное внедрение экструзий фонолитов (рис. 8.19). Ряд островов (Боавишта, Сал, Маю) испытывал положительные и отрицательные вертикальные движения, в результате которых на абрадированной поверхности были сформированы калькаренитовые (мелководно-морские карбонатные отложения в сочетании с зеловыми породами) платформы (рис. 8.20).

Линейность вулканических сооружений и закономерное удревнение возраста на Императорском хребте в Тихом океане привело В. Моргана (W.J. Morgan) в 1971 г. к созданию модели *горячей точки* (от англ. hot spot) как относительно стационарной и долгоживущей тепловой аномалии в мантии. Она является источником магм, обогащенных рассеянными элементами и питает вулканы океанических островов и внутренних частей континентов. На земной поверхности горячая точка отражена в аномально высокой вулканической активности в настоящее время или в прошлом. В идеальном случае это цепь современных и древних вулканов, возраст которых постепенно становится более древним в одном направлении (след горячей точки, плюма), что связано с "прожиганием" движущейся литосферной плиты. Когда плита уходит от горячей точки, вулкан перестает быть активным, отмирает и вместе с плитой движется в сторону от горячей точки. Классическим примером следа горячей точки может быть цепь вулканов, которая протягивается в Тихом океане от поднятия Обручева с наложенными подводными горами, слагает Императорский хребет и трассируется до архипелага Гавайских островов с действующими вулканами (например, Мауна-Лоа) (рис. 8.21). Вместе с тем, эта оригинальная идея стала применяться к любым вулканическим сооружениям в Мировом океане, что по мнению автора настоящего пособия, не является однозначно доказанным. Примером может быть распределение возраста вулканизма на Канарских островах (рис. 8.22).

Контрольные вопросы

1. Вулканические сооружения ложа Мирового океана – определение термина, распространение.
2. Подводная гора – определение термина, распространение.
3. Гайот – определение термина, распространение.
4. Цепь подводных гор – определение термина, распространение.
5. Вулканические острова – определение термина, распространение, строение.
6. Горячая точка – определение термина, распространение.

Глава 9

Полезные ископаемые Мирового океана

Акватории Мирового океана содержат месторождения полезных ископаемых, которые установлены в активных и пассивных переходных зонах и на ложе Мирового океана.

Полезные ископаемые активных и пассивных переходных зон

На шельфах открыты россыпные месторождения металлических и неметаллических полезных ископаемых, месторождения углеводородного сырья, газогидраты, а также строительные материалы.

Россыпные месторождения металлических и неметаллических полезных ископаемых. Формирование россыпей связано с переносом обломочного материала, который образуется при эрозии соответствующих рудоносных комплексов на континентах. В зависимости от их состава могут образовываться россыпи различной рудной специализации.

На мелководьях Таиланда и Индонезии давно добывают касситериты (оловянная руда), которые накопились в результате эрозии континентальных гранитов (<http://gazeta.priroda.ru/php?act=view&g=8&r=2523>). Золотоносные пески, захороненные среди речных наносов, добываются на малых глубинах около Аляски, Новой Зеландии и Филиппинских островов. На шельфах России выделяется, по мнению Н.Г. Патык-Кары, ряд россыпных провинций. Беломоро-Баренцевоморская имеет титан-циркониевую специализацию. В восточной части Карского моря – западной части моря Лаптевых установлены россыпи золота. В восточной части Арктического шельфа России обнаружены россыпи золота и олова. На Дальнем Востоке есть россыпи и россыпепроявления золота, титаномагнетита, янтаря и некоторых других полезных ископаемых. В Балтийской провинции давно известны россыпи янтаря, а в Азово-Черноморском регионе – титано-циркониевые россыпи, связанные с эрозией Ставропольского свода.

Промышленная добыча алмазов, принесенных в Атлантический океан течением Палео-Оранжевой реки, осуществляется на шельфе около Намибии (запад Южной Африки). В ноябре 2004 г. на севере ЮАР был найден уникальный алмаз весом 614,04 карата и еще несколько крупных драгоценных камней весом от 60 до 80 каратов. Они были обнаружены водолазами компании “Алекскор” в районе г. Александр-Бей. До этого самый крупный

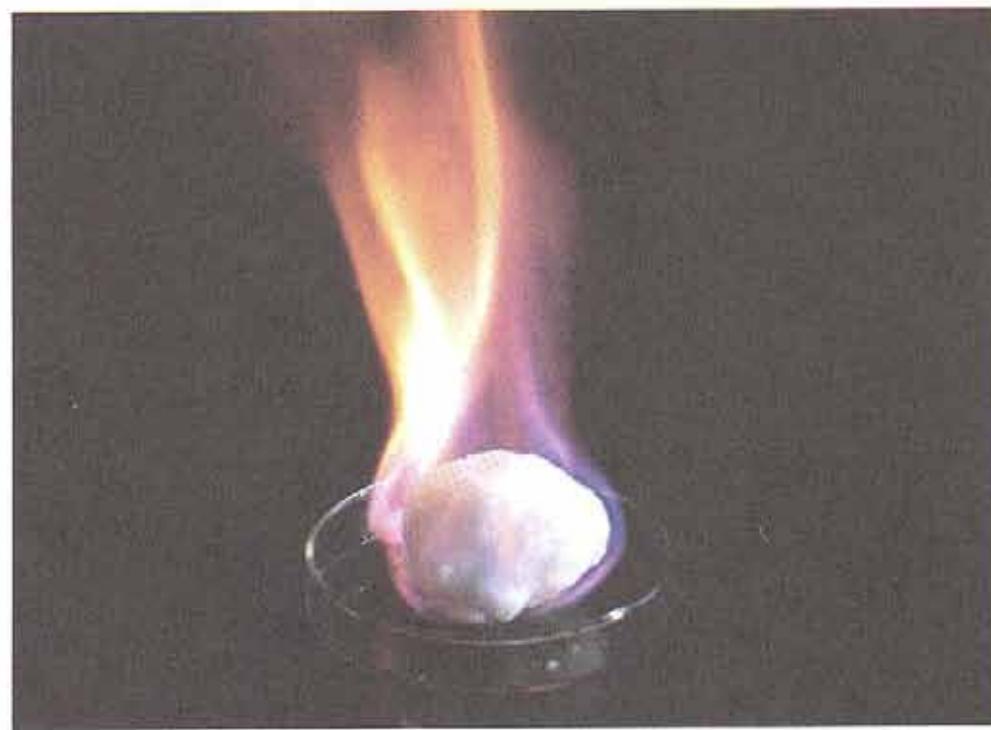


Рис. 9.1. Газогидрат
По: www.rice.edu/energy/publications/docs/

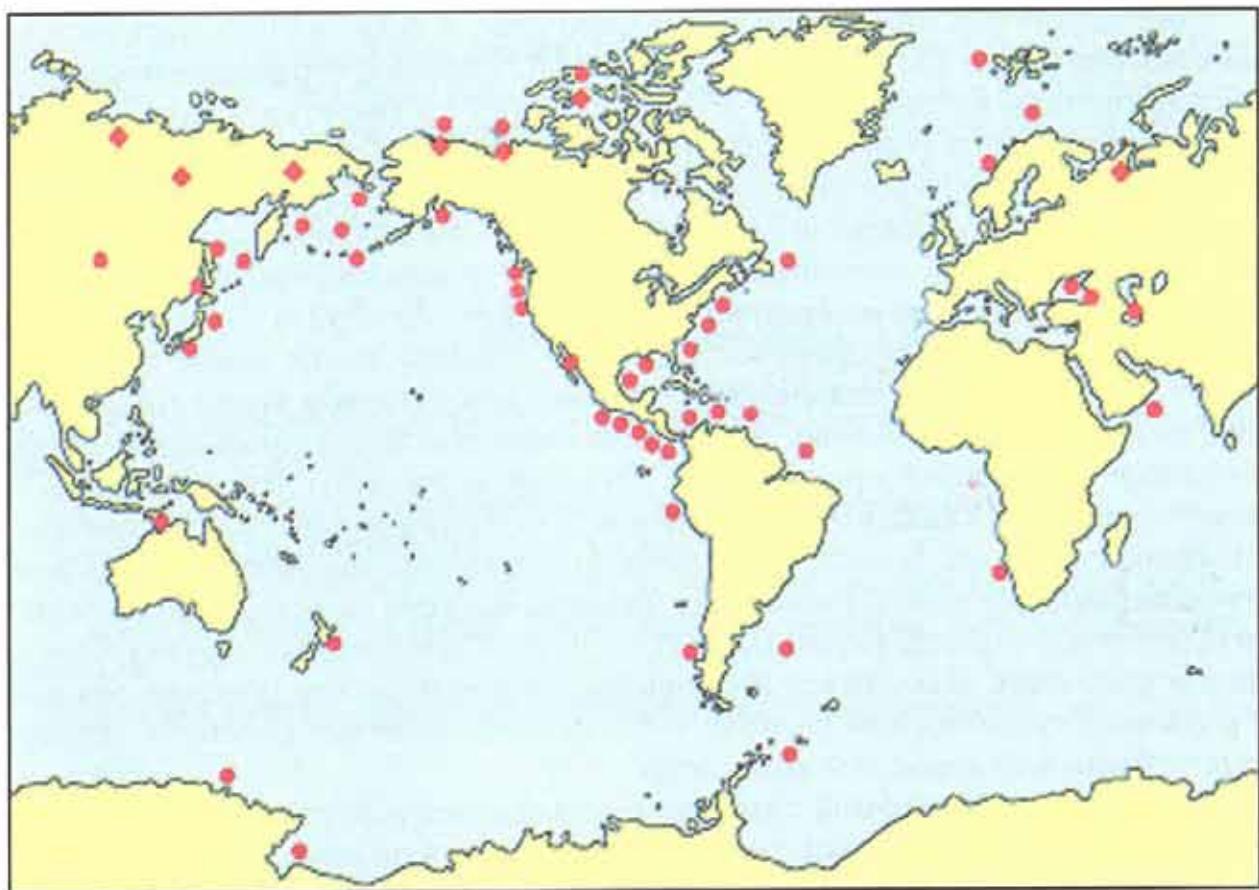


Рис. 9.2. Известные в настоящий момент районы расположения газогидратов
По: http://emd.aapg.org/technical_areas/gas_hydrates/figures_tables.cfm

алмаз был добыт компанией в 1944 г. Он весил 211,5 карата (<http://www.priroda-online.ru/news/?act=more&id=6175>). Можно предполагать, что алмазоносные россыпи могут быть и на шельфе моря Лаптевых, в которое впадает ряд крупных рек, дренирующих алмазоносные провинции Сибирской платформы.

Строительные материалы. Сейчас в акваториях России активнее всего ведется добыча строительных материалов (песок, гравий), залегающих на мелководьях Балтийского и Черного морей.

Месторождения углеводородного сырья на шельфах. Месторождения газа, газоконденсата и нефти известны в Карибском, Норвежском и Северном морях, во многих акваториях Индонезии, в Анголе и Габоне, в Мексиканском заливе. В Арктике, в пределах экономической зоны России семь газовых и газоконденсатных месторождений открыты в Баренцевом и Карском морях (Штокмановское, Ледовое, Лудловское, Мурманское, Северо-Кильдинское, Русановское, Ленинградское). Нефтяные месторождения обнаружены в Печорском море (Приразломное, Ваандей-море и др.). Высоки перспективы и в восточном секторе Арктики. В частности, на шельфе Северной Аляски, в районе вала Барроу, открыто несколько нефтяных месторождений, включая крупнейшее месторождение Северной Америки – Прадо-Бей (Prudho Bay). Бурение скважин в акватории Чукотского моря, выполненное американцами недалеко от границы с Россией, показало высокую перспективность этой территории на углеводородное сырье. По-прежнему высоки шансы открытия морских месторождений нефти и газа на севере Каспийского моря. Доказательством тому может быть недавнее открытие месторождения-гиганта Кашаган в Казахском секторе.

Газогидраты. Нарастание энергетических проблем вынуждает многие страны уделять внимание поискам нетрадиционных источников сырья. Одним из таких объектов стали газовые гидраты. Они представляют собой (рис. 9.1) скопления газа (чаще метана) в связанном с водой состоянии на молекулярном уровне. В процессе формирования этих соединений при низких температурах и в условиях повышенного давления молекулы метана преобразуются в кристаллы гидратов с образованием твердого вещества, по консистенции похожего на рыхлый лед. В результате молекулярного уплотнения 1 м³ природного метан-гидрата в твердом состоянии содержит около 164 м³ метана в газовой фазе и 0,87 м³ воды (<http://www.netpilot.ca/geocryology/num3/Gashydro.html>). Газогидраты установлены во всех океанах, а также в окраинных морях и даже в озере Байкал (рис. 9.2).

Полезные ископаемые и рудопроявления ложа Мирового океана

Перечень известных полезных ископаемых ложа Мирового океана существенно беднее, чем переходных зон. Возможно и скорее всего, это связано с меньшей изученностью процессов рудообразования в глубоководных частях. К ним нужно отнести железо-марганцевые корки и конкреции, кобальтоносные корки, металлоносные осадки, а также продукты деятельности подводных гидротермальных систем.



Рис. 9.3. Железомарганцевая конкреция
Фото С.Ю. Соколова



Рис. 9.4. Железомарганцевая корка (мощность – до миллиметров) на коралле из Атлантического океана. Коллекция автора
Фото А.О. Мазаровича

Железомарганцевые корки, налеты и конкреции. Эти образования широко развиты во всех океанах, но промышленное значение пока имеют только в Тихом океане. В его восточной части (районы разломов Кларион, Клиппертон), на глубинах порядка 5000–6000 м, дно “усеяно” железомарганцевыми конкрециями (рис. 9.3) с диаметром до 20–30 см и содержанием меди до 2,5 %. Содержание марганца в сходных образованиях Атлантического океана часто превышает 13 %. Мощность корок может изменяться от миллиметров (рис. 9.4) до многих сантиметров (рис. 9.5).

Особую разновидность аутигенных железомарганцевых образований представляют корки, обогащенные кобальтом, мощность которых достигает



Рис.9.5. Железомарганцевая корка (мощность – до многих сантиметров) из Тихого океана. *Фото С.Ю. Соколова*



Рис. 9.6. Кобальтоносная марганцевая корка
НИС “Геленджик”, 2001 г. *Фото М.П. Торохова (ВНИИОкеангеология)*

40 см (рис. 9.6). Они исследованы на многих гайотах и подводных горах в западной части Тихого океана (Магеллановы горы). При содержании марганца от 20 до 30 % они обогащены кобальтом, никелем и медью (суммарно до 3 %). Их обнаруживали на глубинах от 800 до 2400 м (<http://www.websters-online-dictionary.org/definition/english/co/cobalt-rich+crust.html>).

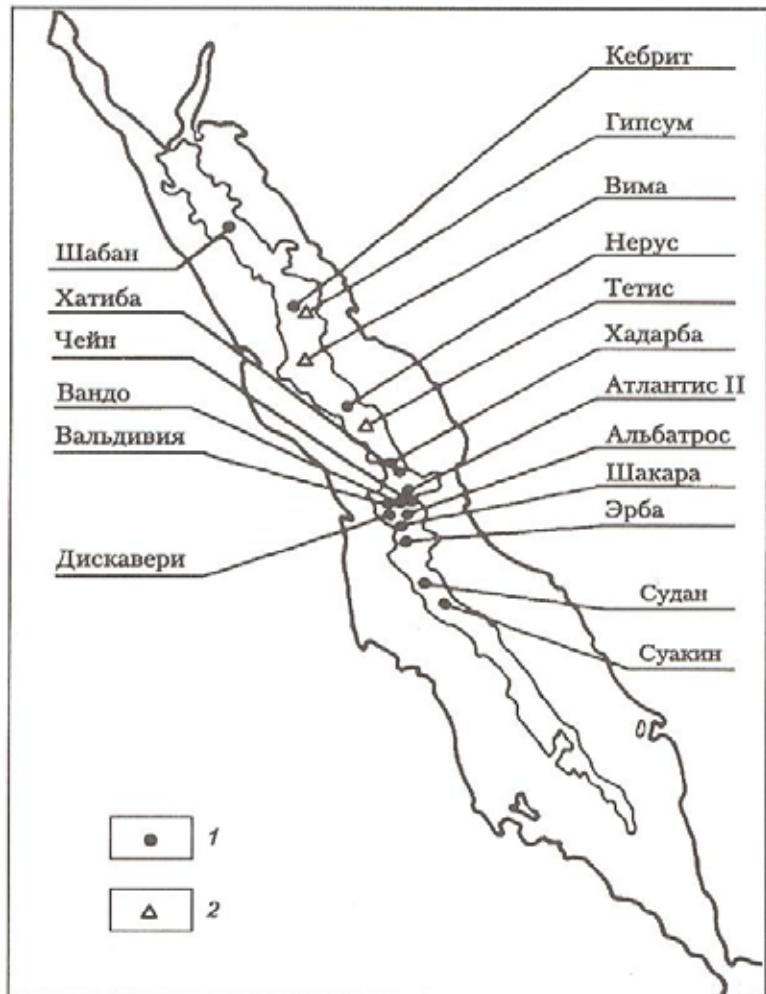


Рис. 9.7. Расположение впадин рифтовой зоны Красного моря, в которых были обнаружены металлоносные осадки. По: [Гурвич, 1998]
 1,2 – впадины: 1 – с рассолами, 2 – без рассолов

Металлоносные рассолы и осадки. Во второй половине 60-х годов XX в. были опубликованы работы о существовании в рифтовой зоне Красного моря трех впадин (Атлантик II, Дискавери и Чейн), заполненных горячими металлоносными рассолами, происхождение которых предположительно связывали с гидротермальной деятельностью. В дальнейшем было установлено, что таких впадин имеется около 20 (рис. 9.7). Металлоносные осадки представляют собой, по данным Г.Ю. Бутузовой, глубоководные илы с биогенной, вулканогенной и аутигенными составляющими, которые содержат рудное вещество (железо, марганец, медь, цинк, никель и др.). Наибольшую площадь они занимают в Тихом океане. Их возникновение связывают с рассеиванием вещества гидротермальных систем придонными течениями.

Гидротермальные системы и сульфидоносность. В 1979 г. во время погружения на пилотируемом подводном аппарате “Элвин” (США) в восточной части Тихого океана (район Галапагосских островов) были обнаружены первые гидротермальные источники, устьев которых формируются массивные полиметаллические сульфидные залежи. В настоящий момент в Мировом океане изучено с разной степенью детальности свыше 100 активных и

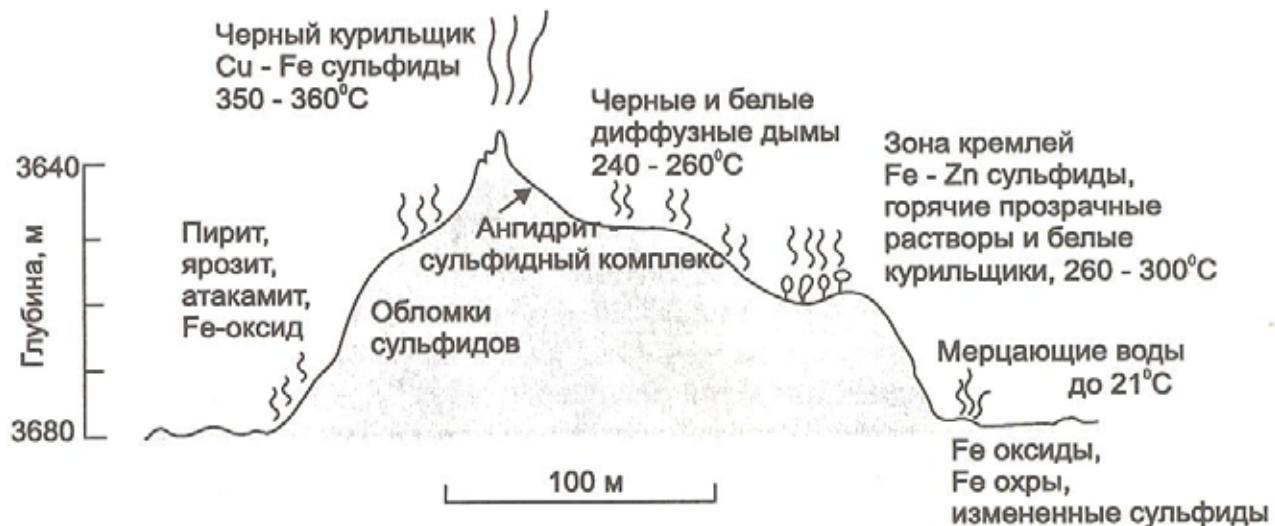


Рис. 9.8. Поперечный разрез через активную высокотемпературную гидротермальную постройку поля ТАГ в Атлантическом океане
По: [Богданов, 1997]

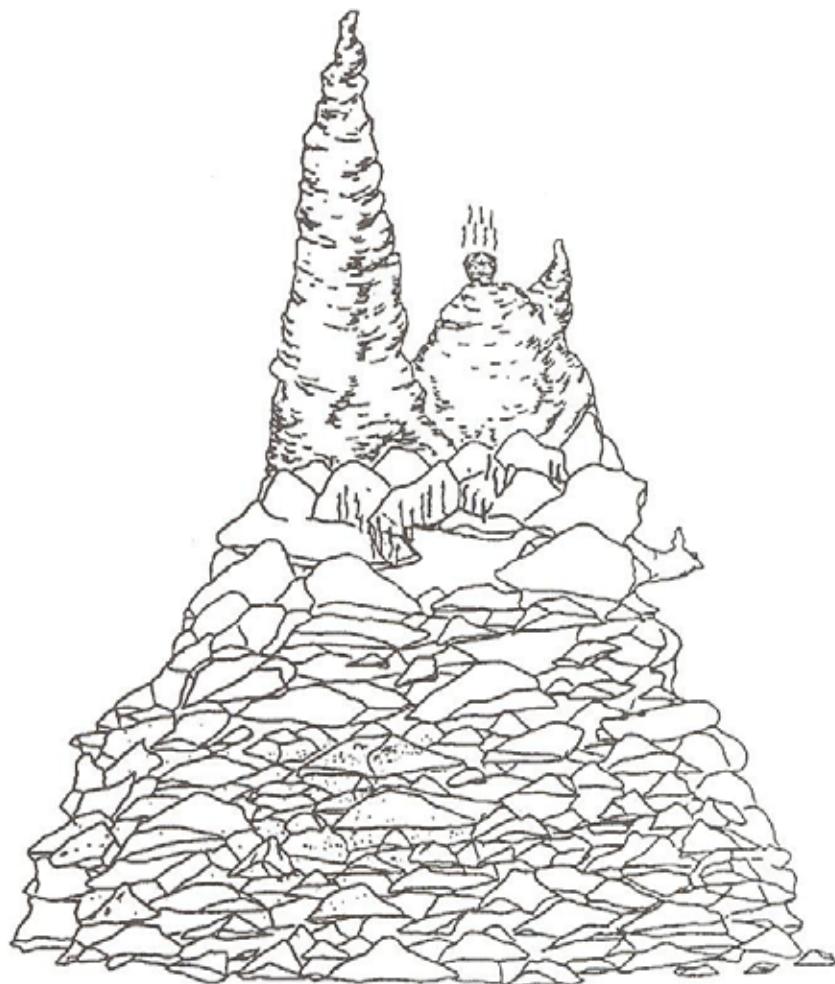


Рис. 9.9. Строение гидротермальной постройки в Атлантическом океане
По: [Богданов, 1997]

реликтовых гидротермальных полей. Они не могут рассматриваться сейчас как объекты, готовые для разработки, однако эти природные лаборатории трудно переоценить для решения фундаментальных проблем происхождения гидротермальных месторождений.

Гидротермальные поля представляют собой области разгрузки высоко- и низкотемпературных рудоносных растворов. Формирование гидротермальных рудоносных флюидов связано, прежде всего, с проникновением океанской воды по системе открытых трещин (гъяров) в породы коры и верхов мантии, имеющие высокую температуру. Здесь она нагревается до близкрайтических температур (более 400°C). После этого вода, обогащенная рудными элементами (железо, цинк, медь, серебро, золото и некоторые другие), поднимается ко дну моря. Здесь происходит контакт с холодными придонными водами, в результате которого происходит осаждение рудных компонентов. При температуре рудоносных флюидов порядка 370°C формируются, так называемые "черные курильщики" (от англ. *black smoker*). При более низких температурах (200–300°C) формируются "белые курильщики" (от англ. *white smoker*). Названия происходят от внешнего сходства области осаждения рудных компонентов с черным или белым дымом, соответственно.

Большинство гидротермальных рудопроявлений расположено в неовулканических зонах рифтов (ТАГ; Снейк Пит и Брокен Спур в Атлантическом океане). Однако известны ситуации, когда активные гидротермальные поля (например, поле "Логачев" на 14°45'2 с.ш. в Атлантическом океане) располагаются на краю рифтовой долины, сложенной серпентинизированными ультраосновными породами.

Морфология гидротермальных построек может существенно меняться. По данным Ю.А. Богданова, активная высокотемпературная постройка гидротермального поля ТАГ представляет собой усеченный конус диаметром 200 м и высотой 30 м, над которым возвышается конусообразная вершина с диаметром у подножия порядка 30–50 м и высотой до 10–15 м (рис. 9.8). В верхней части постройки расположены "черные курильщики". С ними связаны преимущественно сульфидные отложения медной специализации со значительной примесью ангидрита. Основными рудными минералами являются халькопирит и пирит. Недалеко от зоны высокотемпературных "черных курильщиков" развита зона "белых курильщиков," или зона кремлей, получившая название по форме построек (высотой 1–2 м), напоминающих купола русских церквей. Массивные сульфидные образования, слагающие постройки, представлены сфалеритом с примесью пирита, марказита и халькопирита.

Существенно иное строение имеет одна из активных высокотемпературных построек гидротермального поля Брокен Спур (рис. 9.9). Она имеет высоту 35–40 м. Диаметр у основания составляет около 20 м, у вершины – 5 м. На почти вертикальных склонах постройки обнаружено несколько карнизов на одном из которых находится "черный курильщик". Все сооружение слагается выветрелыми сульфидными обломками разрушенных гидротермальных труб и массивных сульфидов.

Гидротермальные поля в Атлантическом океане тяготеют к областям рифтовых зон, для которых характерна пониженная сейсмичность.

Контрольные вопросы

1. Полезные ископаемые Мирового океана.
2. Полезные ископаемые шельфов Мирового океана.
3. Полезные ископаемые ложа Мирового океана.
4. Рассыпные месторождения металлических и неметаллических полезных ископаемых – происхождение, районы развития, полезные компоненты.
5. Месторождения углеводородного сырья в акваториях – основные районы развития.
6. Газогидраты – определение, происхождение, районы развития, полезные компоненты.
7. Гидротермальная активность центров спрединга – история открытия, принципы формирования, полезные компоненты.
8. “Черные” и “белые курильщики” – районы развития, тектоническая приуроченность, глубины расположения, виды и размеры построек, температуры, полезные компоненты.
9. Железомарганцевые корки и конкреции, кобальтоносные корки – принципы образования, районы развития, полезные компоненты.

Часть вторая

Строение окраинных морей России

Глава 10

Геологическое строение шельфа Северного Ледовитого океана – пример зон перехода пассивного типа

Северный Ледовитый океан занимает наименьшую площадь Мирового океана (см. Приложение 6). По особенностям рельефа и геологического строения он разделяется на две части (рис. 10.1).

Западная (Евразийская) включает в себя котловины Амундсена и Нансена, которые разделены хребтом Гаккеля – наиболее северной ветвью мировой системы срединно-океанических хребтов. Она подходит к территории России между Новосибирскими островами и п-овом Таймыр (море Лаптевых) к устью р. Лена (трог Садко). Для хребта Гаккеля характерны предельно низкие скорости спрединга.

Восточная часть (Амеразийская) объединяет две провинции – хребтов и поднятий и однородную по рельефу Канадскую котловину. К первой относятся хребет Ломоносова, а также поднятия Альфа, Менделеева, Чукотское и Нортунд, которые сопряжены с впадинами Стефансона, Менделеева, Чукотской и Нортунд. Регион расположен на коре континентального типа, мощностью 30–35 км. На хребте Менделеева выделен осадочный слой, верхняя часть которого, судя по малым скоростям, не литифицирована. Три нижних слоя со скоростями от 2.8 до 5.5 км/с соответствуют породам разной степени консолидации. Общая мощность чехла в осевой части хребта Менделеева составляет около 2000 м, а западнее, в котловине Подводников, возрастает до 5000 м и более.

Канадская котловина имеет глубины порядка 4000 м и ее основание сложено океанической корой, о чем свидетельствуют полосовые магнитные аномалии. Меланократовый фундамент перекрыт осадочным чехлом, мощность которого составляет в среднем 2000 м, а в районе дельты р. Маккензи возрастает до 9000 – 10000 м.

Северный Ледовитый океан обрамлен окраинами пассивного типа. Они представляют собой области перехода от континентов к океанам, для которых характерны длительные и интенсивные погружения. В результате этих

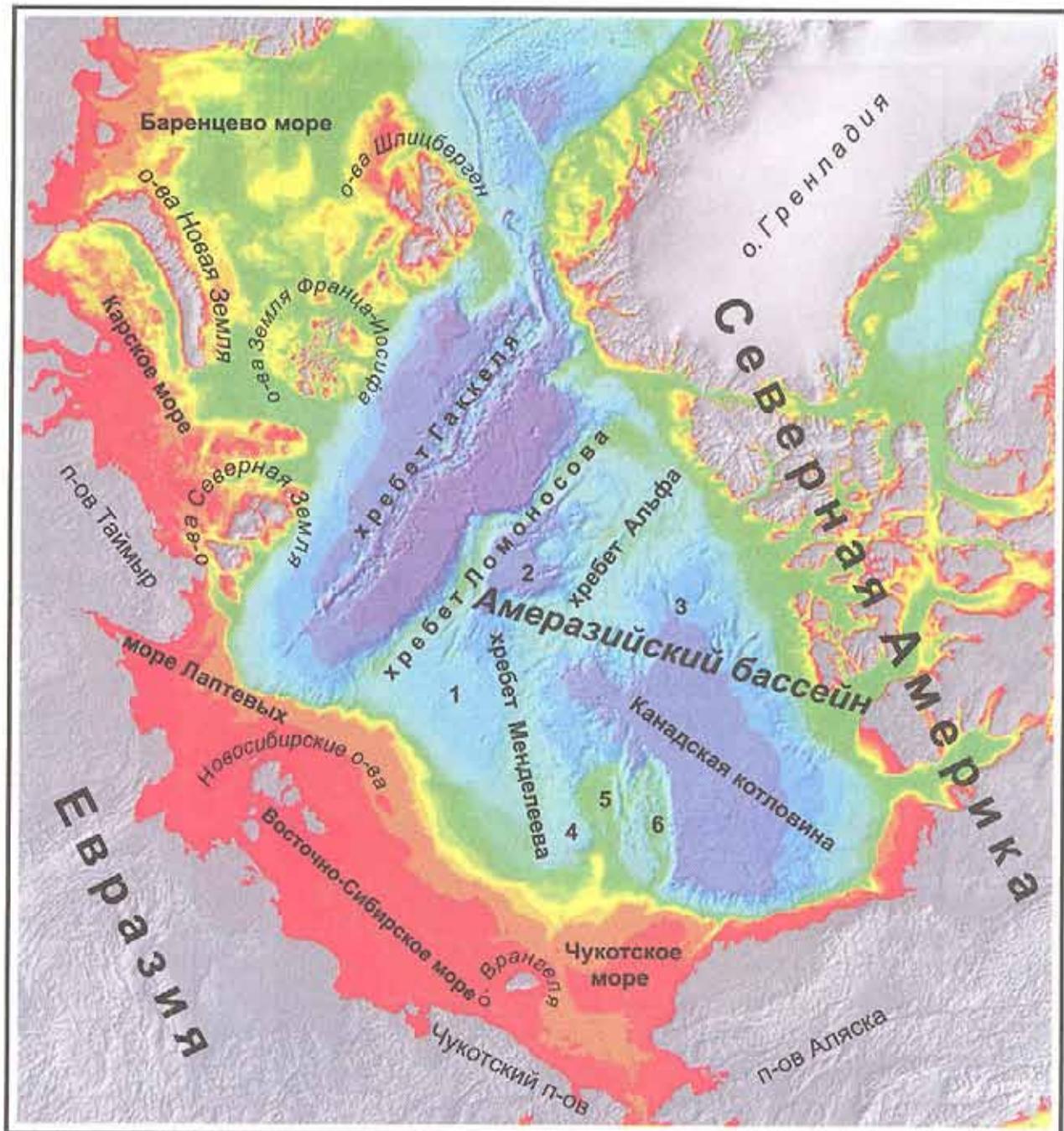


Рис. 10.1. Основные географические объекты Арктики
[Mazarovich, Sokolov, 2003]

1–4 – котловины: 1 – Подволнников, 2 – Макарова, 3 – Стефанссона, 4 – Чукотская;
5, 6 – поднятия; 5 – Чукотское плато, 6 – хребет Норсунд. Топографическая основа –
International..., 2002, <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/>

процессов накопились многокилометровые толщи осадочных пород (до 10 км и более). Эти отложения не подвергались существенным деформациям, и их образование происходило в асейсмичных и амагматических обстановках. В отличие от активных окраин, в этих регионах отсутствуют глубоководные желоба и аккреционные призмы, а также островные дуги. Значительная часть окраин Атлантического, запад Индийского океана и Арктический шельф

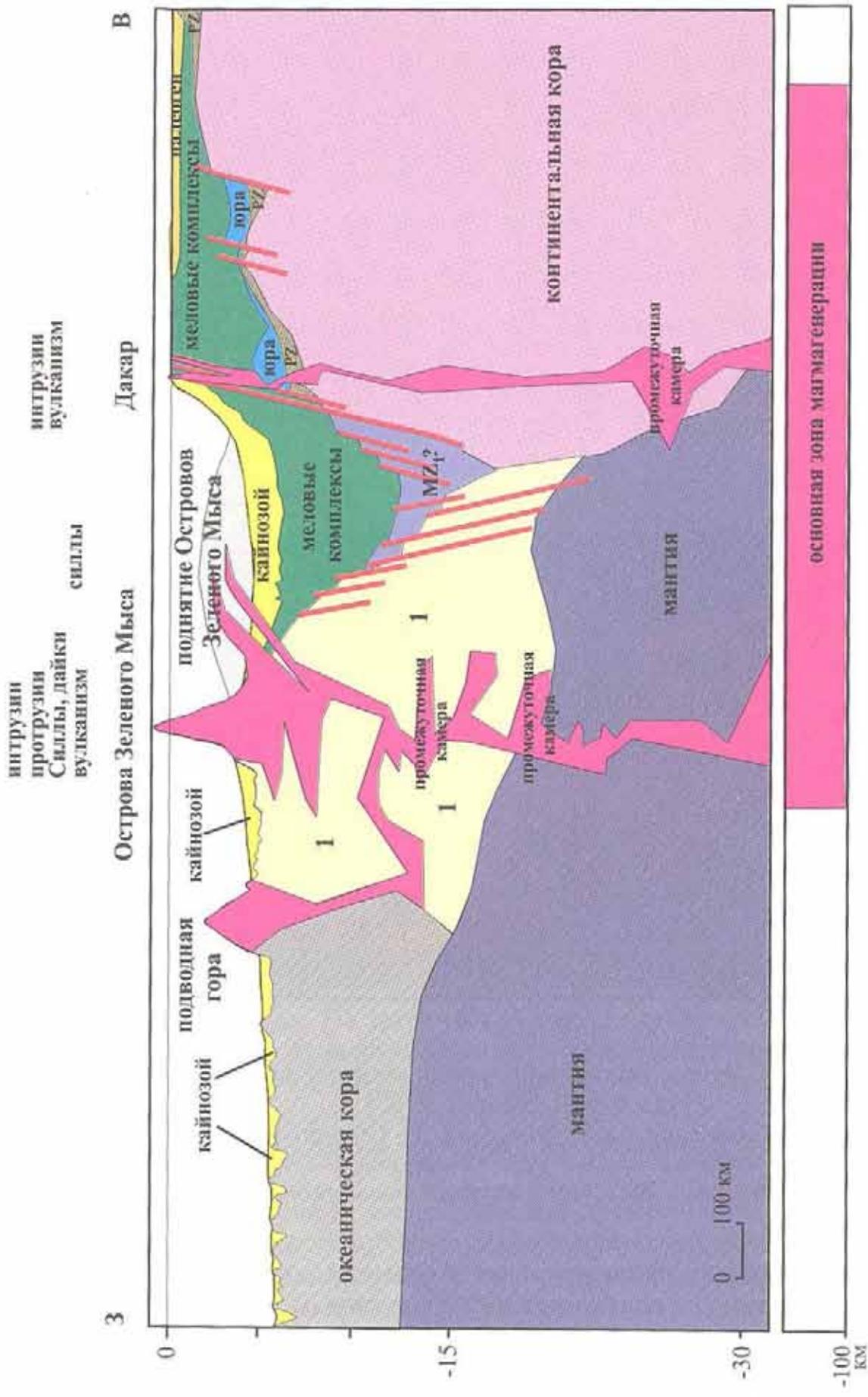


Рис. 10.2. Схематичный профиль от востока Сенегальской впадины через о-ва Зеленого Мыса к глубоководной котловине

Цифрой 1 обозначена кора неясного характера. Наиболее вероятным представляется, что это переработанная магматическими и тектоническими процессами океаническая кора и (или) фрагменты континентальной; Р2 – комплексы мавританий; М2 – осадочный комплекс неясного возраста (юрский и триасовый?). Поднятие Островов Зеленого Мыса спроектировано с севера

России представляют собой окраины пассивного типа. Как правило, разрез (снизу вверх) слагается породами, которые на начальных этапах растяжения формировались в относительно узких грабенах или полуграбенах (вулканиты основного состава, иногда эвапориты, обломочные отложения), а также постстратогенными комплексами (карбонатные и терригенные отложения в разных сочетаниях). На некоторых окраинах пассивного типа (запад Сенегала, восток Гренландии) известны проявления субвулканического и вулканического магматизма щелочного ряда кайнозойского возраста (рис.10.2).

Арктические моря России расположены в пределах шельфа Северного Ледовитого океана. В своем основании они имеют гетерогенный и разновозрастный фундамент, который фрагментарно выходит на поверхность на островах или в прибрежных районах. Выше расположен мезозойско-кайнозойский осадочный чехол, мощность которого может достигать 10–15 км и более. Магматические процессы распределены неравномерно как во времени, так и в пространстве. Триасовый субвулканический магматизм известен в Восточно-Баренцевоморском троге и на Земле Франца-Иосифа, а также в южной и юго-восточной частях Карского моря и юга п-ова Таймыр. Юрская фаза внедрения силлов и даек установлена в Баренцевом море. В юрско-раннемеловое время известково-щелочной вулканизм проявлялся на западе Чукотского полуострова. Центры позднекайнозойского магматизма установлены на востоке о-ва Северного архипелага Новая Земля и на о-вах Де-Лонга.

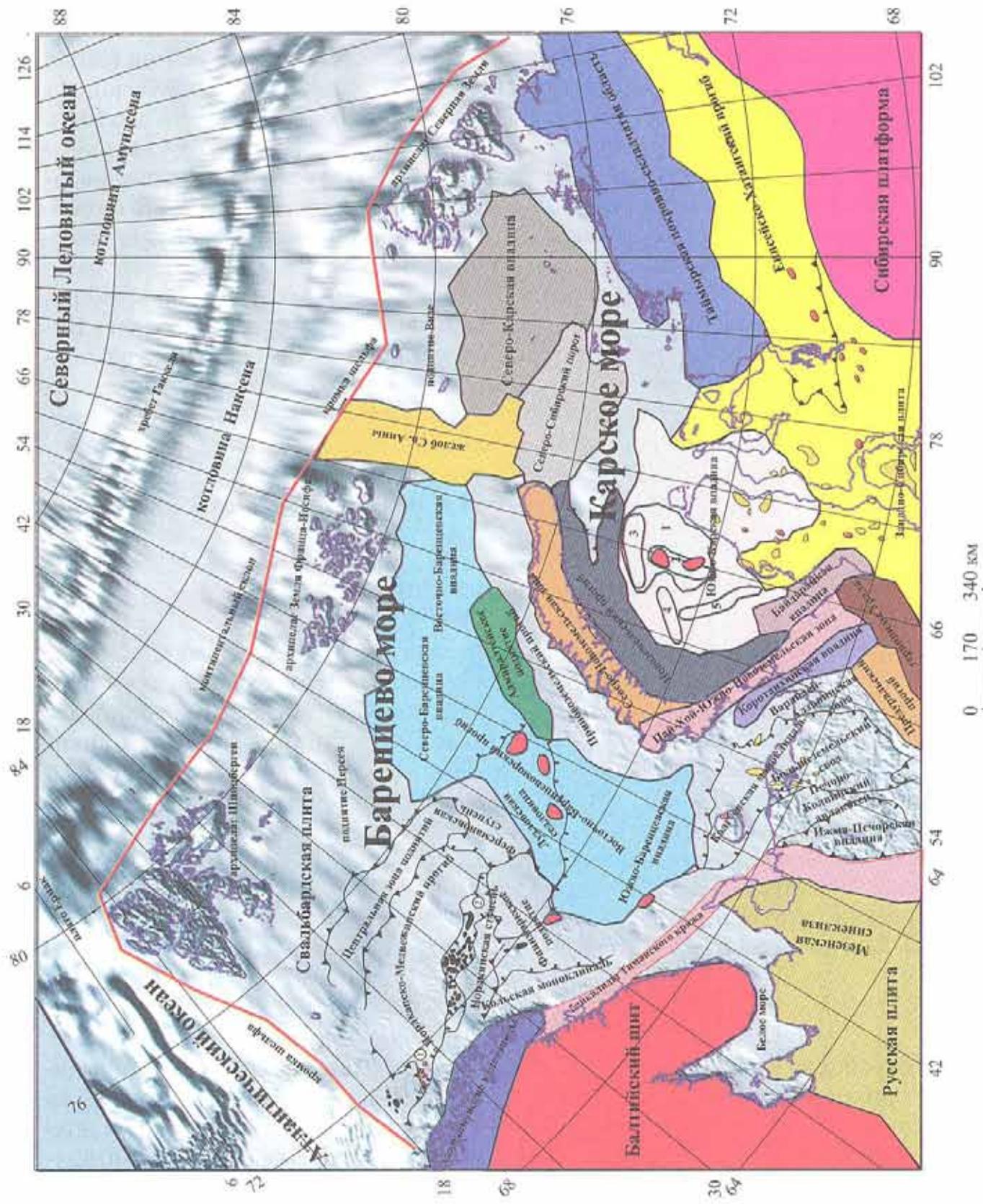
Баренцево море и его обрамление

Баренцево море (рис.10.3; см. Приложения 7 и 9.1) расположено в западной части Евроазиатского шельфа. Граница с Атлантическим океаном проходит по линии: мыс Нордкап – о-в Медвежий – мыс Серкапп, архипелаг Шпицберген; с Северным Ледовитым океаном – по линии: мыс Лаура, архипелаг Шпицберген – о-в Белый – архипелаг Земля Франца-Иосифа (север Земли Александры – о-ва Рудольфа и Ева-Лив); с Карским морем – по линии: восток о-ва Грэм-Белл (запад архипелага Земля Франца-Иосифа) – мыс Желания на севере архипелага Новая Земля – мысы Кусов Нос – Рогатый – Белый Нос (Пай-Хой). На юге Баренцево море ограничено побережьями Норвегии, п-олов Кольского и Канин, а также линией побережья от хребта Пай-Хой до п-ова Канин.

Физико-географический очерк

Баренцево море почти полностью является шельфовым, в нем преобладают глубины 100–350, м и только вблизи границы с Норвежским морем они увеличиваются до 600 м. Рельеф дна сложный, со многими пологими подводными возвышенностями и понижениями. Наиболее крупной рекой, впадающей в море является Печора.

Климатические условия юго-западной части моря благодаря влиянию теплого течения Гольфстрим довольно мягкие: в Мурманска средние температуры января выше - 8°C, средние температуры июля и августа лишь немного



↔ Рис. 10.3. Схема расположения основных элементов структуры Баренцева и Карского морей и их обрамления

1 – Русановский свод; 2 – Ленинградско-Русановская группа поднятий; 3–5 – валы: 3 – Кропоткина, 4 – Воронина, 5 – Обручева. По: [Геология и полезные ископаемые..., 2002, упрощено, с добавлениями]. Цифры в кружках – грабены: 1 – Нордкап, 2 – Варангер. Черные поля – соляные купола, красные – газовые и газоконденсатные месторождения. Топографическая основа: акватория –ETOPO5 Set. Global Relief Data CD. NOAA Product # G01093-CDR-A0001; суши – GTOPO30 Global Digital Elevation Model. EROS Data Center. 1996. <http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html>

выше +10°. Максимальные приливы отмечены около мыса Нордкап (до 4 м), а также в Горле Белого моря и в фьордах Мурманского побережья (до 7 м). Южная часть моря не замерзает, за исключением отдельных фьордов Мурманского побережья. Наибольшая длительность ледового периода (до 8 месяцев) отмечается в юго-восточной части моря.

Район Баренцева моря практически асейсмичен, за исключением его запада, где зафиксированы землетрясения с глубинами от 10 до 33 км и магнитудами до 6 баллов. Ряд мелкоглубинных сейсмических событий зафиксирован на архипелаге Новая Земля (пролив Маточкин Шар и юго-запад Южного острова) с магнитудами до 6.8 баллов.

Основные черты геологического строения

Баренцево море имеет континентальную кору докембрийского возраста гетерогенного строения, которая в пермское и мезозойское время претерпела несколько этапов деструкции. Выделяются районы с возрастом формирования континентальной коры архейского, гренвильского и байкальского возрастов. Первая развита в пределах подводного продолжения Восточно-Европейской платформы, вторая – на Баренцевоморской (Свальбардской) плите, третья – в Тимано-Печорской провинции. Информация о строении Баренцева моря слагается из геологических данных о геологии обрамляющих участков суши или островов, данных бурения, а также основана на результатах интерпретации геофизических данных.

Структуры Баренцева моря (см. рис. 10.3) расположены на сочленении нескольких крупных тектонических областей – Восточно-Европейской платформы (Балтийского щита, Мезенской и Тимано-Печорской синеклиз), раннекиммерийского Пайхой-Новоземельского покровно-складчатого сооружения, Предпайхойского и Предвайгачского прогибов, а также байкалид Тиманского кряжа. На западе регион граничит со структурами Атлантического, а на севере – и Северного Ледовитого океанов. Восточнее расположен Карско-Ямальский сектор Западно-Сибирской плиты.

Кольский полуостров

Балтийский щит Восточно-Европейской платформы и фундамент Мезенской синеклизы сложены метаморфическими архейско-доверхнепротерозойскими образованиями. Вдоль северо-восточного побережья Кольского



Рис. 10.4. Архипелаг Шпицберген. Фото С.А. Куренкова

полуострова расположен Мурманский блок, в пределах которого развиты нижнеархейские гранулиты, гнейсы и другие метаморфические породы. Стратиграфически выше залегают верхнепротерозойские слабо метаморфизованные комплексы. Мурманский блок надвинут на структуры Центрально-Кольской зоны. На северо-востоке на него, в свою очередь, надвинуты складчатые образования тиманид байкальского возраста. В начале мезозоя здесь, несколько севернее современной береговой линии, начали формироваться осадочные отложения Восточно-Кольской моноклинали Баренцева моря.

На западе и северо-западе Скандинавии на структуры Балтийского щита и северо-западную часть тиманид надвинут каледонский пакет покровов с амплитудой горизонтального перемещения не менее, чем в 500 км. В строении орогена принимают участие породы с возрастом от раннего протерозоя до раннего–среднего девона. Верхнерифейские толщи представлены преимущественно терригennыми отложениями континентальной окраины, вендские – тиллитами, песчаниками и алевросланцами. Кембрий сложен маломощными битуминозными сланцами, ордовик и силур – терригennыми и карбонатными осадками, а девон – мощными молассовыми толщами. В строении скандинавских каледонид установлены также ордовикские офиолиты – фрагменты палеоокеана. Основная эпоха деформаций и метаморфизма приходится на конец силура – начало девона, а заключительная – на конец среднего – начало позднего девона.

Архипелаг Шпицберген

Архипелаг Шпицберген (рис.10.4) расположен (см. рис.10.3) в северо-западной части Баренцева моря. Он включает в себя четыре главных острова и около 150 мелких. Площадь – более 62 тыс. км². Максимальная высота 1717 м (гора Ньютон). Около 60 % территории архипелага покрыто ледниками.

По мнению В.Е. Хаина, каледониды Шпицбергена по своему строению и истории развития ближе к каледонидам Гренландии, чем Скандинавии. Основные складчатые и разрывные структуры имеют меридиональные простирации. Крупными разломами, по которым предполагаются в конце силура – начале девона левосторонние сдвиговые перемещения до тысячи километров, архипелаг разделяется на три главных зоны – Западную, Центральную и Восточную. Последняя сложена гренвильским фундаментом (часть Баренцевоморской (Свальбардской) плиты) и слабо дислоцированными верхнепротерозойскими и палеозойскими породами чехла, суммарная мощность которых оценивается во многие километры. Разрез Центрального блока определяют верхнерифейско-ордовикские образования. Верхнерифейские породы представлены метапелитами, метапсаммитами, мраморами и метавулканитами основного состава, которые метаморфизованы вплоть до амфиболитовой фации и мигматизированы, венды имеют карбонатно-терригенный состав, с включениями тиллитов и вулканитов основного состава. Нижнепалеозойские отложения представлены карбонатными породами. Их мощность может достигать 2500 м. В северо-восточной части блока расположен грабен, выполненный нижне-среднедевонскими молассами, мощность которых достигает 10 000 м. Западная зона архипелага Шпицберген обладает примерно тем же разрезом каледонского комплекса, что и Центральная, но чехол слагается конгломератами, карбонатными отложениями и каменноугольно-пермскими эвaporитами, а также триас-нижнемеловыми терригенными толщами. Разрез завершают континентальные угленосные толщи палеоцена–эоцена. В конце юры – начале мела отмечены слабые несогласия и внедрение силлов и даек долеритов. Время образования складчатых структур Западного Шпицбергена – от начала палеоцена до конца эоцена.

Архипелаг Земля Франца-Иосифа

Архипелаг островов Земля Франца-Иосифа расположен в северной части Баренцева моря (см. рис. 10.3). Он включает около 190 островов, которые разделены глубоководными (400–650 м) проливами (Кембридж, Британский канал и Австрийский) на три группы – западную, центральную и восточную. Площадь составляет примерно 12 тыс. км². Максимальная высота 620 м. Около 60 % территории архипелага покрыто ледниками.

Древнейшие образования венского возраста были пробурены (скважина Нагурская, о-в Земля Александры) на западе архипелага. Они представлены кварцитами, которые прорваны мезозойскими долеритами. Там же были вскрыты терригенные породы с прослойями каменного угля раннекаменноугольного возраста и известняки верхнего карбона. Основная часть архипелага слагается терригенными породами верхнего триаса – верхней юры. В них, в позднем триасе – поздней юре, внедрялись дайки и силлы долеритов, штоки габбро и габбро-диоритов. Установлены также и покровы базальтов. Внедрение даек и силлов долеритов продолжилось до конца раннего мела.

Архипелаг Новая Земля и хребет Пай-Хой

Архипелаг Новая Земля расположен в восточной части Баренцева моря (см. рис.10.3). Он включает в себя два главных острова и множество мелких. Площадь составляет около 81 тыс. км². Максимальная высота 1547 м (пик к северо-востоку от п-ова Адмиралтейства). Около 30 % территории севера архипелага покрыто ледниками.

С геологической точки зрения регион состоит из Северо-Новоземельского и Пайхой-Южно-Новоземельского сегментов. Их разделяет Байдарацкий разлом, отсекающий северо-восточную часть Южного острова Новой Земли и далее протягивающийся вдоль юго-западного побережья Байдарацкой губы Карского моря.

Первый сегмент слагается нижне-среднепротерозойским метаморфическим комплексом, который обнажен на северо-западном побережье о-ва Северный. Эти образования (мраморы, кристаллические сланцы, амфиболиты) рассматриваются как основание Свальбардской (Баренцевоморской) плиты. На нем несогласно залегают отложения верхнего протерозоя и кембрия–силура. Низы палеозоя, до среднего ордовика включительно, сложены слабометаморфизованными флишоидами, а верхи – молассоидными и известково-глинистыми толщами. Структура Северо-Новоземельского сегмента представляет собой серию антиформ и синформ, которые надвинуты на Баренцевоморскую плиту. Деформации охватывают все отложения до триасовых включительно. Они неоднородны, и надвиговые чешуи с изоклинальной складчатостью чередуются с полосами более спокойного строения. Возраст основных движений раннекиммерийский. Структуры прорваны интрузиями гранитоидов с возрастом 210–180 млн лет (ладинский век – плинсбах). Они были вовлечены в надвиговые структуры, из чего следует, что возраст складчатости не древнее конца ранней юры. На рубеже плиоцена и плейстоцена на о-ве Северном архипелага Новая Земля были сформированы эксплозивные образования залива Басова (побережье Карского моря).

Пайхой-Южно-Новоземельский сегмент включает на материке покровно-надвиговые горные сооружения Пай-Хоя, а также о-ва Вайгач и Южного острова Новой Земли. Он имеет северо-западное простирание, пересечен широтным разломом, проходящим через пролив Карские Ворота. Байкальский фундамент представлен интенсивно дислоцированной флишоидной толщей позднерифейско-вендского возраста и перекрыт палеозоем с угловым и азимутальным несогласием. На материке Пайхойское складчато-покровное сооружение окаймляется с юго-запада широким (до 100 км) Коротаихинским прогибом, фундамент которого погружен на глубину до 12–14 км и примерно на $\frac{2}{3}$ выполнен верхнепермско-триасовой молассой. В пределах акватории он продолжается (Привайгачский прогиб) до разлома пролива Карские Ворота. Пайхой-Южно-Новоземельские структуры надвинуты в западном направлении на оба прогиба. Внутренняя структура Коротаихинского прогиба осложнена складками и надвигами, разделенными более широкими участками пологого залегания слоев.

Печорская впадина

Основание Тимано-Печорской (Печорской) плиты было сформировано в байкальский этап тектогенеза (венд–кембрий) и обнажается в отдельных блоках Тиманского кряжа, на п-ове Канин, на п-овах Рыбачьем и Варангер. Его рифейско-вендские породы слабо метаморфизованы и относительно умеренно деформированы и представляют собой реликты пассивной окраины Восточно-Европейского континента, его шельфа и континентального склона. Мощность пород составляет 4000–6000 м, возрастая на п-ове Варангер до 10 000 м и более. В верхнем рифе выделены породы барьерного рифа, а также интрузивные тела мафитов и ультрамафитов.

Основные структурные элементы Тимано-Печорской плиты (см. рис.10.3) в пределах суши (с запада на восток и очень схематично): блоки Канин-Тиманской гряды, которые надвинуты на край Русской плиты; Ижма-Печорская впадина; Малоземельско-Колгуевская моноклиналь; Печоро-Колвинский силурийский авлакоген; Хорейверская впадина, наложенная на Большеземельский погребенный свод и Варандей-Адзьвинский блок. Восточнее расположены структуры Предуральско-Предпайхойских прогибов.

В юго-западной части Печорской впадины (Ижма-Печорская зона) фундамент погружен на 2–4 км, а в ее северо-восточной части (Большеземельская зона) – до 5–9 км. Эти части впадины разделяет вытянутая в северо-западном направлении Печоро-Колвинская зона, состоящая из двух сближенных палеозойских авлакогенов – Печоро-Колвинского и Колвинского. Фанерозойский плитный чехол Печорской впадины по особенностям своего строения близок к соответствующим комплексам северной и восточной частей Русской плиты, но отличается от него большими мощностями, а также маломощными континентальными и мелководно-морскими четвертичными образованиями.

Морская часть Тимано-Печорской плиты отделена от континентальной зоной левых сдвигов, простирающихся вдоль побережья. К северу от этой зоны рельеф поверхности фундамента сглаживается и затухают практически все структуры, кроме наиболее восточной – Варандей-Адзьвинской зоны. Мощность чехла возрастает, особенно за счет девона, перми и триаса. Северным ограничением Тимано-Печорской плиты, отделяющим ее от Свальбардской, служит разлом, расположенный на траверзе пролива Карские Ворота.

Баренцевоморская (Свальбардская) плита

Баренцевоморская (Свальбардская) плита (см. рис.10.3) занимает большую часть Баренцева моря. Ее фундамент представлен добайкальскими комплексами, которые обнажены на востоке архипелага Шпицберген, на о-ве Медвежьем и на севере архипелага Новая Земля.

В восточной части Баренцева моря, по данным Э.В. Шипилова и Г.А. Тарасова, расположен Восточно-Баренцевский трог, который имеет северо-северо-восточное простижение. Он протягивается субпараллельно архипелагу Новая Земля на расстояние более 1500 км и имеет ширину от 300 до 600 км. Фундамент этой структуры местами расположен на глубинах 18–20 км и

более. Трог распадается на две впадины Южную и Северную, разделенные Лудловской седловиной. Мощность коры во впадинах, особенно Южной, составляет до 20–25 км. В осадочном выполнении впадин наибольшие мощности приходятся на долю терригенных отложений верхней перми – триаса (6–8 км), а также девона, в то время как каменноугольно-permские карбонаты имеют мощность менее 1 км. Весь разрез, до нижнего мела включительно, насыщен силлами долеритов, сходных по составу и возрасту с известными на Земле Франца-Иосифа.

В юго-западной части Баренцева моря установлены две системы прогибов с корой субокеанического типа. Первая (Варангерский грабен), протягивается параллельно границе байкалид и Свальбардской плиты. Глубина грабена возрастает с востока на запад от 8–9 до 12–14 км. Он выполнен палеозойскими и мезозойскими (до меловых включительно) отложениями. Вторая система (Нордкапский грабен) сочленяется в Варангерском на западе, но отклоняется затем в северо-восточном направлении. Грабен, глубина которого составляет 13–16 км, заполнен девонско-палеогеновыми породами. В разрезе карбона и перми, а, возможно, и девона, установлены эвaporиты, которые формируют соляные купола.

Остальная площадь Свальбардской плиты занята поднятиями (Персея, Медвежинское и др.) и разделяющими их понижениями более или менее изометричной формы, выраженными по поверхности фундамента горстами и, в меньшей степени, грабенами и отраженными в структуре осадочного чехла нередко со значительными смещениями.

Формирование востока Баренцева моря происходило на континентальном фундаменте гренвильского и байкальского возрастов, который претерпел две основные эпохи рифтогенеза – палеозойского и пермь-триасового.

В юрско-меловое время происходило формирование плитного комплекса, который развит не только в Баренцевом море и на Карском шельфе, но и в Западно-Сибирской низменности. Позднее этот гигантский бассейн был разобран Новоземельским орогеном на две отдельные плиты – Баренцевоморскую и Карско-Западно-Сибирскую.

Складчатые деформации на Западном Шпицбергене были вызваны коллизией двух континентальных плит, разделенных трансформным разломом Книповича, по которому происходило правостороннее смещение. После образования океанической впадины в Норвежско-Гренландском море с окружающих континентальных массивов в нее стал поступать обломочный материал, формируя клиноформные тела на континентальных склонах. Возраст и мощность пород, слагающих эти тела, указывают, что наиболее интенсивное поднятие Баренцевоморского региона имело место на рубеже эоцена и олигоцена (50–30 млн лет назад) и в миоцене (15–5 млн лет назад).

Карское море и его обрамление

Карское море (см. рис.10.3; Приложения 7 и 9.2) отделено на западе от Баренцева моря архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа, и его граница проходит по линии мыс Желания – мыс Колзат на востоке о-ва Грэм-

Белл. От Северного Ледовитого океана море отграничено условной линией от мыса Кользат до мыса Арктический (север о-ва Комсомолец, архипелаг Северная Земля), а с востока – о-вами Северная Земля и п-овом Таймыр. На юге Карское море ограничено низменными побережьями Байдарацкой губы, п-олов Ямал и Гыданского, а также побережьем от устья Енисея до мыса Прончищева (п-ов Таймыр).

Физико-географический очерк

Большую часть года Карское море покрыто ледовым покровом. Толщина однолетнего льда на юге моря может достигать 120 см. Глубины в Карском море изменяются от 20 (вблизи побережья Азии) до 700 м (желоб Св. Анны). Рельеф дна моря сложный – наиболее выровненные его части расположены в южной части моря. Вдоль восточного побережья архипелага Новая Земля протягивается Новоземельский трог с максимальными глубинами до 500 м. Для Карского моря характерны троги субмеридионального простирания, входящие в шельф, – Св. Анны и Воронина. В северо-восточной части моря расположен ряд архипелагов островов Арктического института и др., на севере есть несколько изолированных островов (Ушакова, Визе, Шмидта) с высотами не более 300 м. В море впадают такие крупные реки, как Обь, Енисей и Паясина.

Район практически асейсмичен, однако зафиксировано четыре события с глубинами от 10 до 25 км и магнитудами до 5 баллов, два из которых произошли на о-ве Октябрьской Революции.

Основные черты геологического строения

Архипелаг Северная Земля

Архипелаг Северная Земля (см. рис. 10.3) расположен в восточной части Карского моря. Он включает четыре главных острова и ряда мелких, которые разделены двумя главными проливами – Красной Армии и Шокальского, имеющими глубины от 50 до 200 м. Площадь более 36 тыс. км². Максимальная высота 963 м (ледник Карпинского на о-ве Октябрьской Революции). Около 40 % территории архипелага покрыто ледниками.

Наиболее древними образованиями архипелага, по опубликованным данным (Геология СССР, 1970), считаются породы позднепротерозойского возраста, которые описаны на о-ве Большевик. Здесь они имеют суммарную мощность около 2000 м. Этот комплекс представлен ритмичным чередованием песчаников и аргиллитов. Верхний протерозой установлен также на о-вах Известий ЦИК, на которых он представлен хлоритовыми и мергелистыми сланцами.

Нижнепалеозойские отложения широко развиты на о-вах Октябрьской Революции, Пионер и Большевик. Их суммарная мощность достигает 6000–7000 м. Основная фаза деформаций приходится на герцинскую или, вероятнее, древнекиммерийскую эпоху. Кембрий на о-ве Октябрьской Революции сложен флишиодной толщей терригенного состава, в которой встречаются и карбонатные породы. Ордовикские отложения с угловым несогласием залегают

на кембрийских и представлены песчаниками, мергелями и известняками с прослойями гипсов и редкими маломощными покровами кислых лав, которые несогласно залегают на кембрийских терригенных комплексах. Их мощность от 600 до 1900 м. Сиурийские отложения широко распространены в центральной части о-ва Октябрьской Революции, на юго-западе о-ва Комсомолец, в западной части о-ва Пионер, на о-вах архипелага Седова и на о-ве Длинный. Они сложены известняками с прослойями доломитов и гипсов, мощность которых изменяется от 500 до 2500 м. Структура ордовикско-сиурийского комплекса представляет собой сочетание обширных (десятки километров в поперечнике) брахисинклиналей и относительно узких гребневидных антиклиналей. Нижний девон сложен пестроцветными терригенными, карбонатными и сульфатными мелководно-морскими, лагунными, а также континентальными отложениями мощностью от 600 до 1200 м. Среднедевонские отложения в целом слагаются доломитами, мергелями и известняками с остатками рыб, пестроцветными кварцевыми алевролитами и песчаниками. Мощность изменяется от 600 до 1000 м. Верхний девон сложен ритмичным чередованием кварцевых песчаников и алевролитов, а также аргиллитов и мергелей, мощностью 700–900 м. Каменноугольные отложения на архипелаге не установлены. Пермские отложения залегают горизонтально на дислоцированных породах нижнего и среднего протерозоя. Они сложены песчаниками с прослойями алевролитов, углистых аргиллитов, линзами гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов. Мощность их не превышает 50 м. Триасовые отложения представлены пологозалегающими песчаниками и конгломератами, содержащими обломки углефицированной и пиритизированной древесины. Мощность отложений составляет от 100 до 300 м.

На некоторых островах архипелага Северная Земля и на островах Карского моря (Кирова, Уединения, Визе, Ушакова и Свердруп) обнаружены рыхлые песчаники и светло-зеленые глины раннемелового возраста. Их мощность не превышает 50 м. Верхний мел на архипелаге Северная Земля и п-ове Таймыр не встречен. На некоторых островах Карского моря (Расторгуева, Свердруп и о-вах Арктического Института) отложения верхнего мела, представлены алевритами, песками, песчаниками, конгломератами и глиной с обломками углефицированной древесины. Мощность в целом не превышает 35 м. Верхнемеловые песчаники и глины вскрыты скважинами (Ленинградская № 1 и Русановская № 1,2) в Карском море. Породы палеогена на архипелаге Северная Земля имеют весьма ограниченное распространение и представлены маломощными песками и песчаниками.

Полуостров Таймыр

На Таймырском полуострове (см. рис.10.3) В.А. Верниковским выделено три тектонических зоны субширотного простириания.

Северо-Таймырская зона сложена метаморфизованными и сильно дислоцированными породами нижнего и верхнего докембра и отчасти кембра, а также разновозрастными гранитоидами. Она имеет складчато-надвиговую структуру, которая формировалась в добайкальское, байкальское, салаирское и раннекиммерийское время. Низы разреза слагаются черными филли-

тами, метаалевролитами и метапесчаниками верхов нижнего протерозоя или, скорее всего, нижнего–среднего рифея. Метаморфизм достигает амфиболитовой ступени, в результате чего терригенные породы превратились в гнейсы и кристаллические сланцы, подверглись мигматизации и гранитизации с образованием гнейсогранитов с возрастом около 1 млрд лет. Верхнерифейские породы залегают несогласно и представлены слабометаморфизованными флишоидными пестроцветными терригенными породами. Кембрий слагается терригенно-карбонатными отложениями, сходными с породами архипелага Северная Земля. На них, с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании, налегают значительно менее деформированные и неметаморфизованные отложения ордовика. Докембрийские комплексы (гнейсы, сланцы) установлены и на островах Таймырского мелководья (архипелаги Плавниковых островов и Норденшельда).

На юге Северо-Таймырская зона ограничена Таймырским надвигом с северным падением смесятеля и с углами падения от 20 до 60°. Он выражен в рельефе уступом высотой до нескольких десятков метров. В его зоне, в пределах первых километров, развиты бластомилониты.

Южнее расположена Центрально-Таймырская зона. Она сложена дорифейскими (?) и рифейскими осадочными, вулканогенными и интрузивными образованиями, претерпевшими метаморфические и гидротермально-метасоматические изменения разных фаций и типов. Эти метаморфические образования собраны в аккреционный пояс и перекрыты вендско-нижнекаменноугольным чехлом. В зоне широко развиты надвиговые структуры. Здесь установлены также два аллохтонных докембрийских метаморфических комплекса – Мамонто-Шренковский и Фаддеевский. Они сложены высокометаморфизованными терригенными и карбонатными породами, метабазитами и базитами. В строении зоны участвуют также два пояса древних офиолитов – Челюскинский (к юго-востоку от одноименного мыса) и Становской (побережье залива Фаддея). Они представляют собой небольшие по размерам тела (от десятков метров до 2 км в длину и до десятков метров в ширину) метапериidotитов и метаморфизованных габброидов. Офиолиты осложнены узкими зонами серпентинитового меланжа, перетертymi зелеными сланцами или метасоматитами. Вулканогенные образования представлены толеитовыми метабазальтами океанической и метариолит-андезит-базальтами островодужной известково-щелочной серий. Верхний рифей представлен в основном доломитами. Все вышеупомянутые образования с угловым несогласием перекрываются породами молассоидной формации – обломочными, в том числе грубообломочными породами, алевропелитами и горизонтами известняков.

Пясино-Фаддеевский надвиг представляет собой границу между Центрально- и Южно-Таймырской зонами, по которой первая надвинута на вторую. Эта самая протяженная шовная зона Таймыра (около 1000 км в длину и 30–40 км в ширину). В ее пределах развита сложно построенная система тектонических пластин, чешуи и клиньев. Горизонтальные амплитуды перемещения по надвигам оцениваются от 10–12 до 20–25 км, вертикальные – до 2.5–3.0 км, а смещения по сдвигам – от 2.5 до 17 км.

Южно-Таймырская (Быррангская) зона представляет собой раннемезозойскую (древнекиммерийскую) складчатую систему шириной более 150–200 км и протяженностью более 1000 км. Она несогласно налегает на метаморфизованное и сильно деформированное верхнепротерозойское основание, которое, вероятно, подстилается нижнедокембрийским метаморфическим фундаментом. Венд сложен доломитами, которые перекрываются глинисто-карбонатными отложениями кембрия. Ордовик, силур, девон и нижний карбон слагаются либо относительно глубоководными глинисто-кремнисто-карбонатными комплексами, либо мелководными известняками, мергелями и доломитами. Первый комплекс содержит породы, напоминающие породы доманиковой фации. Средний–верхний карбон и нижняя пермь сложены песчано-алеврито-глинистыми толщами с прослоями известняков. Для низов верхней перми характерны мелководно-морские осадки, которые постепенно сменяются вверх по разрезу континентальной терригенной угленосной толщей. Нижний триас представлен трапповым комплексом. Палеозойские и триасовые образования Южно-Таймырской мегазоны прорываются мелкими телами щелочных гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов позднетриасового возраста. Складчатые деформации Южно-Таймырской зоны происходили до начала юры. Вторая, но более слабая фаза деформаций была на рубеже юры и мела.

Енисей-Хатангский прогиб

Южнее Южно-Таймырской зоны расположен Енисей-Хатангский прогиб (см. рис. 10.3), который по особенностям строения и первичной седиментации, включая Усть-Енисейскую впадину, должен рассматриваться как часть Западно-Сибирской (Карско-Западно-Сибирской) плиты. Он протягивается от побережья Карского до моря Лаптевых, частично продолжаясь и в акваториях.

В мезозойско-кайнозойском этаже Енисей-Хатангского прогиба установлен ряд положительных структур северо-восточного простирания (с юго-запада на северо-восток): Мессояхский порог, Малохетский, Рассохинский и Балахнинский валы. Амплитуда взды маний в неокоме этих структур увеличивается в северо-восточном направлении, составляя от 1000–1200 м (Мессояхский порог) до 3000–4000 м (Балахнинский вал). Мощность мезозойско-кайнозойского чехла достигает в Усть-Енисейской впадине 10–12 км. В пределах наиболее изученного Мессояхского порога открыт целый ряд месторождений, большей частью гигантских и крупных (Ямбургское, Находкинское и др.).

Карское море

Шельф Карского моря, Обской и Тазовской губ является северным продолжением Западно-Сибирской плиты. В юго-западной части Карского моря, а также на п-овах Ямал и Гыданский, расположена Южно-Карская впадина, выполненная терригенными отложениями юры и мела общей мощностью от 8 до 14 км. Здесь расположен один из крупнейших нефтегазоносных бассей-

нов России. В его пределах как на суше (Харасавейское, Бованенковское и др.), так и в акватории на глубинах дна от 50 до 100 м открыты гигантские месторождения газа и конденсата, реже нефтегазоконденсата (Ленинградское и Русановское с суммарными запасами, превышающими 9 трлн м³). Залежи расположены в неоком-аптских и альб-сеноманских толщах. Месторождения в акватории расположены в 60–100 км от побережья п-ова Ямал.

В строении осадочного разреза принимают участие два структурно-формационных комплекса. Верхний (плитный), сложен терригennыми юрско-меловыми отложениями; нижний (рифтовый) – триасовыми вулканогенно-терригенными образованиями. Первый построен просто, и его строение осложнено крупными пликативными структурами. Самая крупная из них – Русановский свод. Он включает в себя Ленинградско-Русановскую и Кропоткинскую группы локальных поднятий в мезозое, в том числе обширные по площади Ленинградское, Русановское, Кропоткинское, Скуратовское и другие поднятия. На Южно-Карском шельфе установлены также протяженные линейные валы.

В основании Южно-Карской впадины развиты западные и восточные рифтовые прогибы преобладающего северо-восточного простирания. Первые протягиваются примерно на 400 км вдоль Северо-Новоземельской ступени. Вторые включают Западно-Ямальскую и Белоостровскую систему рифтовых впадин, которые имеют асимметричное строение (западный борт относительно пологий, восточный – крутой). Породы, выполняющие эти структуры, не вскрыты бурением. По геофизическим данным, наиболее вероятным представляется, что они слагаются терригенными комплексами с возможным присутствием вулканогенных пород.

В северо-восточной части Карского моря расположена Северо-Карская впадина, в пределах которой кристаллический фундамент залегает на глубине 12–20 км. Она сложена отложениями палеозоя и мезозоя и обладает огромным нефтепроизводящим потенциалом. Ее геологическое строение и нефтегазоносность остаются пока не изученными из-за трудных природно-климатических условий.

Строение дна Карского моря осложнено двумя узкими структурами субмеридионального простирания – трогами Св. Анны и Воронина, строение которых исследовано крайне поверхностно.

Море Лаптевых и его обрамление

Море Лаптевых (рис.10.5; см. Приложения 7 и 9.3) отделено на западе от Карского моря архипелагом Северная Земля и побережьем п-ова Таймыр, строение которых было кратко описано выше. На востоке оно граничит с Восточно-Сибирским морем, с которым соединяется рядом проливов (Санникова, Этирекан и др.), расположенных внутри архипелага Новосибирских островов. На юге море Лаптевых ограничено северо-восточными побережьями п-ова Таймыр, Хатангским заливом, а также побережьем от востока последнего до мыса Святой Нос.

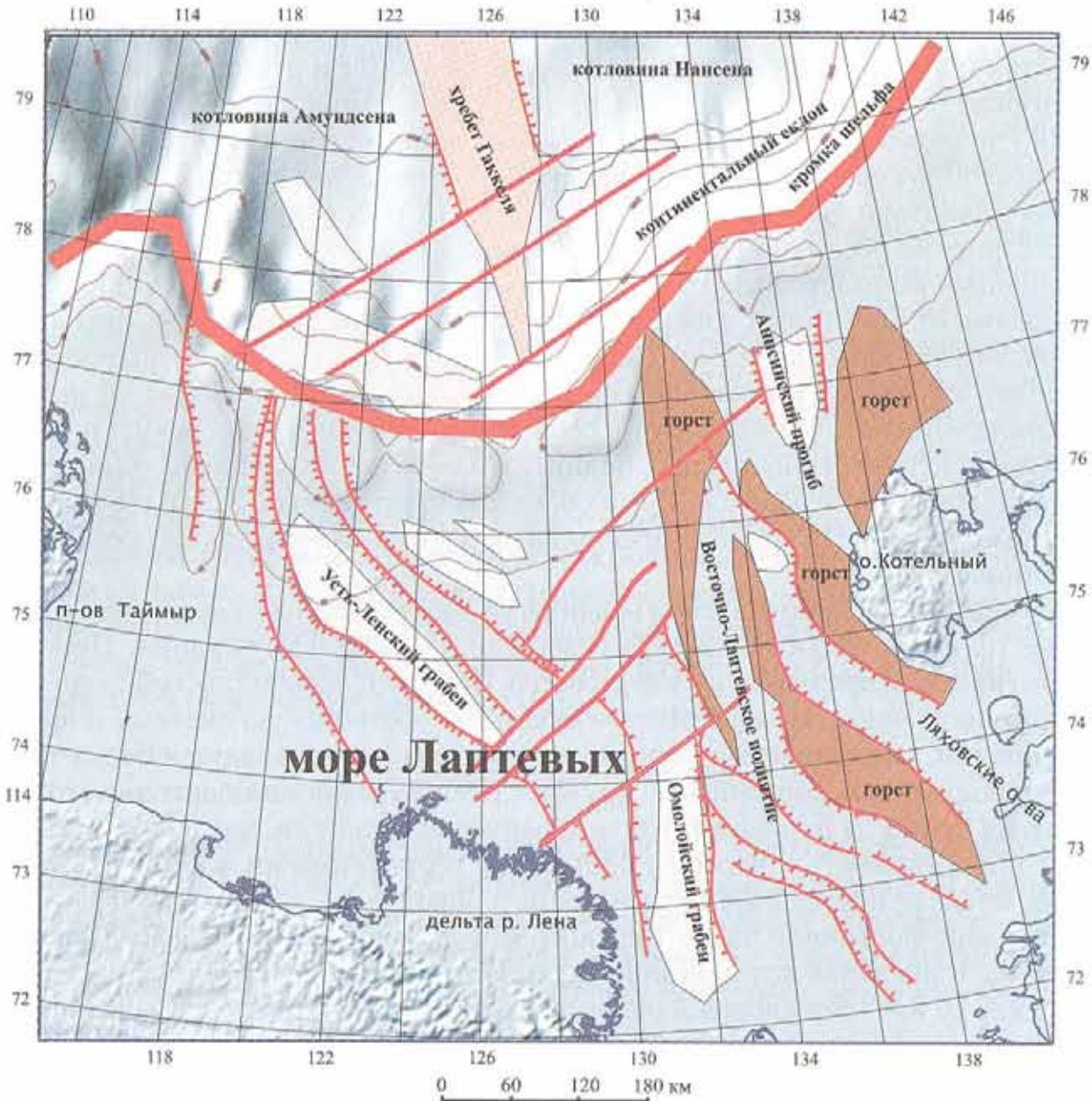


Рис. 10.5. Структуры моря Лаптевых.

По: [Геология и полезные ископаемые..., 2002, упрощено]

Топографическая основа: акватория –ETOPO5 Set. Global Relief Data CD. NOAA Product # G01093-CDR-A0001; суши – GTOPO30 Global Digital Elevation Model. EROS Data Center. 1996. <http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html>

Физико-географический очерк

Глубины моря Лаптевых изменяются от 10–20 м около побережья Азии до 3385 м около кромки шельфа. Рельеф дна представляет собой полого наклоненную к северу равнину, которая осложнена двумя желобами с глубинами около 40 м. Один из них расположен примерно на линии окончание хребта Гаккеля – дельта р.Лена, второй повторяет очертания восточного побережья п-ова Таймыр. В акватории, в Хатангском заливе, есть несколько островов – Большой и Малый Бегичев, Преображения и Песчаный. В море впадает

несколько крупных рек, такие как Хатанга, Оленек, Лена и Яна. На шельфе расположены дельты крупнейших сибирских рек – Лены и Яны (площадь – $2418 \cdot 10^3$ км 2 ; снос – $11,3 \cdot 10^6$ т/год). Большую часть года море Лаптевых покрыто ледовым покровом.

Море Лаптевых сейсмично в восточной части, в пределах которой, западнее Новосибирских островов, прослеживается полоса землетрясений с глубинами очагов от 10 до 33 км и магнитудами до 6 баллов. Ряд мелкоглубинных сейсмических событий с магнитудами до 5 баллов отмечался на п-ове Таймыр, в устье р. Хатанга и в дельте р. Лена. На продолжении хребта Гаккеля расположена высокосейсмичная Лаптевоморско-Момская рифтовая система, в пределах которой, особенно в ее континентальной части, выделяются зоны 8- и даже 9-балльных землетрясений, тогда как большая часть Верхояно-Чукотской складчатой системы попадает в 5–6-балльную зону.

Основные черты геологического строения

Острова моря Лаптевых

На островах моря Лаптевых установлены отложения позднеюрского, раннемелового и четвертичного возрастов. На островах Большой Бегичев и Преображеня наиболее древние породы имеют келловейский возраст и их видимая мощность не превышает 50 м. Они представлены алевролитами и аргиллитами с конкрециями сидеритового и карбонатного состава. Здесь же широко развиты отложения нижнего мела. Они сложены аргиллитоподобными глинами, алевролитами и песчаниками (валанжин – низы готерива). В верхах готерива и в альбе появляются каменные угли, пески и песчаники. Все мезозойские породы слагают моноклиналь, которая местами осложнена пологими пликативными дислокациями и перекрыты четвертичными отложениями.

Побережье моря Лаптевых

Все южное побережье моря Лаптевых слагается породами покровно-складчатого Верхояно-Чукотского пояса, а также четвертичными отложениями дельты Лены и запада Яно-Индигирской низменности. В самом общем виде породы верхоянского комплекса сложены каменноугольно-юрскими терригенными ассоциациями пород. Они слагают, по данным В.С. Оксмана, около побережья моря Лаптевых субмеридиональный Верхоянский мегантиклиниорий с его Хараулахским сегментом. Практически к побережью подходят структуры Оленекской складчатой зоны, Ольджойского (Полоусненского) и Омолойского синклиниориев, а также Куларское поднятие как часть Кулар-Нерского пояса.

Предверхоянский краевой прогиб протягивается в виде выщуклой к юго-западу дуги от низовий Лены до среднего течения Алдана. На востоке он граничит с надвинутыми на него северным и средним сегментами Верхоянского мегантиклиниория. Дорифейский фундамент погружен в нем на глубины от 5 до 10–15 км. Прогиб был заложен на окраине Сибирской платформы и

выполнены отложениями палеозоя – юры платформенного типа, а также мощными (до 4–5 км) тонкообломочными угленосными молассами нижнего и отчасти верхнего мела. На большей части площади прогиба они залегают полого моноклинально и лишь в узкой внутренней зоне смяты в линейные складки, осложненные надвигами.

Верхоянский мегантиклиниорий выражен в рельефе одноименным хребтом и сложен мощными карбонатными и терригенными отложениями карбона и перми, которые накапливались вдоль окраины Сибирского континента. В их составе различаются осадки шельфа, континентального склона и подножия.

Куларское поднятие слагается ритмичным переслаиванием пермских алевролитов и кварцевых песчаников, метаморфизованных в разных степенях зеленосланцевой фации метаморфизма. В них часто отмечается косая слоистость. Для триасовых отложений характерно чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников. Здесь установлены подводно-оползневые и градационные текстуры.

Полоусненский синклиниорий сложен средне-верхнеюрскими отложениями, которые в основании разрезов представлены флишевыми пачками ритмичного переслаивания турбидитов и олистостром. Выше расположены песчаники, перекрытые глинистыми осадками со значительным количеством вулканогенных пород (андезиты, андезито-базальты и базальты, их туфы).

На многие структуры северной части Верхояно-Чукотской области наложены многочисленные грабены северо-восточного простирания. Наиболее крупный из них протягивается вдоль Момско-Селенянского прогиба. Эта одноименная структура имеет кайнозойский возраст, и к нему приурочен неогеновый липаритовый купол и голоценовый базальтовый вулкан. В грабенах отлагались лимнические отложения олигоцена – среднего миоцена и грубообломочные аллювиально-пролювиальные образования верхнего миоцена – антропогена. По разломам Момской рифтовой системы происходят сбросовые, взбросовые и правосдвиговые перемещения.

Море Лаптевых

В море Лаптевых установлено от 0.5 до 8–12 км осадочных пород аптско-кайнозойского возраста. На горстовых поднятиях их мощность сокращается до 1–1.5 км. Рифтовые структуры перекрыты осадками плиоцен-четвертичного возраста. Все постверхнеолигоценовые отложения наращивают континентальный склон в виде мощных клиноформ.

В пределах шельфа в потенциальных полях идентифицируются линаменты северо-западного простирания, согласные направлению складчатых структур мезозоид.

Основной особенностью моря Лаптевых представляется его расположение на стыке подводного хребта Гаккеля как наиболее северного сегмента Мировой системы срединно-океанических хребтов, структур Верхояно-Чукотской и Таймырских областей, а также Сибирской платформы. На продолжении хребта Гаккеля установлена система горстов и грабенов (Новосибирская, или Лаптевоморско-Момская). Природа фундамента моря Лаптевых

до сих пор однозначно не объяснена. Наиболее вероятным представляется, что на шельфе продолжаются поздние мезозоиды Верхояно-Чукотской системы.

В пределах глубоководной котловины океанический фундамент перекрыт мощной толщей палеоцен-эоценовых (?) осадочных пород.

Восточно-Сибирское и Чукотское моря и их обрамления

Чукотское и Восточно-Сибирское моря (рис.10.6; см. Приложения 7 и 9.4, 9.5) расположены в пределах восточной части Евроазиатского шельфа. Это наименее изученные акватории России.

Физико-географический очерк

Восточно-Сибирское море расположено между Новосибирскими островами и о-вом Врангеля. На западе граничит с морем Лаптевых, соединяясь с ним примерно по долготе 140° в.д. проливами Дмитрия Лаптева, Этерикан, Саникова и акваторией севернее о-ва Котельный, на востоке – с Чукотским морем, соединяясь с ним проливом Лонга и севернее о-ва Врангеля, примерно по меридиану 180° . Северная граница проходит примерно по изобате 200 м. Здесь располагаются архипелаги Новосибирских и Медвежьих островов и отдельные острова – Айон, Роутан, Шалаурова. В море впадают несколько крупных рек, таких как Колыма, Алазея, Индигирка и Хрома. Средняя глубина Восточно-Сибирского моря составляет 45 м, максимальная – 155 м.

Чукотское море на западе соединяется проливом Лонга с Восточно-Сибирским морем, а на юге – Беринговым проливом с Беринговым морем. Восточная граница с морем Бофорта условна и проводится по меридиану мыса Барроу (США). В пределах акватории расположены острова Врангеля, Геральд и Колючин. Средняя глубина Чукотского моря составляет 77 м. К северу глубины возрастают до 200 м и более. Максимальные глубины – 1256 м. В центральной части моря находится поднятие (мель Ханна) с минимальными глубинами порядка 30 м, которое протягивается в восток-северо-восточном направлении. Оно отделено от поднятия островов Врангеля и Геральд субмеридиональным каньоном Геральд (примерно вдоль 175° з.д.) с глубинами 50–60 м. Субпараллельно побережью Аляски протягивается каньон, точнее долина, Барроу с глубинами 50–140 м.

Климатические условия обоих морей исключительно суровые. По данным метеостанции Певек (см. рис.10.6), ближайшей на территории России к акваториям (<http://www.weather.com/>), среднегодовая температура за 13 лет наблюдений изменялась от -27° (февраль) до $+8^{\circ}$ (июль). За тот же интервал времени максимальная температура достигала 20° , минимальная – -50° . Среднегодовое (за 18 лет) количество дней в году с температурой менее 0 достигает 271. Большую часть времени моря покрыты многолетним и (или) сезонным ледовым покровом. При этом мощность новообразованного льда может достигать 2 м.

Район Восточно-Сибирского моря практически асейсмичен. Несколько землетрясений с глубинами от 10 до 33 км и магнитудами до 5 отмечались

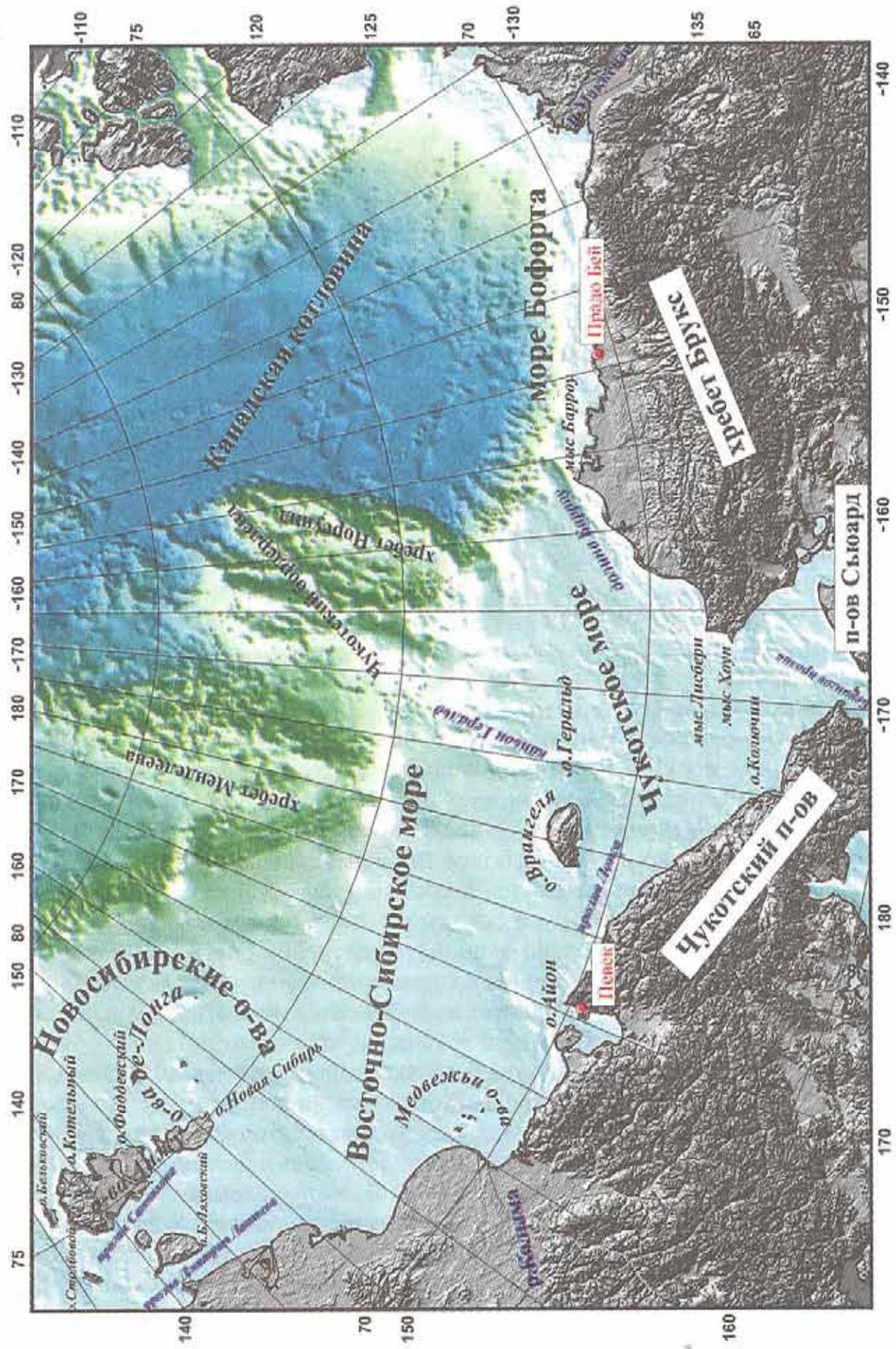


Рис. 10.6. Основные географические объекты Восточно-Сибирского и Чукотского морей. По: [Mazarovich, Sokolov, 2003]

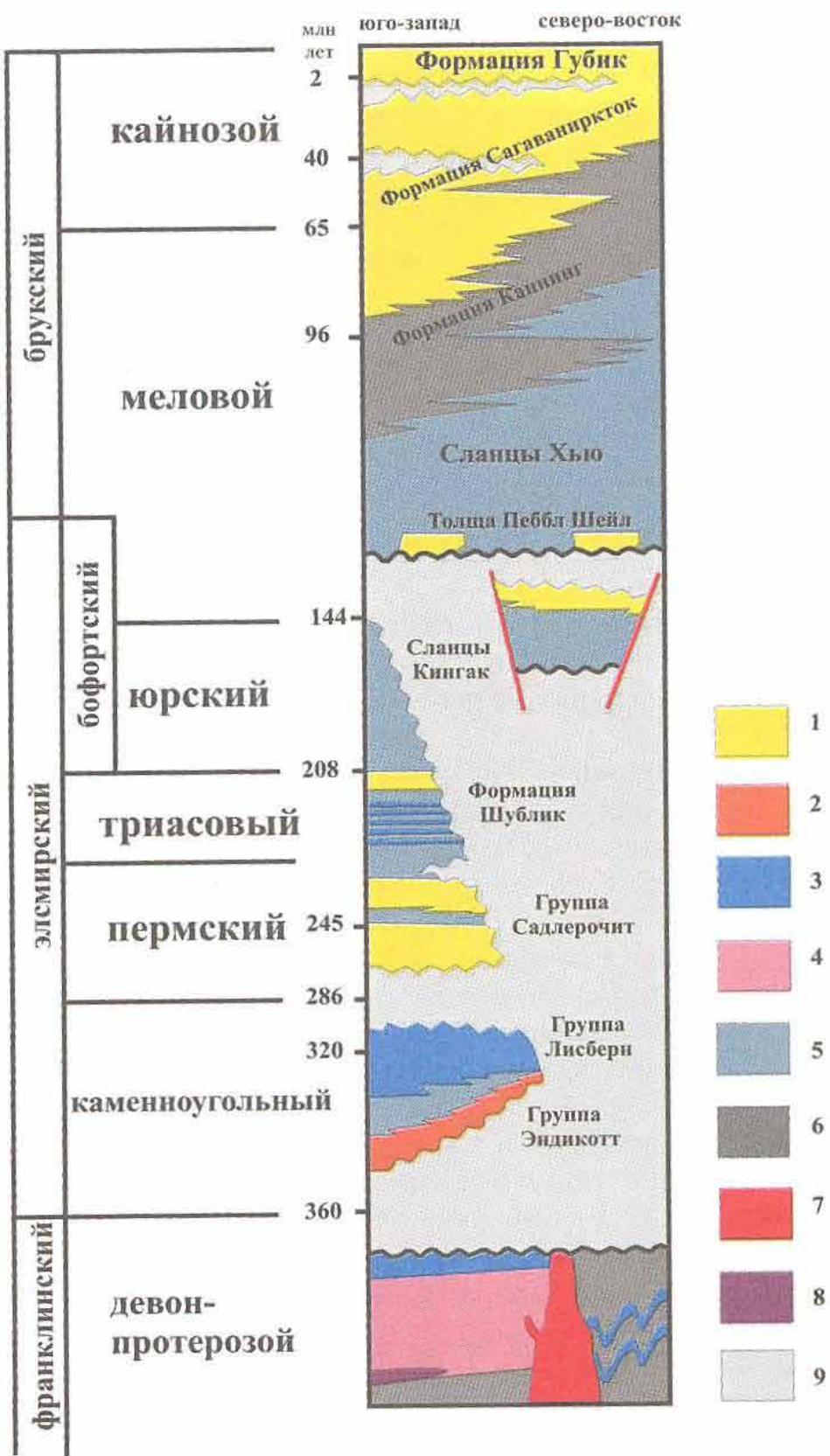


Рис. 10.7. Сводная стратиграфическая колонка северной Аляски (упрощено).

По: <http://energy.cr.usgs.gov/OF98-34> и [Mazarovich, Sokolov, 2003]

1,2 – терригенные комплексы разного генезиса: 1 – морского, 2 – континентального; 3 – известняки; 4 – доломиты; 5 – преимущественно глинистые породы; 6 – аргиллиты; 7 – граниты; 8 – базальты; 9 – перерывы в осадконакоплении. Красные линии – разломы. Волнистые – несогласия

севернее и южнее Новосибирских островов. В Чукотском море сейсмичность с глубинами от 10 до 33 км и магнитудами до 6 фиксируется в районе Берингова пролива.

Основные черты геологического строения Американское побережье Чукотского моря

Геология северной Аляски представляет наибольший интерес для понимания строения Чукотского моря, так как все основные структуры трассируются непосредственно в акваторию.

На территории северной Аляски, в самом общем виде, выделены следующие комплексы от верхов протерозоя до кайнозоя включительно: франклинский (или додевонский), элсмирский и брукский (рис. 10.7).

Франклинский комплекс кембрийско-раннедевонского возраста представлен метаморфизованными кремнями, известняками и терригенными породами, а также вулканитами основного состава. Эти образования прорваны интрузивами (граниты и кварцевые монцониты с абсолютными датировками 380 ± 10 млн лет). В пределах российского сектора Арктики комплекс, аналогичный франклинскому, выделен на о-ве Врангеля. В пределах Канадской котловины, в восточной части Чукотского бордерленда, на хребте Нортвинд (Northwind) был получен каменный материал, позволяющий предполагать, что в пределах этой морфоструктуры также развиты породы франклинского комплекса. Таким образом, комплекс основания развит на обширной территории от востока Аляски до Новосибирских островов и его можно рассматривать как основание для осадочных бассейнов Чукотского и значительной части Восточно-Сибирского морей.

Элсмирский комплекс каменноугольного-юрского возраста в предгорьях хребта Брукс включает пестрый по составу набор пород (снизу вверх): каменноугольные известняки, пермо-триасовые терригенные отложения, триасовые песчаники, глинистые песчаники и известняки, алевролиты, терригенные породы, обогащенные органическим веществом и юрско-раннемеловые глины.

Брукский комплекс мел-кайнозойского возраста представлен терригенными морскими и континентальными отложениями, которые широко развиты как в пределах Аляски, так и в сопредельных акваториях Северного Ледовитого океана. Мощность пород увеличивается в северном направлении до 5000 и даже 12 000 м.

На севере Аляски выделяются три субширотные зоны, которые различаются по стилю деформации и, в меньшей степени, интервалами времени ее образования.

Покровно-складчатая область хребта Брукс представляет собой пакет покровов, который смят в многопорядковые складки. Эти структуры были сформированы в результате сжатия на 400–500 км в позднеюрско-позднемеловое время. На продолжении покровно-складчатой области в Чукотском море расположена мощная отрицательная гравитационная аномалия в редукциях Фая и Буге (рис. 10.8 и 10.9), которая имеет сигмовидный характер и протягивается в район пролива Лонга. Можно предполагать, что именно в

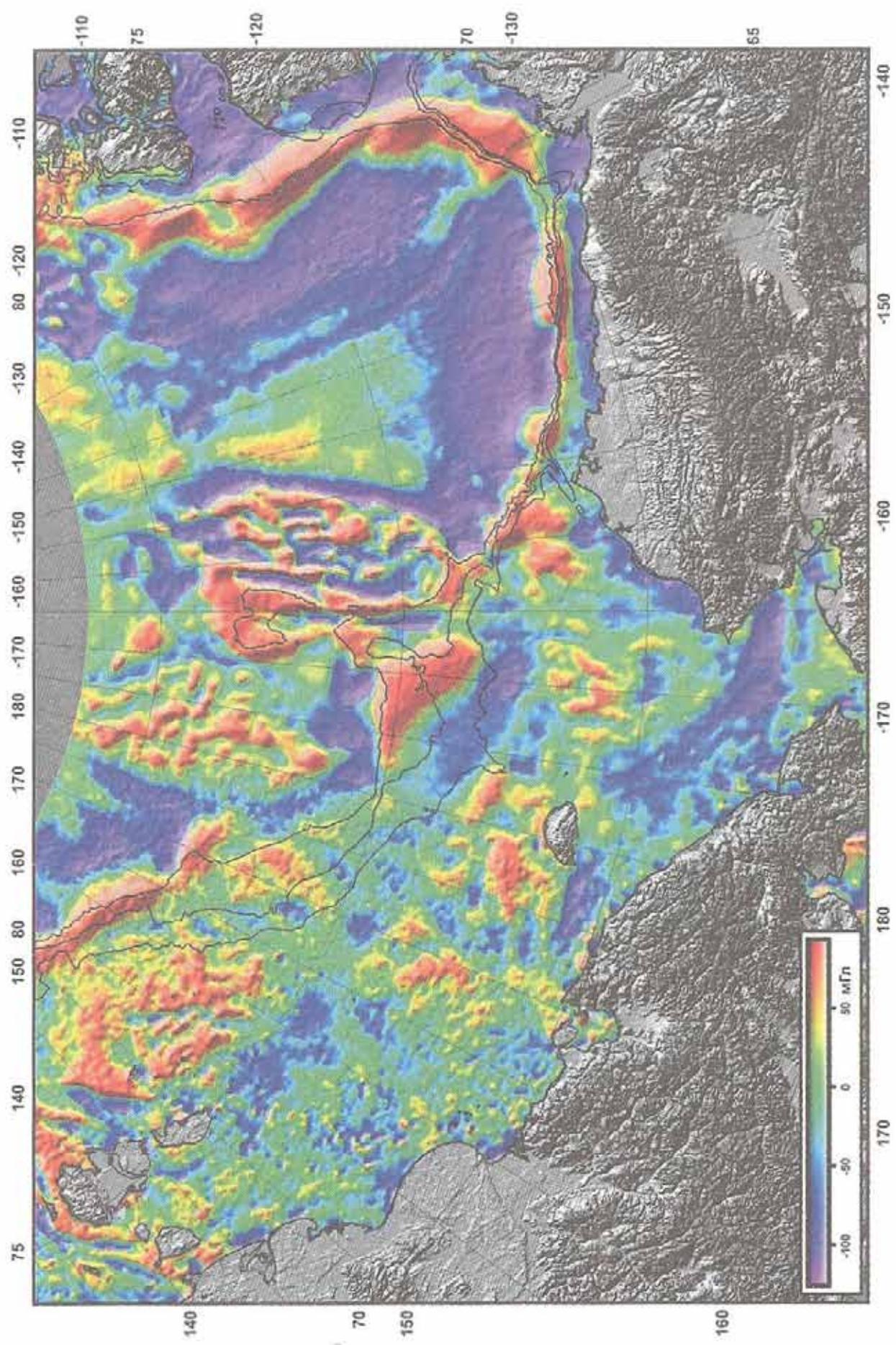


Рис. 10.8. Гравитационные аномалии в редукции Фая Восточно-Сибирского и Чукотского морей. По: [Mazarovich, Sokolov, 2003]

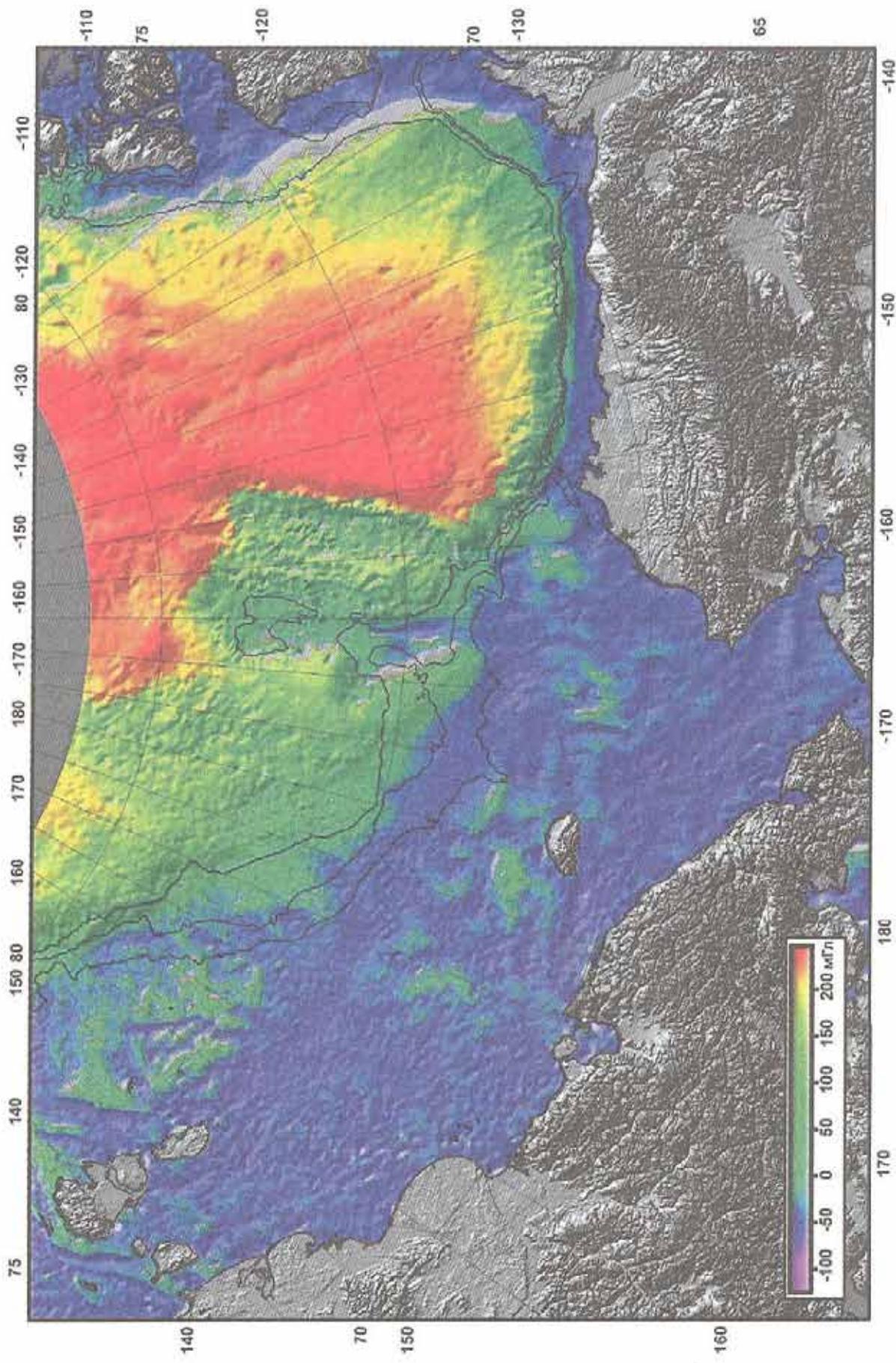


Рис. 10.9. Гравитационные аномалии в редукции Буге Восточно-Сибирского и Чукотского морей. По [Mazarovich, Sokolov, 2003]

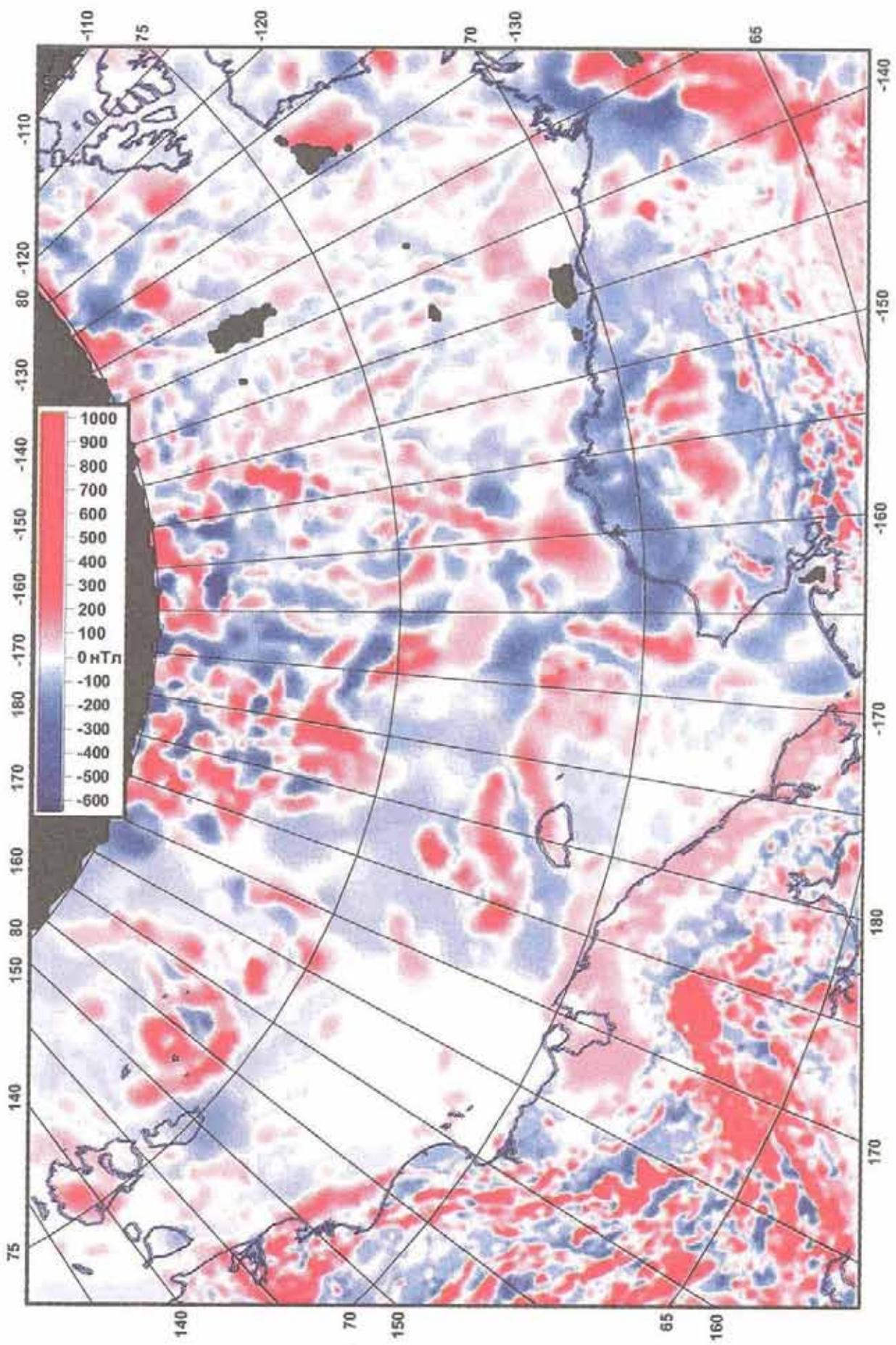
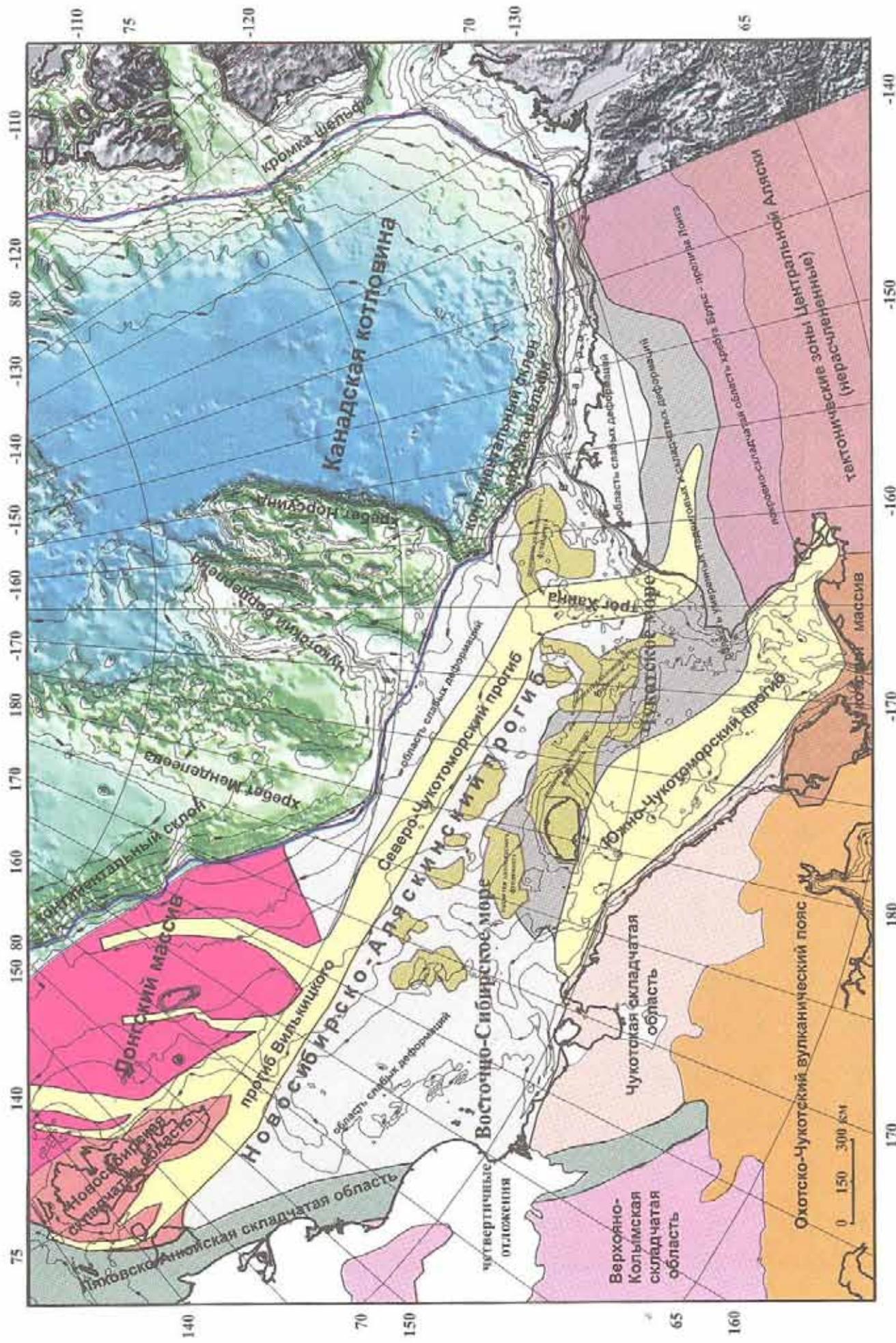


Рис. 10.10. Аномалии магнитного поля Восточно-Сибирского и Чукотского морей и прилегающих территорий.
По: [Mazurovich, Sokolov, 2003]



«Рис. 10.11. Схема расположения основных элементов структуры Восточно-Сибирского и Чукотского морей и их обрамления, (упрощено). По: [Mazarovich, Sokolov, 2003]. Топографическая основа: акватория – ЕТОРО5 Set. Global Relief Data CD. NOAA Product # G01093-CDR-A0001; суши – ГТОРО30 Global Digital Elevation Model. EROS Data Center. 1996.) (<http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html>)

этот район прослеживаются структуры хребта Брукс. Впоследствии здесь сформировался Южно-Чукотоморский прогиб (Лонго-Хоупская зона).

Севернее прослеживается зона с умеренными деформациями, которые проявляются в складчатости и существовании чешуйчатых надвигов или взбросов. Она протягивается по гравитационным и магнитометрическим (рис. 10.10) данным к о-ву Врангеля.

Наконец, наиболее северная зона Аляски, скрытая в настоящий момент под мощным чехлом верхнемезозойских–кайнозойских отложений прогиба Колвилл практически не деформирована. Она может быть прорассирована севернее о-ва Врангеля.

Азиатское побережье Восточно-Сибирского и Чукотского морей

На востоке Чукотки расположен Чукотский массив (рис. 10.11). Он образует докембрийский выступ метаморфического фундамента и протягивается вплоть до востока п-ова Сьюард, где он ограничен надвигом. Здесь древние породы участвуют в строении гранито-гнейсовых куполов мелового возраста, которые облекаются ордовикскими и более молодыми образованиями.

На западной Чукотке расположена Чукотская (Анюйско-Чукотская) складчатая область. Она имеет в основании древний метаморфический фундамент, который залегает на незначительной глубине и перекрывается пермско-триасовым карбонатно-терригенным комплексом. Он сложен песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Породы сильно деформированы, вплоть до образования изоклинальной складчатости. Они несогласно перекрыты аргиллитами, алевролитами и песчаниками триасового возраста, которые формировались за счет деятельности турбидитовых потоков. В северном направлении эти отложения сменяются шельфовыми фациями. Верхи разреза сложены верхнеюрско-нижнемеловыми образованиями, которые подразделяются на туфотерригенную и вулканотерригенные толщи. Вулканиты относят к известково-щелочной серии.

Южнее расположена Южно-Ануйская складчатая зона, которая протягивается с юго-востока на северо-запад от верховьев рек Большой и Малый Ануй до долины р. Колымы. По магнитным данным (см. рис. 10.10), она прослеживается до пролива Дмитрия Лаптева (между Азией и Новосибирскими островами). Зона рассматривается как коллизионная сутура, которая была сформирована в раннем мелу при закрытии Южно-Ануйского палеоокеанического бассейна при столкновении Евразии с микроконтинентом Чукотка – Арктическая Аляска.

Южно-Ануйская зона слагается, по данным С.Д. Соколова с соавторами, тектонически расчлененными офиолитами, верхнеюрскими кремнисто-вул-

каногенными толщами (фрагменты островодужных разрезов), динамометаморфизованными образованиями и терригенными меланжами. Все образования слагают покровно-складчатую структуру, которая надвинута на север и прорвана юрскими гранодиоритами и гранитами и сиенитами раннемелового возраста. На юго-востоке, в районе Анадырского плоскогорья, она перекрывается вулканитами Охотско-Чукотского вулканического пояса альб-позднемелового возраста.

На юге Южно-Ануйская зона граничит с Алаэйско-Олойской складчатой системой, сложенной дислоцированными верхнепалеозойскими–мезозойскими островодужными осадочно-вулканогенными породами, которые были шарированы в северном направлении.

Медвежьи острова, острова Айон и Роутан

Медвежьи острова расположены севернее устья р. Колыма. Они включают острова: Крестовский, Четырехстолбовой, Пушкарева, Леонтьева и Безымянный. Архипелаг сложен раннемеловыми гранитоидами, углистыми, глинистыми и песчано-глинистыми породами позднетриасового возраста, а также современными осадками.

Острова Айон и Роутан расположены в Чаунской губе и слагаются среднеплейстоцен-голоценовыми озерно-болотными и озерно-аллювиальными песками, суглинками и супесями с остатками древних млекопитающих (мамонты, носороги, бизоны и пр.)

Архипелаг Новосибирские острова

Архипелаг Новосибирских островов (см. рис.10.6) объединяет три группы островов – Де-Лонга (Беннетта, Жохова и Вилькицкого, Жаниетты и Генриетты), Анжу (три главных – Котельный, Фаддеевский и Новая Сибирь) и Ляховские (два главных – Большой и Малый Ляховский). Общая площадь островов чуть меньше 36 тыс. км². Максимальная высотная отметка (гора Малакатын-Тас на юге о-ва Котельный) 374 м.

Новосибирские острова характеризуются, по данным В.К. Дорофеева с соавторами, гетерогенным геологическим строением. Основание о-ва Беннетта слагается алевролит-аргиллитовыми толщами среднекембрийского-среднеордовикского возраста, образующими пологую антиклиналь северо-северо-западного профиля. Оно перекрыто горизонтально залегающими породами раннемеловой терригенно-вулканогенной формации. Острова Жохова и Вилькицкого сложены неоген-четвертичными оливиновыми базальтами и щелочными ультраосновными породами. В базальтах обнаружены ксенолиты известняков каменноугольного возраста. На о-вах Жаниетты и Генриетты обнажены сильно дислоцированные каменноугольные (?) терригенно-вулканогенные образования. Здесь развиты также многочисленные силлы, дайки, покровы базальтов и долеритов. В целом предполагается, что о-ва Де-Лонга представляют собой фрагменты Гиперборейской платформы.

Острова Фаддеевский и Новая Сибирь полностью перекрыты позднемеловыми– кайнозойскими отложениями. В центральной части последнего

бурением были вскрыты терригенные осадки, дислоцированные в складки запад-северо-западного простирания. На о-ве Котельный обнажены палеозойско-мезозойские породы, смятые в складки северо-западного простирания. Палеозойские образования представлены доломито-известковистым комплексом ордовикско-девонского возраста, а также терригенными толщами верхнего девона – нижнего карбона. Верхи разреза слагаются пермско-юрскими терригенными образованиями.

Основание Ляховских островов слагается протерозойскими амфиболитами и кристаллическими сланцами, пермь-триасовой флишоидной формацией и верхнеюрским–нижнемеловым флишем. На этой территории установлены офиолиты, которые послужили основанием для выделения океанической структуры позднепалеозойского возраста.

На всех островах известны магматические тела основного и кислого составов широкого возрастного интервала, включая мел.

Остров Врангеля

Остров Врангеля имеет площадь около 8000 км². Центральная часть острова имеет горный ландшафт. Максимальная высота 1096 м (гора Советская) (рис.10.12). Береговая линия в южной части острова представлена сериями обрывов с высотой до 450 м. На севере рельеф представлен полого наклонной равниной с высотами менее 50 м (Тундра Академии). Остров Геральда, расположенный восточнее о-ва Врангеля, представляет собой утес высотой около 380 м и площадью примерно 10 км². Он сложен катализированными



Рис. 10.12. Самая высокая точка о-ва Врангеля (1096 м) – гора Советская
По: <http://www.ens-newswire.com/ens/jun2004/2004-06-29-04.asp>

граносиенитами, песчаниками, филлитами, кварц-хлорито-серицитовыми сланцами, по-видимому, позднедевонского-раннекаменноугольного возраста.

Остров Врангеля сложен, по данным М.К. Косько с соавторами, серией тектонических пластин субширотного простирания, которые полого (около 20°) погружаются на юг. Амплитуда горизонтального перемещения оценивается в 12–15 км. Структура нарушена многочисленными сдвигами северо-западного простирания. По характеру отложений и надвиговых структур обнаруживается большое сходство о-ва Врангеля с северными склонами хребта Брукс на Аляске.

Восточно-Сибирское и Чукотское моря

Этот регион России, особенно Восточно-Сибирское море, изучен плохо – здесь практически не проводилось бурение, и представление о его геологическом строении может основываться на редких геофизических профилях, экстраполяции данных наземной геологии и результатах бурения в американском и канадском секторах. Значительный объем работ проводился советскими и российскими геологами в пределах арктических островов – на архипелаге Новосибирских островов, на о-вах Врангеля и Геральд.

В американском секторе акватории Чукотского моря были пробурены поисковые скважины Клондайк (Klondike), Бюргер (Burger), Попкорн (Popcorn), Крэкерджэк (Crackerjack) и Даймонд (Diamond). Огромный объем геолого-поисковых и геофизических исследований был проведен на территории так называемого Северного склона Аляски.

Южно-Чукотоморский прогиб (см. рис. 10.11) протягивается почти на 1300 км от залива Коцебу на Аляске до долготы мыса Шелагского. Он имеет гетерогенное строение и может быть разделен, по данным Б.И. Кима, на ряд впадин (с запада на восток): Хоуп, Северо-Шмидтовскую и Лонга. Максимальные мощности осадочного чехла составляют соответственно 8200, 2700 и 4000 м. Судя по сейсмическим данным, во впадине Хоуп, основное осадконакопление происходило в апт-альбское и палеогеновое время. Многочисленные разломы практически не затрагивают неоген-четвертичную часть разреза.

По данным альтиметрии, в пределах акватории, на простирании двух северных тектонических зон Аляски, расположена полоса положительных аномалий, которые протягиваются в пределы Восточно-Сибирского моря вплоть до 165° в.д. Наиболее вероятным представляется, что она соответствует поднятиям элсмирского комплекса, на одном из которых велось бурение пяти скважин в пределах территории США. Зоны сильных и умеренных деформаций выклиниваются (“затухают”), не доходя до траверза о-ва Айон.

Северо-Чукотоморский прогиб расположен южнее кромки шельфа. По данным спутниковой альтиметрии, он протягивается до прогиба Вилькицкого, но отделен от него поднятием, возможно, связанным с зонами разломов. Прогиб представляет собой протяженную структуру с ответвлениями, которые глубоко проникают в Лонгский массив. Эта рифтоподобная структура осложнена отдельными поднятиями фундамента и имеет несколько переуглубленных депрессий. Судя по изостатическим аномалиям и несколь-

ким сейсмическим событиям, произошедшими с 1973 по 1986 гг., ее западная часть активно прогибается и в настоящее время, а сейсмические данные и градиентные зоны подтверждают, что южным обрамлением прогиба служит флексура, осложненная кругопадающими разрывами того же простирания.

На востоке Чукотского моря тектоническая ситуация более сложная. Здесь расположен трог Ханна, мощности осадочного чехла в котором превышают 15 км. Он рассматривается как рифт девон-permского возраста, который представляет собой асимметричную структуру с пологим западным бортом и крутым – восточным. Трог Ханна расположен на простирании Чукотского бордерленда, и влияние субмеридиональных структур прослеживается до южной границы Южно-Чукотоморской впадины (порог Коцебу, с которым связана активная современная сейсмическая активность). В пределах американского сектора, сейсмическими работами установлена система правых сдвигов (сдвиговая зона Ханна) субмеридионального простирания с развитием от палеоцене до среднего эоцена. Вертикальные смещения в некоторых местах достигают 3000 м.

Контрольные вопросы

1. Геологическое строение арктического шельфа России – пример зон перехода пассивного типа.
2. Основные черты строения Северного Ледовитого океана.
3. Основные черты строения Баренцева моря и его обрамления.
4. Основные черты строения Карского моря и его обрамления.
5. Основные черты строения моря Лаптевых и его обрамления.
6. Основные черты строения Восточно-Сибирского и Чукотского морей и их обрамлений.

Глава 11

Геологическое строение дальневосточных морей России – пример зон перехода активного типа

На северо-западе Тихого океана (рис. 11.1) расположены Берингово, Охотское и Японское моря, отделенные от него соответственно Алеутской, Курило-Камчатской и Японской островными дугами. Они сопряжены с глубоководными желобами. Глубины в Курило-Камчатском достигают 9550 м, а в Алеутском – 7650 м. Эти два желоба сочленяются в районе п-ова Камчатский мыс. Строение обрамлений Охотского и Берингова морей будет рассмотрено совместно.

Южнее расположена возвышенность Обручева, которая представляет собой обширное подводное поднятие, оконтуренное изобатой 4000 м, с глубинами вершинной поверхности 3500 м. Мощность осадочного слоя изменяется от 1000 до 2000 м. В его основании вскрыты пиллоу-базальты, по химизму соответствующие толеитам других океанических поднятий. Мощность коры оценивается в 13 км. На возвышенности есть холмы с глубинами вершин 2800–2100 м и гайоты. На одном из них (Майдзи), была пробурена скважина DSDP 192, которая показала, что низы разреза слагаются маастрихтскими мелководными отложениями.

На юге к возвышенности примыкает северное окончание подводного поднятия Императорских гор. Оно имеет субмеридиональное простижение и протягивается на юг до Гавайского поднятия на 3000 км при ширине около 150 км. Над соседними абиссальными плитами поднятие возвышается на 3 км. На нем имеется несколько десятков вулканических гор, более или менее срезанных абразией. Они сложены щелочными базальтоидами, которые изливались в мелководных или субаэральных условиях.

На юге Императорские горы переходят в Гавайское поднятие. Протяженность последнего составляет 2500 км при ширине (по изобате 4500 м) от 150 до 250 км. Мощность коры изменяется от 14 до 20 км. Это единственное место в центральной области Тихого океана, где расположены действующие вулканы щитового типа. Высочайший из вулканов – Мауна-Кеа. Его высота над уровнем моря превышает 4200 м.

По обе стороны от поднятия Императорских гор расположены абиссальные плиты, осложненные крупными поднятиями Шатского и Хесса и многочисленными подводными горами.

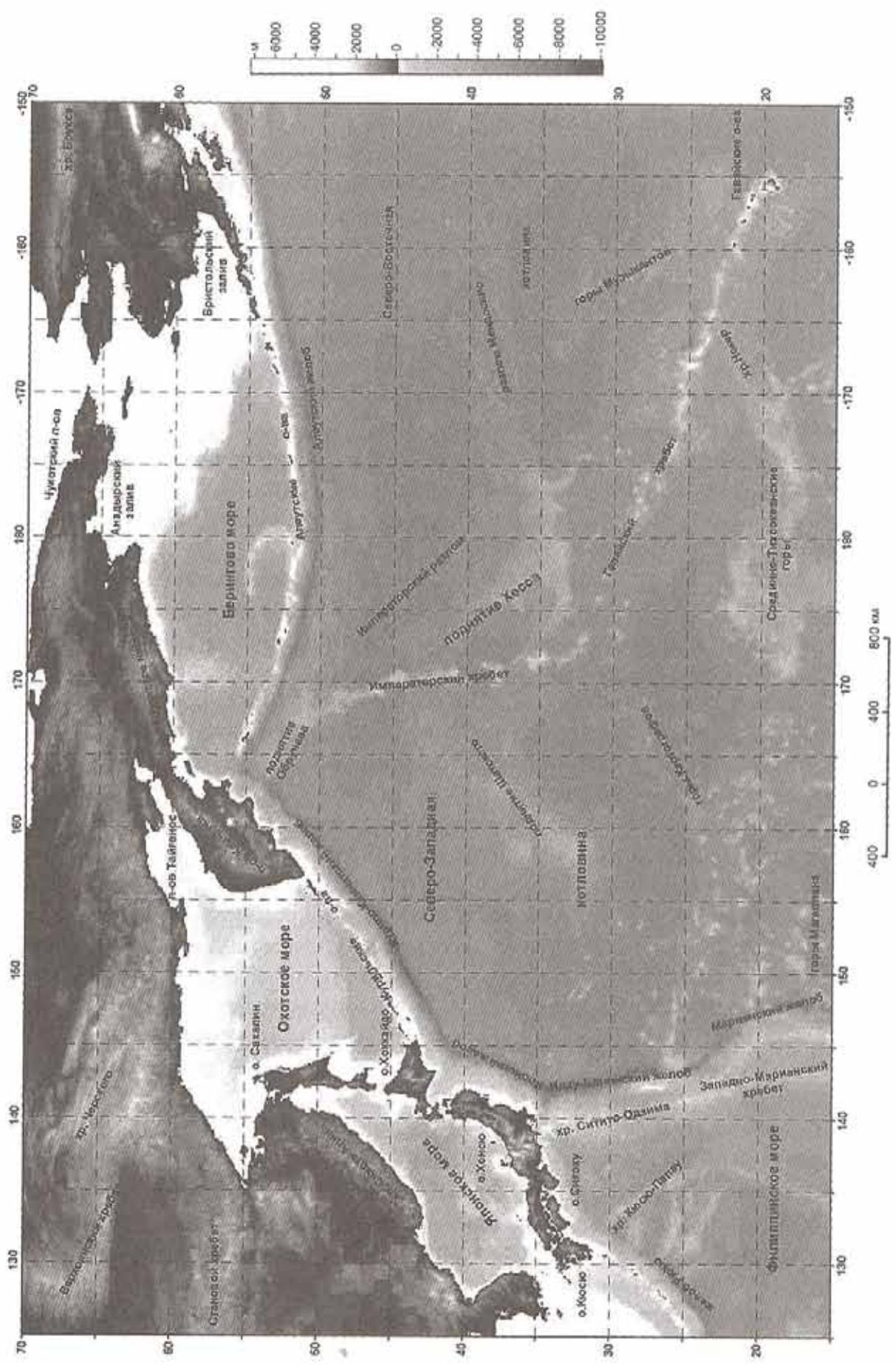


Рис. 11.1. Основные географические объекты северо-западной части Тихого океана

Северо-Западная котловина (абиссальная плита) Тихого океана, примыкающая к глубоководным желобам, может служить тектонотипом подобного рода структур. Ее протяженность составляет около 3000 км, а ширина около 1000 км. Рельеф дна выровненный, осложненный местами крупными разломными трогами и вулканическими горами. Максимальные глубины дна (почти 6200 м) расположены южнее возвышенности Обручева и восточнее Идзу-Бонинского желоба. Мощность осадков составляет 200–400 м. По данным глубоководного бурения, наиболее древние горизонты (на юге) могут отвечать верхней юре. Неоком представлен кремнисто-известковыми отложениями мощностью до 140–180 м. Средний и поздний мел сложены пелагическими глинами и кремнями мощностью до 200 м, однако верхнемеловые отложения присутствуют в разрезах не всегда. Отложений большей части третичного времени нет. Верхнемиоценовые и плиоценовые отложения представлены глубоководными кремнистыми, известковистыми и глинистыми породами также небольшой мощности (весь кайнозой – 200–230 м). На забоях ряда скважин были вскрыты толеитовые базальты.

Мощность земной коры в Северо-Западной котловине восточнее Японской островной дуги составляет около 8 км, поверхность Мохоровичча неровная, скорости сейсмических волн вдоль нее составляют 8,2 км/с. Мощность осадочного слоя составляет 2000–3000 м.

На юго-востоке Северо-Западной котловины Тихого океана расположено поднятие Шатского. Оно представляет собой возвышенность, основание которой залегает на глубинах 5500–6000 м, а вершинная поверхность – на 2400–3100 м. В ее строении выделяют три положительные формы рельефа (massивы), разделенные депрессиями. Поднятие вытянуто в северо-восточном направлении на 1700 км при максимальной ширине около 500 км. Фундамент возвышенности представлен сильно измененными толеитовыми и щелочными базальтами, на которые ложатся валанжин-аптские толщи мела и известняков мощностью 300–500 м. Выше находятся альб-сеноманские карбонатно-кремнистые толщи мощностью 400–500 м. Они перекрыты с несогласием турон-олигоценовыми нанноилами, мощность которых достигает 400 м. Верхи осадочного чехла представлены миоцен-четвертичными нанноилами. Возвышенность Шатского имеет мощность коры, повышенную по сравнению с прилегающими частями глубоководных котловин, которая достигает 15–22 км.

Восточнее поднятия Императорских гор расположено поднятие Хесса, вытянутое (по изобате 5000 м) в северо-западном направлении на 1200 км при ширине порядка 600 км и имеющее сходное строение с поднятием Шатского. Осадочный разрез включает образования от альбских до современных. Древнейшие из осадочных отложений образовывались в мелководных условиях; пелагический разрез начинается лишь в туроне (?). На юге поднятия изучен разрез второго слоя (мощность 2000 м), который сложен чередующимися потоками щелочных и толеитовых базальтов, гавайитов и муджиеритов. Мощность коры поднятия Хесса достигает 18 км. Так же, как и на поднятии Шатского, оно имеет по геофизическим данным мощный “корень”.

На северо-западе Тихого океана хорошо проявлены краевые валы, протягивающиеся по океанской стороне глубоководных желобов. Их три (с севера на юг): вал Зенкевича (вдоль Курило-Камчатского желоба), Японский и Бо-

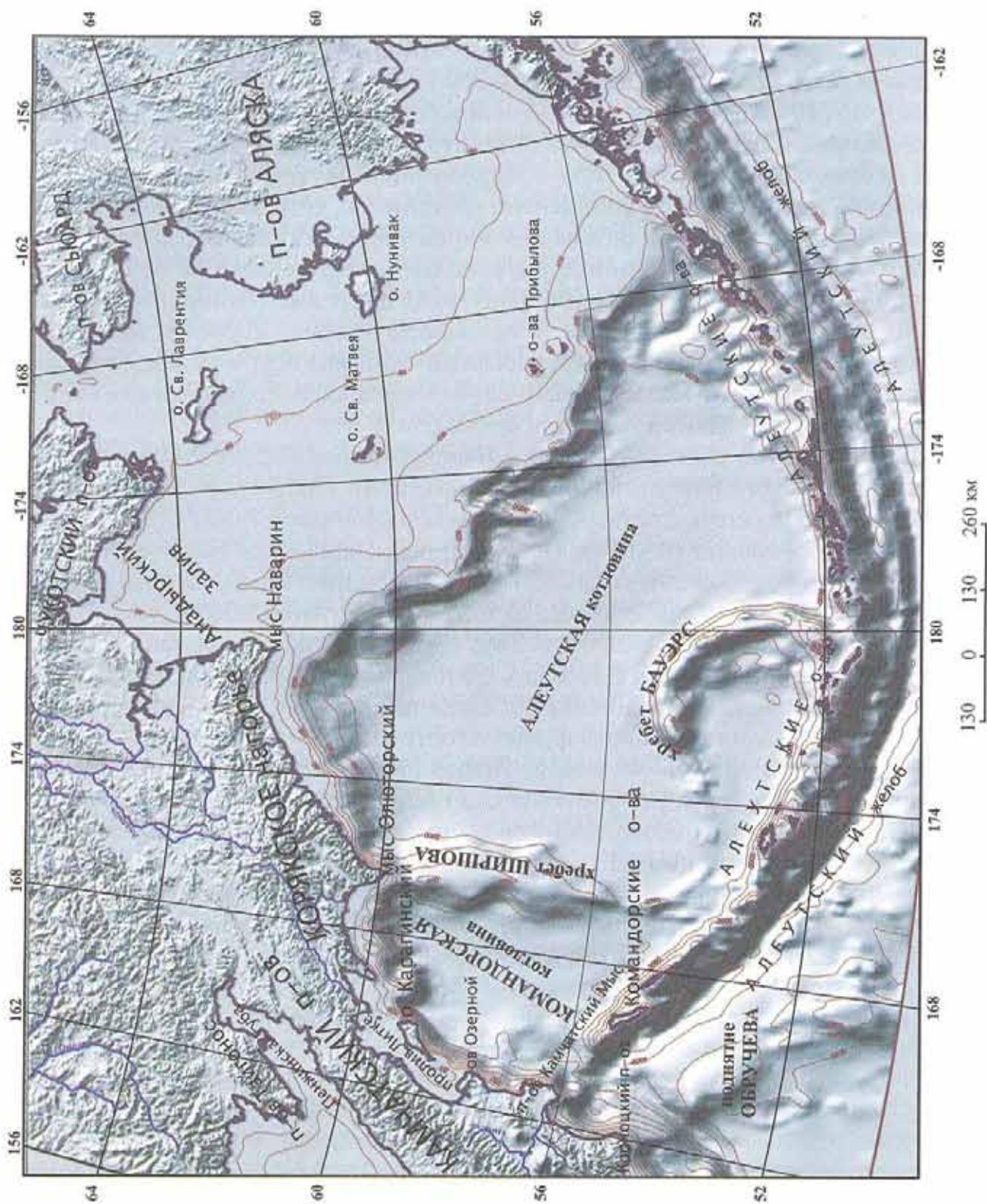
нинский. Структурные признаки валов сходны. Это широкие пологие и невысокие (сотни метров) формы рельефа, простирающиеся на сотни и тысячи километров в соответствии с длиной глубоководных желобов (хотя и не всегда по всей длине). На их поверхности много холмов, а в некоторых районах распространены горы от 1–2 до 3,5 км высотой. Структуры осложнены грабенами и горстами. Бурение на краевом валу вскрыло разрез океанических осадков (400 м), представленный отложениями от меловых до современных. Верхние 300 м представлены глинисто-диатомовыми и туфодиатомовыми илами с прослойками пепла позднемиоцен-четвертичного возраста. С глубиной увеличивается количество кремнистых остатков радиолярий и глинистого материала. На глубине 360 м кремнисто-глинистые осадки резко сменяются пелагическими глинами. Накопление всего лишь 18 м пелагических глин укладывается во временной интервал от среднего миоцена до начала палеогена, что свидетельствует о предельно низких скоростях накопления осадков в то время. Под пелагическими глинами вскрыты кремнистые породы, по предварительным данным, мелового возраста. Нередко ниже кремнистых пород встречаются толеитовые базальты.

Наконец, кратко рассмотрим строение глубоководных желобов, отделяющих островные дуги от глубоководных котловин Тихого океана на примере Японского. Под его восточным склоном (обращенным к океану) мощность земной коры составляет 10–12 км. Под котловиной она уменьшается до 6–8 км. Под западным (островным) склоном желоба мощность коры возрастает до 23–25 км. Мощность кайнозойских отложений достигает 8000–10000 м. На крутом континентальном склоне желоба развиты большие оползни и отмечалась его активная эрозия. Здесь находится аккреционная призма – комплекс деформированных осадочных образований, сформированный во время субдукционного процесса перед фронтом островной дуги.

Таким образом, на северо-западе Тихого океана расположены активные окраины – зоны перехода от континента к океану, которые характеризуются интенсивной сейсмичностью, тектоническими процессами, метаморфизмом и магматическими процессами. Двумя основными типами активных континентальных окраин принято считать андийские (восток Тихого океана) и западно-тихоокеанские. Первые характеризуются протяженным вулканическим поясом, который находится в непосредственной близости от глубоководного желоба. Вторые представляют собой сочетание окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов. Дальневосточные моря России представляют именно такой тип перехода.

Берингово море и его обрамление

Берингово море (рис. 11.2; см. Приложения 7 и 9.6) отделено от Тихого океана Алеутскими и Командорскими островами. На севере оно соединяется Беринговым проливом (максимальная глубина которого достигает почти 60 м) с Чукотским морем. На востоке Берингово море омывает побережье Аляски, на западе – полуострова Чукотский и Камчатка, а также Корякское нагорье. Наиболее крупным заливом является Анадырский, в который впадает крупнейшая река региона – Анадырь.



← Рис. 11.2. Основные географические объекты Берингова моря и его обрамления. По: [Геология и полезные ископаемые ..., 2002] с добавлениями. Топографическая основа: акватория –ETOPO5 Set. Global Relief Data CD. NOAA Product # G01093-CDR-A0001; суши – GTOPO30 Global Digital Elevation Model. EROS Data Center. 1996. (<http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html>).

Физико-географический очерк

В северо-восточной части Берингова моря расположена обширная материковая отмель шириной более 500 км. Здесь преобладают глубины от первых метров до 200 м. В предалах этой области расположены острова Св. Лаврентия, Нунивак, Св. Матвея, а также архипелаг о-вов Прибылова. Крутым склоном, который протягивается от п-ова Наварин до п-ова Аляска, шельф отделен от глубоководной части моря. Она состоит из Командорской (Западной) и Алеутской (Центральной) котловин, разделенных субмеридиональным хребтом Ширшова (расположен вдоль 170–171° в.д.) и серпообразным хребтом Бауэрса. Южнее его отмечены максимальные глубины – 4773 м (севернее о-ва Булдырь, который расположен между группами островов Ближние и Крысы).

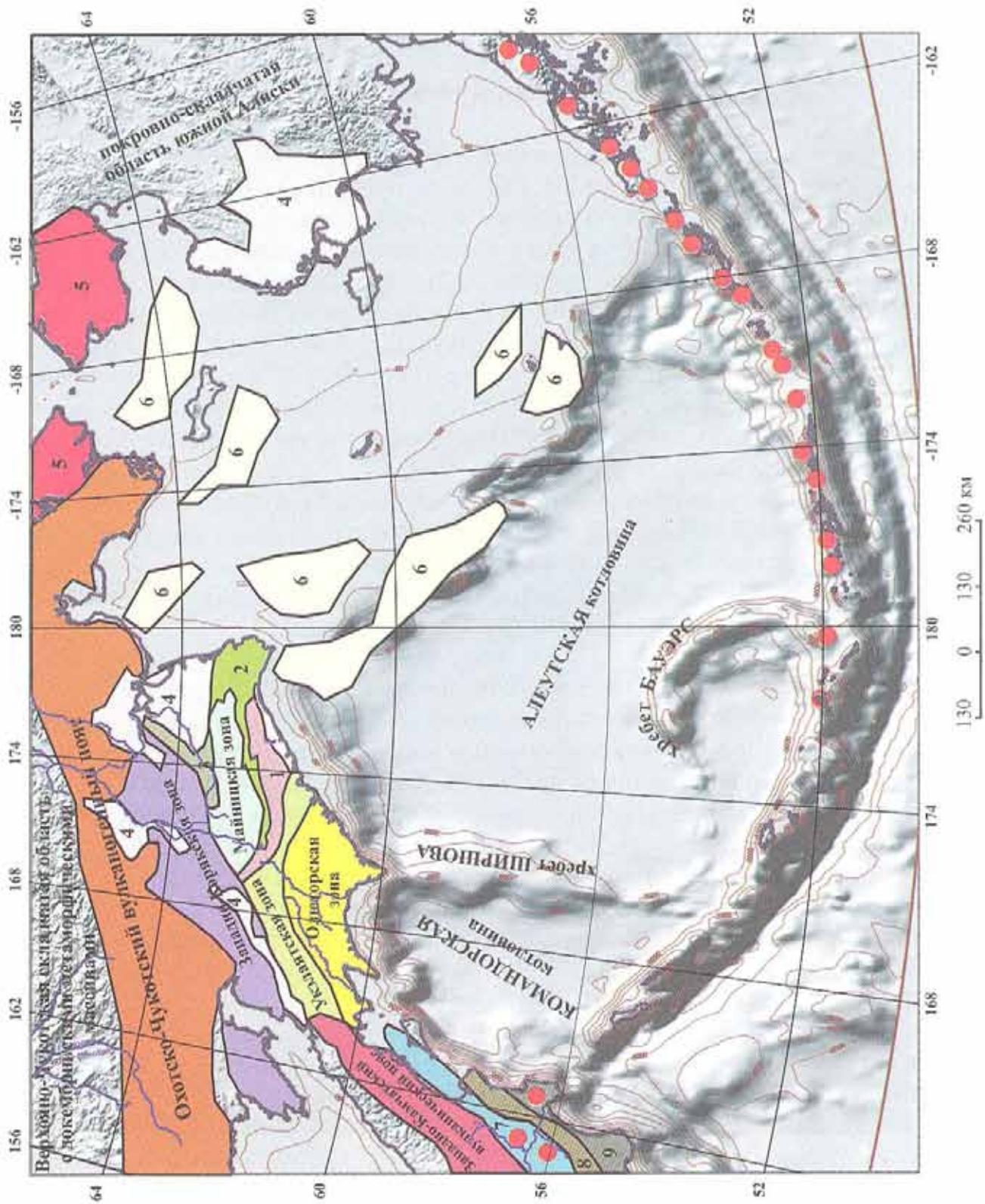
Климатические условия северной и южной частей Берингова моря существенно различаются. В первой средние температуры января около -25°, во второй – -2°. Средние температуры лета составляют на севере +6°, а на юге – +10°. Ледовый покров начинает формироваться в ноябре и может покрывать до 80 % площади моря. Вместе с тем, он непрочен и в июле полностью исчезает.

Район Берингова моря сейсмичен, особенно в районе Алеутской островной дуги. Глубина очагов здесь увеличивается с юга на север до 700 км, и магнитуды превышают 6 баллов. На Алеутских островах расположено около 40 голоценовых и действующих вулканов. Последнее историческое извержение было в 1907 г. на о-ве Кыска. Наиболее крупный вулкан (Шишалдина) расположен на о-ве Униак (западная часть гряды). Его высота 2860 м. Последнее извержение зафиксировано в 1775 г. Цепь вулканов наращивается группой вулканов (около 30) на п-ове Аляска. Здесь описаны извержения в 80-х годах XX в. Ряд голоценовых вулканов известен на шельфе Берингова моря на о-вах Св. Лаврентия, Нунивак, а также на архипелаге Прибылова и на западе Аляски (п-ова Сьюард).

В сейсмически опасном районе Алеутской гряды зарегистрирован ряд землетрясений, которые привели к возникновению катастрофических цунами с высотой волн в десятки метров.

Основные черты геологического строения

Побережья запада Берингова, севера и востока Охотского морей представлены тектоническими зонами Охотско-Чукотского вулканического пояса, Корякского нагорья и п-ова Камчатка (рис. 11.3; Приложение 9.7).



↔ Рис. 11.3. Схема расположения основных элементов структуры Берингова моря и его обрамления. По: [Геология и полезные ископаемые ..., 2002; <http://ginras.ru/>, Tectonic..., 2002]. Топографическая основа: акватория –ETOPO5 Set. Global Relief Data CD. NOAA Product # G01093-CDR-A0001; суша – GTOPO30 Global Digital Elevation Model. EROS Data Center. 1996. (<http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html>)

1–3 – зоны: 1 – Эконайская, 2 – Алькатваамская, 3 – Великореченская; 4 – наложенные кайнозойские впадины; 5 – Чукотский массив; 6 – основные депоцентры осадконакопления; 7 – Центрально-Камчатская депрессия и прогиб Литке; 8, 9 – зоны: 8 – Восточных хребтов Камчатки (Кумроch, Тумрок и Валагинский), 9 – Восточных полуостровов (Озерной, Камчатский Мыс, Кроношкий) Камчатки. Красные точки – действующие вулканы

Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс

Охотско-Чукотский пояс протягивается от юга Чукотского полуострова, через Анадырское плоскогорье, Колымский хребет и хребет Джугджур до севера Удской губы. Его протяженность составляет 3200 км, площадь – около 500 тыс. км², а объем вулканитов оценивается более чем в 1 млн км³. Судя по магнитным аномалиям, структуры пояса продолжаются и в акваторию Берингова моря, достигая побережья Аляски в районе Бристольского залива. Это же подтверждают и геологические данные (см. описание Анадырской впадины). Мощность континентальной коры вулканического пояса оценивается от 30 до 40 км. Формирование основной части вулканического комплекса происходило от альба до сеномана, однако местами извержения начались еще в апте или в неокоме, а на юго-западном фланге пояса – даже в поздней юре, и продолжались до конца мела или палеогена.

В структуре пояса различаются: внешняя (северо-западная) и внутренняя (юго-восточная) зоны. Эти комплексы несогласно наложены на разновозрастные, сильно смятые образования складчатых зон Верхояно-Чукотской и Корякской областей, а также на метаморфические массивы (Охотский, Омолонский, Чукотский и др.). На южном участке пояса вулканиты перекрывают восточный край Алдано-Станового щита и Сихотэ-Алинской складчатой области. Породы пояса представлены вулканитами среднего (37%), основного (32%) и кислого (5%) составов. С ними тесно связаны батолиты и штоки интрузивных пород кислого состава. Они занимают местами до 20% площади пояса. Возраст интрузивов близок к возрасту вулканитов и датируется концом альба – первой половиной позднего мела. В ряде мест пояса (юго-восток Хабаровского края, Южное Приморье, бассейн р. Пенжина) зафиксирован наложенный магматизм кайнозойского возраста, с которым связаны излияния щелочных базальтоидов.

Внешняя зона сложена субгоризонтально залегающими наземными вулканитами среднего (андезиты с подчиненными андезито-базальтами) и кислого (липарито-дациты) составов. В верхах разреза появляются контрастные трахилипарит-базальтовые формации. Максимальная мощность вулканитов достигает 3500 м. Интрузивные образования зоны представлены в основном диоритами, гранодиоритами, гранитами и лейкократовыми гранитами.



Рис. 11.4. Рельеф Корякского нагорья, июль. Фото А.О. Мазаровича

Во внутренней зоне преобладают лавы и пирокластолиты основного состава (базальты и андезито-базальты), а в верхах появляются лишаритовые игнимбриты, субщелочные базальты, трахибазальты. Общая мощность вулканитов составляет до 5000 м. Интрузивные образования представлены габбро, диоритами, тоналитами и плагиогранитами.

Север Корякского нагорья

Северо-западное обрамление Берингового моря слагается покровно-складчатыми структурами Корякского нагорья (рис. 11.4). Они были сформированы в конце мела (кампан–маастрихт). В пределах региона от Олюторского полуострова до Чукотского в самом общем виде с юга на север выделяются Эконайская, Алькатваамская и Майнинская тектонические зоны (см. рис. 11.3).

В Эконайской зоне распространены каменноугольно-пермские толщи глинисто-кремнистых сланцев и яшм с отдельными горизонтами спилитов и туффитов, известковистых алевролитов и линзами известняков. В пределах региона развит и другой тип разреза, в котором преобладают спилиты. Третий тип разреза представлен кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, кислыми и средними туфами, известковистыми туфопесчаниками и туфобрекциями. Верхняя юра представлена мергелями, битуминозными глинистыми известняками и терригенными толщами (алевропелитами, песчаниками и конгломератами). Для нижнего мела характерны алевропелиты с прослойями вулканомиктовых песчаников и линзами ракушняков. В разрезе присутствуют олистостромовые горизонты с глыбами габбро, плагиогранитов, палеозойских кремней и известняков (рис. 11.5). Сенон слагается дву-

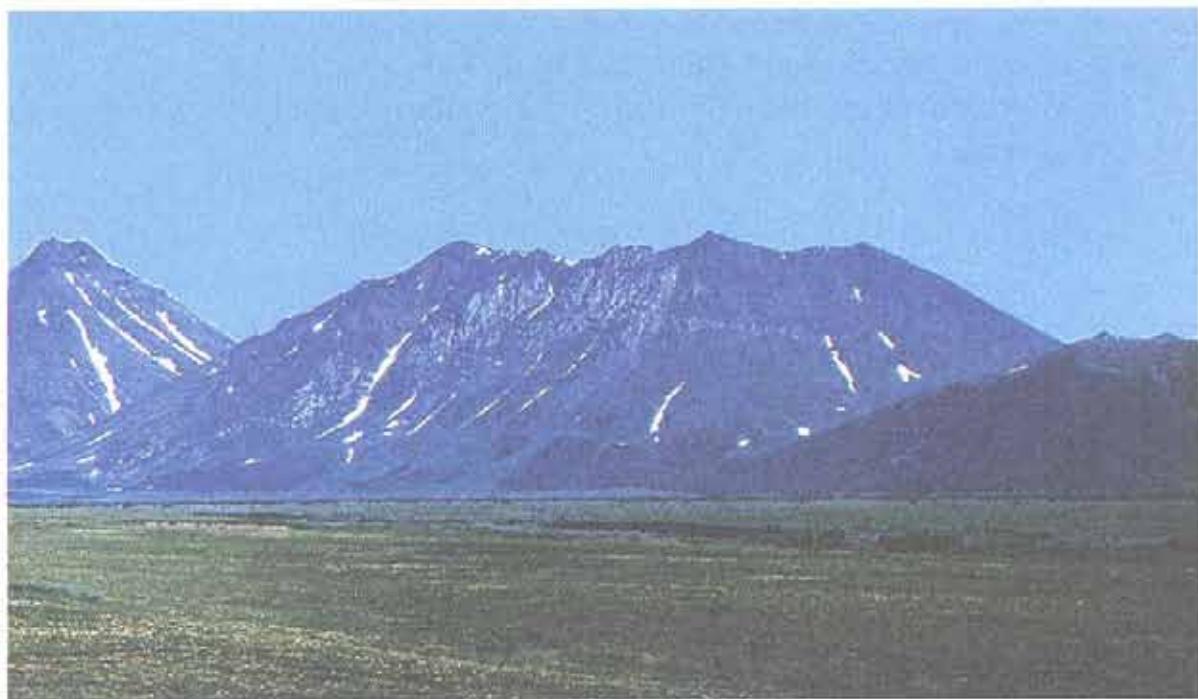


Рис. 11.5. Корякского нагорье, Эконайская зона. Пластины палеозойских известняков (светлое) в нижнемезозойских образованиях. Район оз. Ленивое
Фото А.О. Мазаровича

мя комплексами отложений. Первый существенно туфогенерригенный с олистоостромовыми горизонтами. В глыбах (размером до многих сотен метров) установлены плагиограниты, спилиты, кремни, палеозойские и нижнемеловые известняки, реже габбро и ультрабазиты. Второй представлен песчаниками и алевролитами с отдельными прослойями яшм и базальтов.

Все комплексы слагают сложную систему деформированных покровных пластин, опрокинутых на юго-восток. Наиболее верхние пластины сложены офиолитами, представляющими фрагменты океанической коры и верхней мантии. Они резко несогласно перекрываются с базальтовыми конгломератами в основании маастрихтскими отложениями, которые представлены мощной толщей граувакк и алевропелитов с отдельными потоками лав андезито-базальтов.

Алькатваамская зона сложена верхнеюрско-маастрихтскими отложениями. Позднеюрско-нижнемеловые комплексы представлены терригенными породами, часто ритмично чередующимися (алевропелиты, песчаники и туфопесчаники, содержащие прослои кислых туфов). Верхний мел слагается ритмично чередующимися песчано-глинистыми толщами также с горизонтаами туфов кислого и среднего состава. В верхах разреза появляются конгломераты, полимиктовые песчаники, алевропелиты, лавы андезитов и андезито-базальтов.

Майнницкая зона характеризуется исключительно широким развитием верхнеюрско-нижнемеловых граувакк, с покровами базальтов, прослойми яшм и туфов основного и среднего составов. Зона характеризуется сложнейшей покровно-складчатой структурой, в которой принимают участие серпен-

тинитовые меланжи с глыбами палеозойских–нижнемезойских известняков, фрагменты олиолитовых разрезов, вулканиты и кремни.

На указанные выше зоны наложены кайнозойские впадины (Хатырская, Анадырская и др.).

Анадырская впадина

Основание Анадырской впадины (рис. 11.6) слагается, по данным Д.Д. Агапитова, покровно-складчатыми комплексами Корякского нагорья. Выше залегают палеоцен-эоценовые вулканогенно-осадочные породы. Они были деформированы на рубеже раннего и среднего эоцена. Верхи разреза слагаются неоген-четвертичными песчаниками и глинами морского, прибрежно-морского и, частично, континентального происхождения. На шельфе эоцен-нижнемиоценовые толщи представлены терригенными отложениями, содержащими пласты угля. Современная структура бассейна была создана в результате неотектонических движений, которые привели к формированию нескольких крупных положительных и отрицательных тектонических структур. В Анадырской впадине открыто несколько небольших месторождений углеводородов.

История развития Анадырской впадины и ее аналогов на шельфе тесно связана с эволюцией внешнего края Охотско-Чукотского вулканического пояса, вдоль которого в кампане – раннем эоцене формировались протяженные зоны прогибания. На рубеже миоцена и плиоцена на кайнозойский чехол юга Анадырской впадины были надвинуты структуры Корякского нагорья.

Юг Корякского нагорья

Побережье Беринового моря от Олюторского полуострова до севера пролива Литке слагается породами Укелаятской и Олюторской зон (см. рис. 11.3).

Укелаятская зона представлена кампан-маастрихтскими, возможно, палеоценовыми флишевыми толщами, состоящими из переслаивающихся субаркозовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, кремнисто-глинистых и глинисто-песчанистых пород. Иногда присутствуют осадочные брекчии и конгломераты с гальками кремней и яшм.

Олюторская зона надвинута с юга на север на Укелаятскую по Ватынско-Вывенскому надвигу, установленная протяженность которого составляет более 500 км. Его сместитель полого падает на юг и юго-восток. Амплитуда горизонтального перекрытия оценивается от 8 до 45 км. Наиболее доказанным возрастом совмещения зон представляется средний эоцен.

Зона слагается меловыми толщами, которые формировались в условиях океана (красноцветные яшмы, кремни, туфосилициты, базальты океанического типа), окраинного моря или островной дуги (кремнистые аргиллиты, вулканомиктовые алевролиты, песчаники, литокластические туфы, вулканические брекчии, лавы толеитовых, известково-щелочных и субщелочных базальтов).



Рис. 11.6. Анадырская впадина вид с юга, июнь. *Фото А.О. Мазаровича*

На востоке Олюторской зоны, а также субпараллельно Ватынско-Вывенскому надвигу обнажены аллохтоны океанического дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса. В центральных частях Олюторского хребта установлены расслоенные интрузии с горячими контактами, которые сложены габброидами, а в центральных частях – клинопироксенитами и дунитами. Наиболее вероятно, что эти массивы были промежуточными магматическими камерами в островодужных системах раннепалеогеного возраста.

Север и северо-восток Охотского моря

Западно-Корякская (Пенжинско-Анадырская) складчатая система слагает северо-восточное обрамление Охотского моря. Ее структура характеризуются линейной ориентировкой, дискордантной к структурным планам Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей. Здесь развиты преимущественно верхнепалеозойские – нижнемеловые островодужные образования и аккретированные палеоокеанические и островодужные ассоциации палеозойского и мезозойского возраста.

В северной части п-ова Тайгонос расположен, по данным С.Д. Соколова с соавторами, Авековский массив, который сложен метаморфическими породами докембрия и нижнего палеозоя (гранатовыми амфиболитами, зелеными сланцами, метабазальтами, метакремнями и мраморизованными известняками). На юге он надвинут по Пылгинской зоне смятия на островодужные комплексы п-ова Тайгонос. Они представлены вулканогенными, туфотерри-

геними и терригенно-кремнистыми породами, образующими систему круто наклоненных чешуй. Центрально-Тайгоносская зона сложена вулканогенно-осадочными комплексами, которые образовались в структурах пермско-раннемезозойской Кони-Тайгоносской и поздненеорско-раннемеловой Удско-Мургальской островных дуг (вулканическая зона, фронтальная и предостроводужная части, аккреционная призма и аккремированные океанические комплексы). Их внутренняя структура представляет собой тектонические клинья, которые прорваны плутоном гранитоидов раннемелового возраста. Общим неоавтохтоном для всех структур являются палеоцен-эоценовые терригенные угленосные толщи. Юг полуострова сложен вулканогенно-терригенными базальт-кремнистыми ассоциациями, турбидитами с горизонтами олистостромов и терригенного меланжа, серпентинитовыми меланжами с фрагментами офиолитов и метаморфитов. Значительная часть Западно-Корякской складчатой системы в бассейне р. Пенжина перекрыта вулканическими образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса, а также более молодыми палеоген-неогеновыми отложениями.

На востоке Пенжинской губы развиты палеозойские вулканогенно-осадочные образования, метаморфизованные в зелено- и голубосланцевой фации. Выше расположен дезинтегрированный разрез ордовикско-среднедевонских офиолитов. Весь комплекс несогласно перекрыт верхнеальбскими конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Вдоль левобережья р. Пенжина прослеживается также полоса верхнеюрско-нижнемеловых туфопесчаников, туфобрекций, алевролитов и туфов.

На северном побережье Охотского моря расположена Ямско-Тауйская система рифтоподобных впадин субширотного простирания. Каждая структура имеет протяженность до нескольких десятков километров и выполнена неогеновыми континентальными осадками (до 500–1000 м). В море на их продолжении расположен Гижигинский осадочный бассейн.

Полуостров Камчатка

Полуостров Камчатка делится на две основные области – Западную и Восточную. Они разделены надвигом, который прослеживается с юга Корякского нагорья до юго-запада Малкинского хребта и который в целом можно назвать Ватыно-Малкинским. Значительная часть Восточной зоны перекрыта вулканитами миоцен-современного возраста.

Основание Западно-Камчатской зоны сложено мезозойскими образованиями (рис. 11.7), которые имеют покровно-складчатую структуру, сформировавшуюся в маастрихт-датское время на фоне левосдвиговых движений. К автохтону относят флишоидные толщи (чередование кварц-полевошпатовых песчаников и черных алевролитов) берриас-маастрихтского возраста, часть из которых насыщена силлами основного и среднего составов маастрихт-ипрского возраста. Аллохтонный комплекс представлен вулканогенно-яшмовой толщей, сложенной средне-верхнеюрскими потоками подушечных базальтов, лавобрекциями, яшмами, аргиллитами и туфами основного состава. Они формировались на шельфе и склоне материка, а также в условиях островной



Рис. 11.7. Деформированные мезозойские образования Западной Камчатки, перекрытые палеоценом. *Фото А.О. Мазаровича*



Рис. 11.8. Контакт средне- (светлое) и верхнезоценовой (темное) морских толщ Западной Камчатки. Виден горизонт карбонатных конкреций
Фото А.О. Мазаровича



Рис. 11.9. Флишоидные отложения олигоцена Западной Камчатки
Фото А.О. Мазаровича



Рис. 11.10. Прослои туфов (желтое) в миоценовых отложениях Западной Камчатки. *Фото А.О. Мазаровича*

дуги. Все образования были деформированы в простые складки в основном на границе палеоцена и эоцена. Смятие продолжалось до миоцена.

Кайнозойские отложения Западной Камчатки являются обнаженными на поверхности частями крупного осадочного бассейна, основная часть которого скрыта под водами Охотского моря. Он протягивается от Пенжинской губы на севере до южного окончания п-ова Камчатка.

В средней части прогиба палеоценовые отложения несогласно перекрывают мезозой (см. рис. 11.7). Они сложены переслаивающимися в разных пропорциях песчаниками, алевролитами и аргиллитами, часто с углами и многочисленными горизонтами конгломератов и гравелитов. В ряде мест (Утхолокский мыс) установлены двупироксеновые базальты, андезиты и липариты, типичные для активной континентальной окраины. Характерно большое количество агломератовых туфов. Они прорываются силлами и дайками базальтов. Эоцен представлен морскими толщами — чередующимися слоями конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов с многочисленными горизонтами карбонатных конкреций (рис. 11.8); олигоцен — флишоидами (рис. 11.9); миоценовые отложения — чередованием конгломератов и песчаников, туфогенными породами, пеплами и туфами (рис. 11.10). В верхах появляются обломки углефицированной и пиритизированной древесины. В районе Утхолокского мыса мощность этих отложений может достигать 2000–2500 м. Плиоцен залегает с угловым несогласием и конгломератами в основании на подстилающих разновозрастных толщах (рис. 11.11). Он характеризуется континентальными или морскими песчано-конгломератовыми туфогенными отложениями с прослойями лигнитов и ракушечников. Мощность отложений может достигать 1000 м.

На юго-западе Западной Камчатки (Колпаковский прогиб) установлены газовые (Кишукское) и газоконденсатные (Нижнеквачинское) месторождения.

Основание Восточно-Камчатской зоны обнажено на восточных полуостровах (Озерной, Камчатский мыс, Кроноцкий и Шипунский) и на хребтах Тумрок, Кумроч, Валагинский и Ганальский, а также на Срединном хребте.

На восточных полуостровах Камчатки установлена покровно-складчатая структура, сложенная тектонически совмещенными комплексами офиолитов, кремнистых, терригенных и кремнисто-вулканогенных пород мел-эоценового возраста.

Тектонические зоны восточных полуостровов отделены от внутренних частей Камчатки Тюшевским прогибом шириной 15–20 км. Он простирается в северо-восточном направлении от Шипунского полуострова на юге до восточной части хребта Кумроч на севере. Прогиб сложен терригенными олигоцен-миоценовыми отложениями, перекрытыми на юге плиоцен-четвертичными вулканитами Восточно-Камчатского пояса. Западные ограничения прогиба в основном надвиговые. Плоскости смеcителей разломов наклонены на северо-запад под углами 20–40°. Амплитуда смещения по ним в районе Кроноцкого перешейка оценивается не менее чем в 15–20 км. Восточное ограничение прогиба на сущее отмечается лишь в районе Кроноцкого полуострова, где породы олигоцена–миоцена формируют слабо дислоцированную, полого погружающуюся на юго-запад моноклиналь. По геофизическим данным,



Рис. 11.11. Угловое несогласие плиоцена Западной Камчатки
Фото А.О. Мазаровича



Рис. 11.12. Группа вулканов в Центрально-Камчатской депрессии
Фото А.О. Мазаровича

глубина залегания меловых (?) образований в его северо-западном борту достигает 8–10 км.

Меловые образования восточных хребтов Камчатки формировались в пределах единой структурно-формационной зоны. Они отличаются от кампан-нижнепалеогеновых толщ по стилю деформаций и формационному составу. Их сопоставляют с образованиями островной дуги, задугового и преддугового бассейнов.

Центрально-Камчатский грабен представляет собой депрессию, расположенную между Срединным и Восточными хребтами. На северо-востоке она переходит в прогиб пролива Литке и далее продолжается до южной части Корякского нагорья (около 900 км). Ширина грабена в среднем течении р. Камчатка составляет 100 км, она постепенно уменьшается в южном направлении до 10–15 км. Ограничение Центрально-Камчатского грабена проходит по системе крутопадающих сбросов, местами сбросо-сдвигов. Он выполнен мощной толщей кайнозойских отложений, обычно перекрытых плащом рыхлых четвертичных образований. Меловой фундамент находится на глубине порядка 4,5–5 км. Время заложения Центрально-Камчатского грабена – начало среднего или раннего миоцена. В настоящий момент тектоническая активность еще продолжается. В центральной части структуры расположена группа вулканов – Толбачик (3682 м) и Шевелуч (3283 м) и среди них крупнейший вулкан России – Ключевская Сопка (4750 м) (рис. 11.12).

В геологической структуре запада Восточно-Камчатской зоны (часто ее выделяют в самостоятельную Центрально-Камчатскую зону) участвуют тектонически совмещенные комплексы верхнемеловых пород, сформированных в окраинно-морском бассейне и в условиях островной дуги. На них с востока надвинуты позднемеловые кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи островодужного типа. Время формирования покровно-складчатой структуры на юге Центрально-Камчатской зоны оценивается весьма приблизительно – после маастрихта.

На юге Срединного (Малкинского) хребта расположен Срединный метаморфический массив. Он имеет удлиненную форму и простирается в субмеридиональном направлении на расстоянии 200 км при ширине 30–40 км. Массив имеет неоднородную покровно-складчатую структуру и сложен мигматизированными биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, которые прорваны гнейсовидными гранитами известково-щелочной серии. Возраст пород точно не установлен, но кора континентального типа, вскрытая в настоящее время в осевой части массива, существовала до раннего кайнозоя.

Вдоль п-ова Камчатка протягивается плейстоцен-четвертичный Западный (рис. 11.13) и современный Восточный (рис. 11.14) вулканические пояса.

Остров Карагинский

В структуре острова выделяется ряд комплексов – офиолитовый, островодужный кремнисто-вулканогенный и вулканогенно-обломочный, флишидный и осадочного меланжа. Ряд из них, на востоке острова, относят к образованиям аккреционной призмы.



Рис. 11.13. Остатки вулканов в Западном вулканическом поясе
Фото А.О. Мазаровича

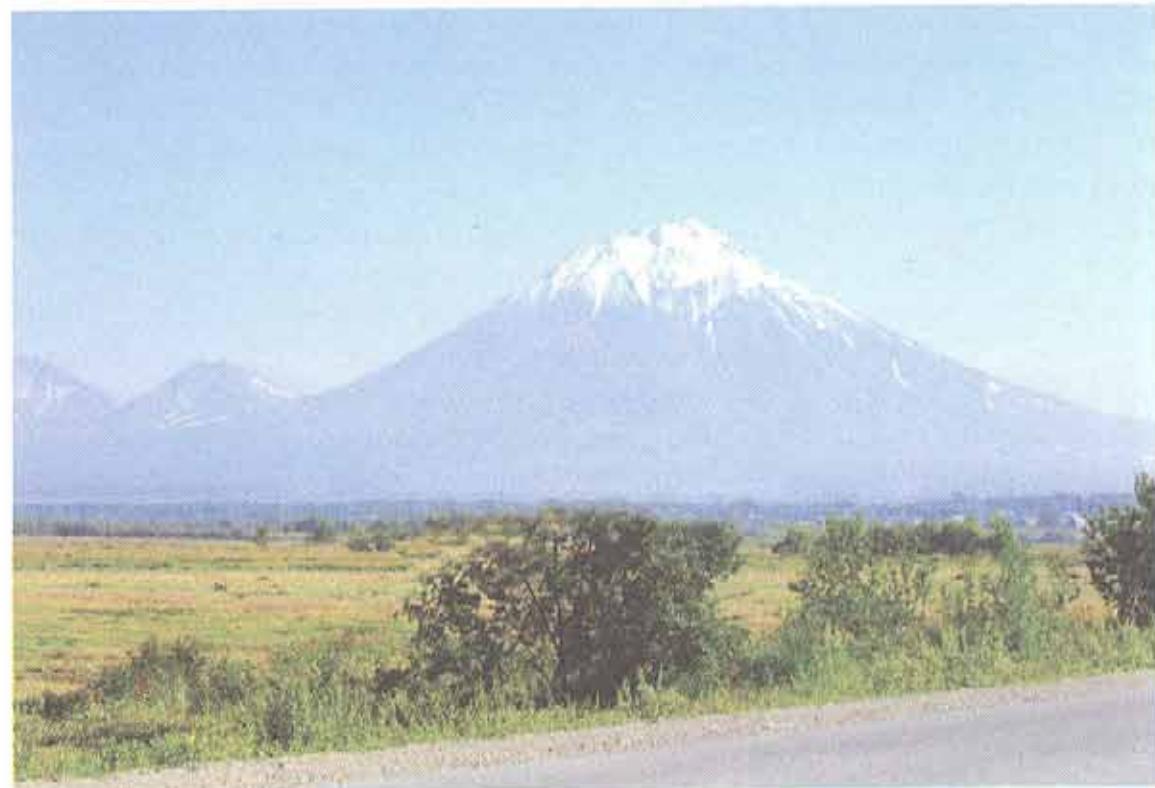


Рис. 11.14. Современные вулканы около Петропавловска-Камчатского (Восточный вулканический пояс). На переднем плане – Авача
Фото Л.А. Золотой

Офиолиты представлены серпентинитовым меланжем, относительно крупными блоками и пластинами гипербазитов, параллельными дайками и, редко, габброидами расслоенного комплекса. Время формирования офиолитового комплекса оценивается как альб-кампанское, а меланжа – как палеогеновое.

К востоку от офиолитов и кремнисто-вулканогенных толщ располагаются структурно падающие под них пластины и чешуи вулканогенно-обломочного комплекса маастрихт-палеоценового возраста островодужной природы и эоцен-олигоценовый флиш с горизонтами олистостром.

Берингово море

Как было изложено выше, Берингово море состоит из двух частей. Первая, северо-восточная, представляет собой широкий шельф. Он отделен крутым склоном от глубоководной части моря. Здесь расположены Командорская и Алеутская котловины, разделенными субмеридиональным хребтом Ширшова и хребтом Бауэрса.

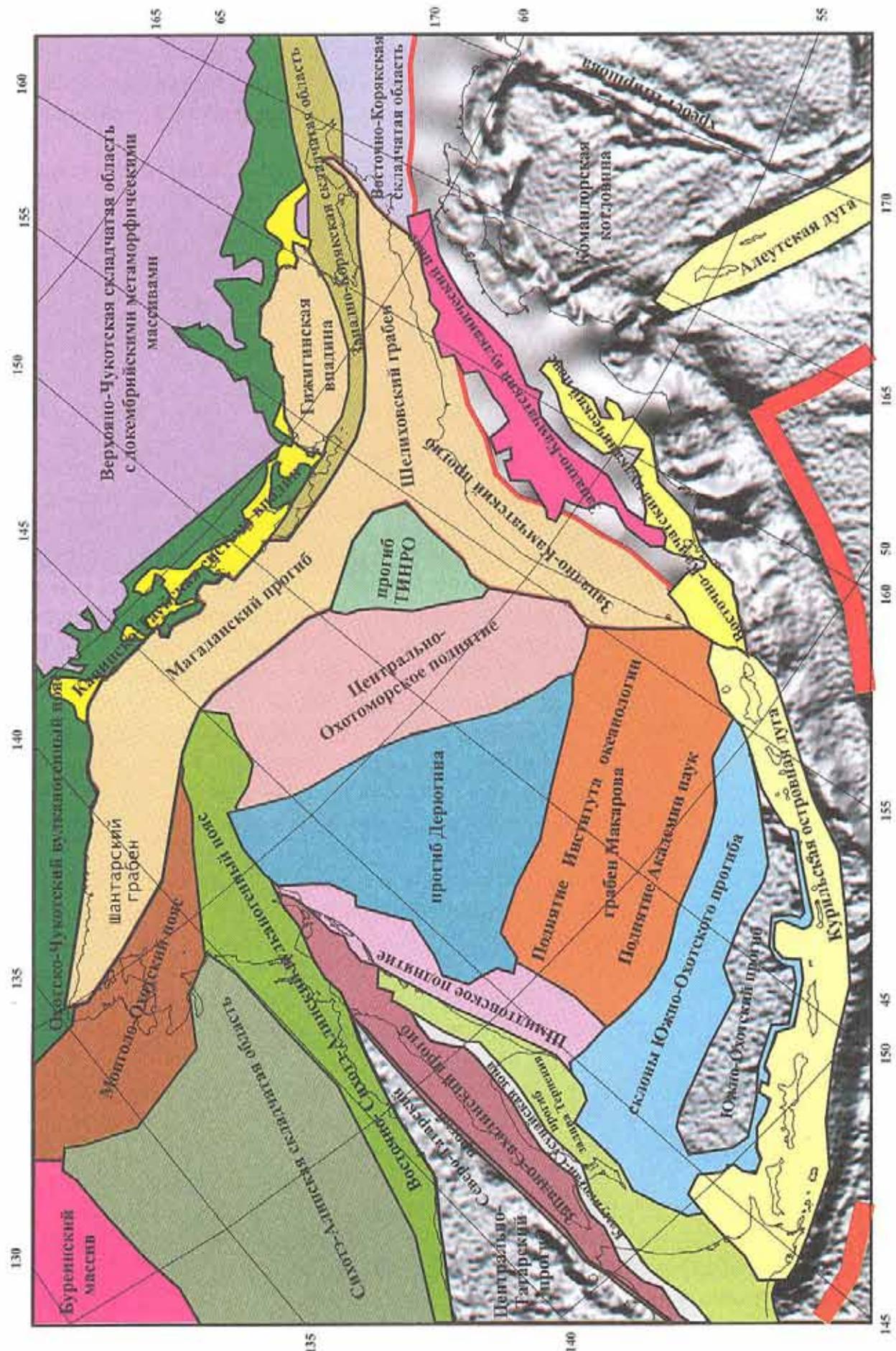
В пределах внутренней части шельфа мощности осадочного чехла составляют 500–1000 м. Они увеличиваются южнее Берингова пролива и п-ова Сьюард до 2000–4000 м. От Анадырского залива вдоль южного края шельфа Берингова моря от Чукотки до юго-западного побережья Аляски на 1700–1800 км протягивается система изолированных друг от друга прогибов. Здесь мощность осадочного чехла достигает 6000–10000 м.

В пределах Алеутской котловины минимальные мощности связаны с вершиной хребта Бауэрса (1000–2000 м). Он рассматривается как раннекайнозойская или меловая островная дуга, а сама котловина – как захваченный фрагмент океанической плиты, в пределах которой сохранились мезозойские магнитные аномалии.

Командорская котловина представляется молодой наложенной впадиной с корой океанического типа миоценового возраста, для которой характерны повышенные тепловые потоки.

Охотское море и его обрамление

Охотское море (рис. 11.15; см. Приложения 7 и 9.7) отделено от Тихого океана цепью Курильских островов и п-овом Камчатка. В сушу глубоко вдаются заливы Шелихова, разделяющийся на Пенжинскую и Гижигинскую губы, Тауйская губа, Удская губа и Ульбанский залив, а около о-ва Сахалин – заливы Сахалинский, Терпения и Анива. В Охотское море впадают такие крупные реки, как Амур и Пенжина. На северо-западе и севере моря расположен архипелаг Шантарских островов и ряд небольших островов Спафарьева, Ионы, Завьялова и др.



← Рис. 11.15. Схема расположения основных элементов структуры Охотского моря и его обрамления

По: [Геология и полезные ископаемые..., 2002], упрощено, с добавлениями. Топографическая основа: акватория – http://topex.ucsd.edu/marine_grav/mar_grav.html; суши – GTOPO30 Global Digital Elevation Model. EROS Data Center. 1996. (<http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html>)

Физико-географический очерк

Холодный период в Охотском море длится от 120–130 суток на юге и до 210–220 суток на севере. Зима, особенно в северной части моря, продолжительная и суровая, с частыми штормовыми ветрами и метелями. Лето прохладное, с большим количеством осадков и густыми туманами. В холодное время года максимальные скорости ветра достигают значений 25–30 м/с в северо-восточной и западной частях моря, 30–35 м/с – в центральной и восточной и более 40 м/с – на юге. Высота волн может достигать от 4–6 до 10–11 м, а при прохождении тайфунов до 16 м. Льды в Охотском море образуются обычно в октябре–ноябре в северо-западной его части, постепенно распространяются к югу и наибольшего распространения достигают в феврале и марте. Толщина льда (без учета торошения) колеблется в среднем от 30 до 70 см, а максимальные величины (90–160 см) наблюдаются у Северного Сахалина. В открытой части моря никогда не наблюдается сплошного неподвижного льда. Приливные явления в Охотском море вызывают значительные колебания уровня моря. Величины приливов изменяются от 0,8–4 – на о-ве Сахалин до 13,4 м в –Пенжинском заливе (максимальное значение в России).

Юг Охотского моря относится к районам с повышенной сейсмичностью, особенно в районе Курильской островной дуги. От нее глубина очагов землетрясений с магнитудами, превышающими 6 баллов, увеличивается до 700 км (примерно центральная часть моря). Разрушительные землетрясения отмечены и на о-ве Сахалин.

В сейсмически опасном районе Курильской гряды и Сахалина за 45 лет наблюдений Сахалинским центром цунами зарегистрировано 67 землетрясений с магнитудой более 7 баллов, произошедших в Курило-Камчатской зоне, Охотском и Японском морях, из которых 34 сопровождались цунами различной силы (например, колебания уровня воды 7.11.1958 г. по визуальным оценкам на о-вах Итуруп и Уруп составляло 7–8 м).

На Курильских островах расположено около 50 голоценовых и действующих вулканов. Наиболее крупный вулкан Алаид (2339 м) расположен на о-ве Атласова (северная часть гряды). Последнее извержение на Курильской островной дуге зафиксировано в 1976 г. (вулкан Сарычева на о-ве Матуя).

Основные черты геологического строения

В настоящий момент нет единой концепции строения фундамента Охотского моря. Вместе с тем, как было показано выше, он имеет гетерогенную природу. На него наложены осадочные бассейны. Земная кора имеет мощность от 10 до 40 км. Граница М имеет сложный рельеф, скорости сейсмических волн вдоль нее изменяются от 7,8 до 8,1 км/с. В акватории Охотского моря установлено два поднятия – Центрально- и Южно-Охотское. Первое имеет континентальную кору и слабодислоцированный маломощный (1000–2000 м) чехол верхнекайнозойских осадков. Второе состоит из двух частей – поднятия Академии наук и Института океанологии, которые разделены трогом Макарова. Поднятия имеют минимальные глубины порядка 900 м. На большей части Охотского моря развит мощный осадочный чехол, который выполняет ряд крупных впадин.

Глубоководная Южно-Охотская котловина занимает около 8 % площади моря. Ее дно представляет собой плоскую абиссальную равнину с максимальной глубиной более 3500 м.

К востоку от о-ва Сахалин расположена впадина Дерюгина. Она оконтурина изобатой 1500 м (максимальная глубина превышает 1700 м) и простирается с севера на юг на 800 км, при ширине от 150 до 200 км. Впадина отделена от Северного Сахалина Шмидтовским подводным поднятием, сложенным офиолитовыми ассоциациями мелового возраста, которые выходят на востоке п-ова Шмидта. Они отражены в аномальном магнитном поле со значениями 1200–1400 нТл. Во впадине Дерюгина тепловой поток достигает 200 мВт/м². Здесь установлена гидротермальная активность, в результате которой были сформированы баритовые постройки. Выявлены метановые газогидраты (<http://www.geomar.de/projekte/kotex/>). Впадина выполнена кайнозойскими, преимущественно глубоководными морскими терригенными и кремнисто-терригенными отложениями, мощностью до 12 км. Нижняя часть разреза (3–5 км) представлена олигоцен-нижнемиоценовым комплексом, который заполняет отдельные рифтовые грабены. Верхи разреза представлены миоцен-четвертичным комплексом диатомовых илов, переслаивающихся с пирокластическими горизонтами. Все отложения смяты в складки и разбиты разломами.

В северо-восточной части моря, южнее п-ова Пьягина, находится котловина ТИНРО с глубиной около 1000 м. Она имеет субокеаническую кору и на северо-востоке соединяется с Шелиховским грабеном. Мощность осадков достигает 8000–10000 м.

Магаданский шельф в геологическом отношении представляет собой систему пологих впадин, которые наследуют Кавинско-Тауйскую субширотную рифтогенную зону палеоген-раннемиоценового возраста. Она выражена грабенами северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний, разделенными узкими горстами. Борта рифтогенных впадин ограничены с одной или двух сторон нормальными и листрическими сбросами и имеют ступенчатую форму.

Западно-Камчатский прогиб, континентальная часть которого была описана выше, занимает восточную часть Охотского моря. Он протягивается от юга до севера п-ова Камчатка. Мощности осадков в нем достигают 10000 м.

Японское море и его обрамление

Японское море (рис. 11.16; см. Приложения 7, 9.8 и 9.9) отделено от Тихого океана цепью Японских островов. Оно соединяется с Охотским морем проливами Невельского и Лаперуза, с Восточно-Китайским морем – Корейским проливом, а с Тихим океаном – Сангарским. В Японском море есть несколько небольших островов: Цусима в Корейском проливе, Уллындо и Такасима (около п-ова Корея), Садо, Монерон и некоторые другие. Наиболее крупными заливами являются Восточно-Корейский и Петра Великого. В море впадают только небольшие реки (например, Партизанская в Приморском крае).

Физико-географический очерк

В плане Японское море вытянуто в северном направлении. Максимальная ширина моря достигает на юге около 700 км, на севере Татарского пролива она уменьшается до 40 км, а в проливе Невельского чуть превышает 7 км. Средняя глубина Японского моря составляет 1350 м, максимальная – 3742 м.

В рельефе Японского моря установлено несколько крупных котловин и поднятий, а также отдельные подводные горы и банки. Примерно севернее 40° с.ш. дно моря выровнено, южнее имеет сложный рельеф. Здесь расположены котловины Центральная и Хонсю с максимальными глубинами 3742 м и 3063 м, соответственно, которые разделены возвышенностью Ямато. Она состоит из северной и южной частей и банки Такуе, протягиваясь в субширотном направлении почти на 700 км при ширине 200–300 км. Поверхность дна котловин ровная с отдельными вулканическими конусами, возвышающимися над дном до 2 км.

Район Японского моря высоко сейсмичен, особенно на его западе, около Японских островов, которые расположены над сейсмофокальной зоной. Непосредственно под впадиной моря преобладают глубокофокусные землетрясения (до 700 км).

Основные черты геологического строения

Хоккайдо-Сахалинская область

Тектонические зоны Центрального Хоккайдо (рис. 11.17), по данным А.Э. Жарова, протягиваются на Южный Сахалин, в то время как восточные считаются уникальными либо сопоставляются с восточной частью Центрального Сахалина. В современной структуре переходной зоны эти комплексы нарушены позднемезозойскими субмеридиональными сдвиговыми перемещениями и кайнозойскими движениями при раскрытии котловин окраинных морей.

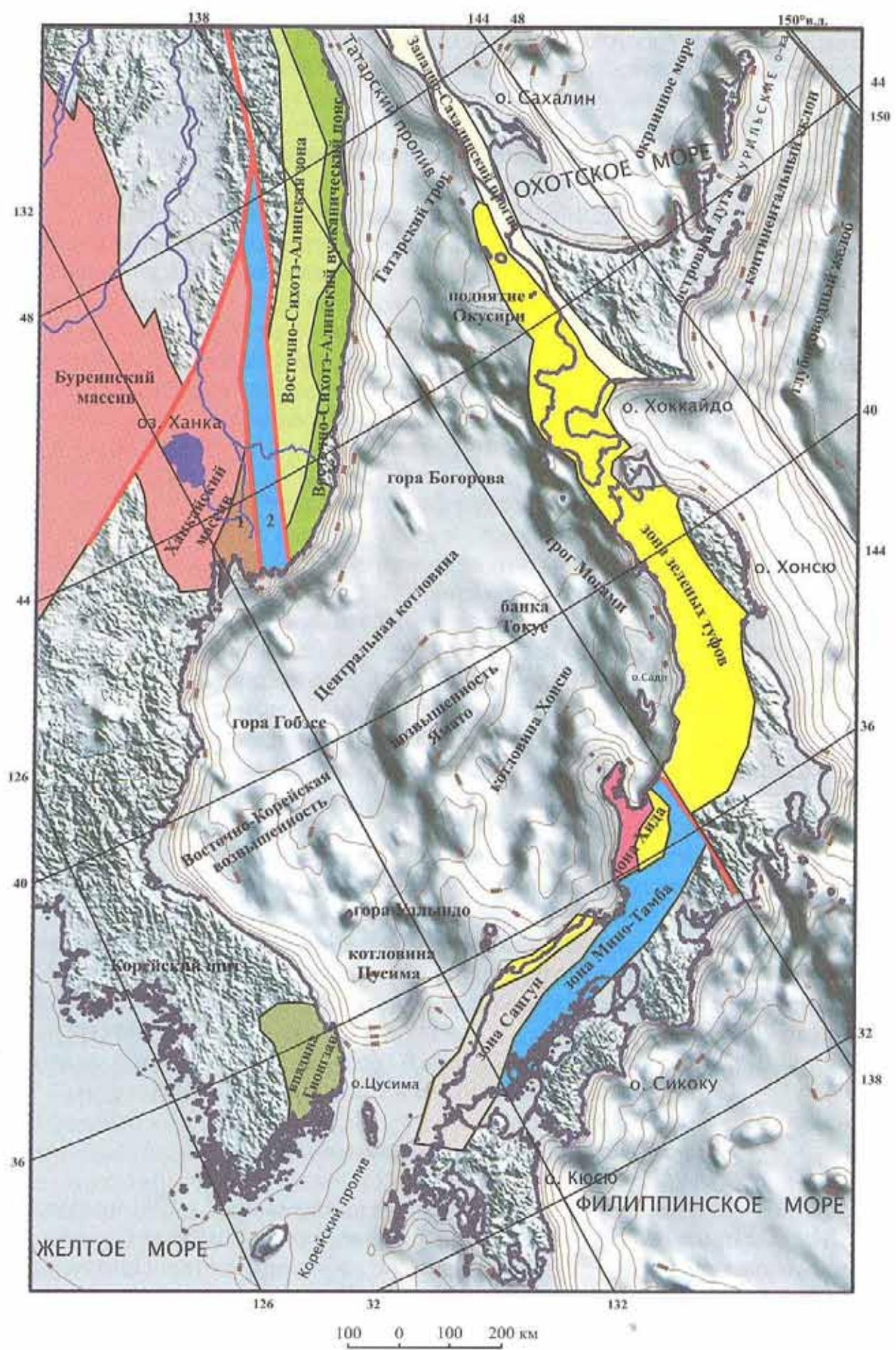




Рис. 11.16. Схема расположения основных элементов структуры Японского моря и его обрамления. По: [Геология и полезные ископаемые ..., 2002], упрощено, с добавлениями. Топографическая основа: акватория –ETOPO5 Set. Global Relief Data CD. NOAA Product # G01093-CDR-A0001; суши - GTOPO30 Global Digital Elevation Model. EROS Data Center. 1996. (<http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html>)

1–3 – зоны: 1 – Арсеньевская, 2 – Западно-Сихотэ-Алинская, 3 – Прибрежная. Красные линии – крупнейшие разломы

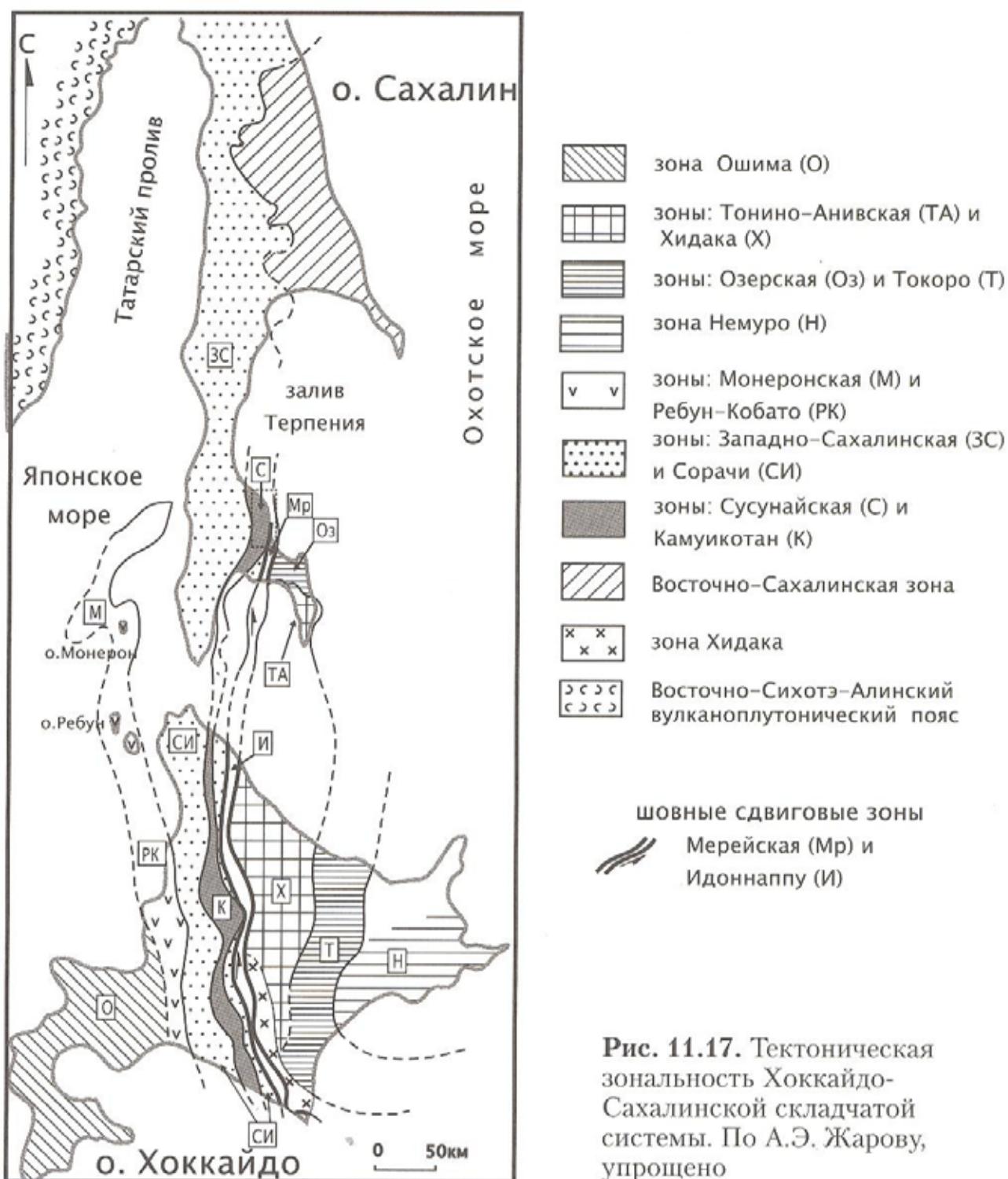


Рис. 11.17. Тектоническая зональность Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы. По А.Э. Жарову, упрощено

Наиболее западные структуры о-ва Хоккайдо сложены юрскими терригенными отложениями, которые интерпретируются как остатки аккреционной призмы (зона Ошима). Западнее расположен неокомский островодужный комплекс Ребун-Кобато, который протягивается до о-ва Монерон. Еще западнее развиты терригенные комплексы верхнего мела (мощностью до 10 000 м), которые залегают на кремнисто-терригенных толщах раннемелового возраста. Эта зона (Западно-Сахалинская) уверенно прослеживается до пролива Невельского вдоль запада о-ва Сахалин, включая Татарский пролив.

Центральная часть о-ва Хоккайдо сложена мел-эоценовыми метаморфическими образованиями зоны Камуикотан. Они сопоставляются с близкими по составу породами Сусунайской зоны (юг Сахалина). Запад Сусунайского хребта сложен слюдистыми сильно деформированными сланцами, включающими мелкие линзы и крупные пластины зеленых сланцев, кварцитов, мраморизованных известняков и линейные зоны голубых сланцев. В северной и южной частях есть зоны метаморфизованного серпентинитового меланжа с тектоническими пластинами различных амфиболитов и высокобарических пород. На востоке обнажены триас-юрские метабазальты, юрско-нижнемеловые метаморфизованные яшмово-сланцевые турбидитовые толщи.

Восточнее центральной части о-ва Хоккайдо расположена зона Хидака, сложенная верхнемеловыми–нижнеэоценовыми комплексами, которые интерпретируются как аккреционная призма. Ее контакт с более западной зоной проходит по шву Идоннаппу, имеющему аналоги на юге о-ва Сахалин (Мерейская зона). Восточная часть о-ва Хоккайдо сложена зонами Токоро и Немуро, имеющими аналоги на юге Сахалина, которые представляют собой кампан-нижнеэоценовые аккреционные призмы энсиматических островных дуг.

Сихотэ-Алинь

Вдоль западного берега Японского моря от мыса Поворотный до устья Амура протягивается хребет Сихотэ-Алинь (рис. 11.18; см. рис. 11.16). Западнее расположены долина р. Уссури и низменность, на которой расположено оз. Ханка.

В районе последнего расположен Ханкайский массив. Он представляет собой фрагмент дорифейского метаморфического основания и его чехла, которое сложено мраморами, высокоглиноземистыми сланцами, гнейсами и кварцитами средне-позднепротерозойского возраста. Древние структуры массива осложнены грабен-синклиналями, которые выполнены либо пермскими вулканогенными образованиями, либо мезозойскими отложениями.

Кембрийские отложения залегают согласно на рифейских образованиях и представлены песчано-сланцевыми толщами и известняками, доломитами. Редко встречаются в верхах разреза лавы и туфы кислого состава. На юге и юго-западе Ханкайского массива широко развиты ордовикско-силурийские гранитоиды.

В восточных частях Ханкайского массива широко развиты девонские образования, представленные конгломератами и песчаниками, алевролитами, а также континентальными лавами и туфами среднего и кислого составов.

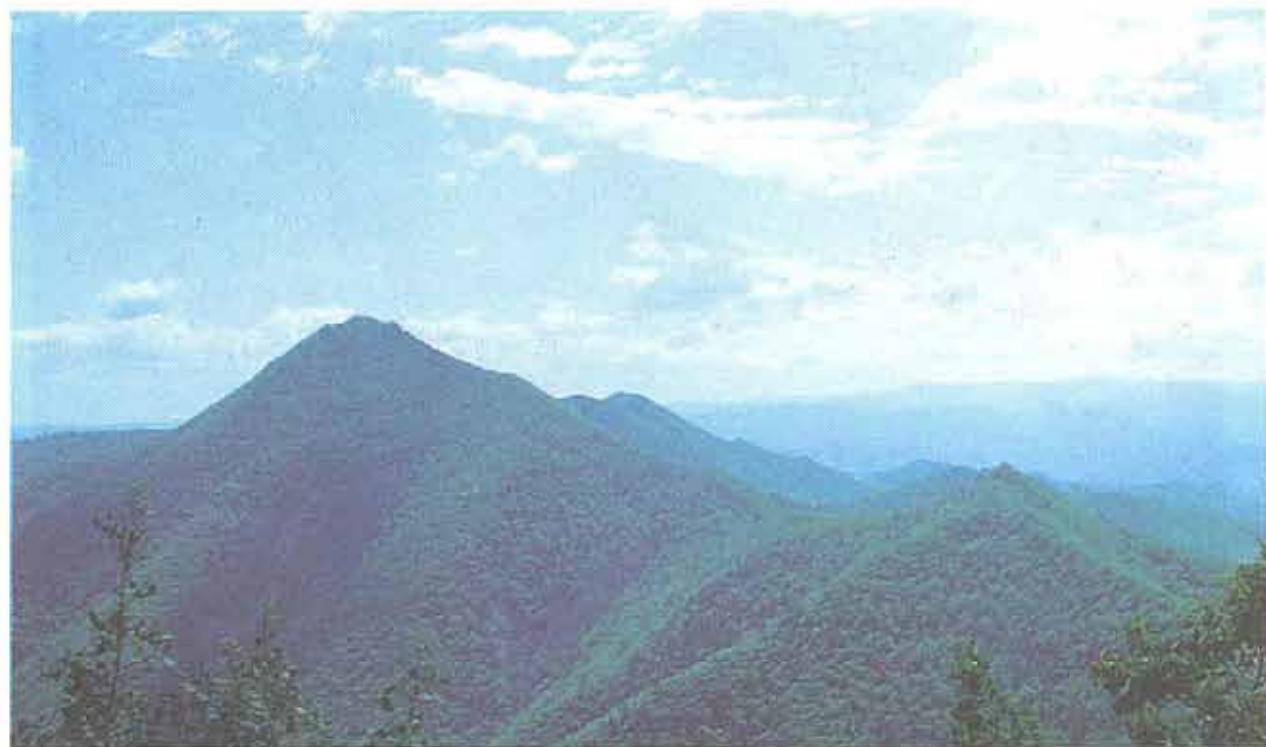


Рис. 11.18. Хребет Сихотэ-Алинь. Фото А.О. Мазаровича

В этих же районах расположен вулканический пояс пермского возраста, который протягивается на расстояние около 300 км. Он представляет собой цепь кальдер обрушения, сложенных эфузивами среднего или кислого составов, их туфами, туфопесчаниками, туфобрекциями, алевролитами, песчаниками и туфоконгломератами. Мезозойский чехол Ханкайского массива представлен триасовыми конгломератами, нередко косослоистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В верхах разреза появляются прослои угля и туфогенные песчаники, которые содержат обильные остатки фауны и флоры.

Вдоль западной части Ханкайского массива протягивается Западно-Приморская зона, которая была заложена на новообразованной океанической коре палеозойского возраста. В ней выделяются терригенные отложения силурийского (?) и прибрежно-морские и континентальные вулканогенные отложения позднепермского возрастов.

Восточнее Ханкайского массива от залива Петра Великого до долины р. Большая Уссурка протягивается Арсеньевская зона, которая была заложена в области опусканий его структур. Здесь в девоне и перми формировались комплексы пород вулканогенного и вулканогенно-терригенного составов. В триасе и юре здесь накапливались в основном терригенные отложения. В зоне широко распространены гранитоиды позднепалеозойского возраста.

В Сихотэ-Алине и его западных отрогах с запада на восток выделяется три крупные тектонические зоны: Западная, Восточная и Прибрежная. Первая отличается широким распространением вулканогенно-терригенных, кремнистых, терригенных формаций раннемезозойского возраста. Для нее характерно широкое развитие олистостромовых горизонтов с глыбами палеозой-



Рис. 11.19. Глыбы пермских кремней (светлое) в нижнемезозойских терригенных отложениях. *Фото А.О. Мазаровича*

ских кремней и известняков (рис. 11.19) и структур оползания. Эти породы слагают совместно с небольшими телами габброидов чешуйчато-надвиговую структуру, наклоненную на северо-запад. В подзоне имеются меловые дайки ультраосновных щелочных пород, а также более крупные массивы (Кокшаровский). Восточным ограничением зоны в современной структуре является Центральный Сихотэ-Алинский левый сдвиг. Восточная зона характеризуется широким распространением юрско-меловых терригенных образований (ритмичное чередование песчаников и алевролитов), которые смяты в напряженные линейные складки северо-восточного простираия. В Прибрежной зоне развиты чешуйчато-надвиговые структуры с падением плоскостей на юго-восток, смятые в сложные складки. Они сложены триасовыми и юрско-меловыми кремнистыми, терригенными и олистостромовыми отложениями. В глыбах последних установлены каменноугольные кремнисто-карbonатные отложения. На все структуры востока Сихотэ-Алиня наложены породы мел-палеогенового вулканического пояса. В Приморье повсеместно развит верхнемеловой гранитоидный магматизм. В миоцене на юге Приморья и на севере Сихотэ-Алиня формировались покровные щелочные базальты, образующие сейчас в рельефе обширные плато (например, Шкотовское).

Остров Хонсю

Рассмотрим строение только тех частей о-ва Хонсю, которые прилегают к Японскому морю. Наиболее северную часть внутренней части юго-западной Японии занимает зона Хида. Она сложена гнейсами и мраморами, пелитовыми сланцами и гранитами Фунатцу. Зона Хида представляет собой тектонический покров, подстилаемый с юга и востока серпентинитовым меланжем, по которому она была в послепермское–дораннеюрское время надвинута на осадочные образования зоны Тамба-Мино. По своим характеристикам зона Хида близка к Ханкайскому массиву.

Зона Сангун, расположенная к юго-западу от зоны Хида, сложена кристаллическими сланцами, а также известняками, песчаниками, конгломератами, кремнями и аспидными сланцами (см. рис. 11.16). Вдоль южной границы зоны расположены офиолиты Якуно. Триасовые отложения сложены конгломератами, песчаниками и сланцами.

Зона Тамба-Мино сложена пермскими песчаниками, конгломератами, кремнями, порфиритами и пиллоу-лавами, а также триас-юрскими образованиями. Они представлены аргиллитами с незначительным количеством кремней, диабазов, порфириотов и песчаников. В зоне установлены многочисленные горизонты, которые содержат глыбы кремней, известняков, песчаников, аргиллитов и лав палеозойского возраста.

Все вышесказанное позволяет утверждать, что в Приморье и в Японии мы видим остатки единой Тамба-Уссурийской структурно-формационной зоны раннемезозойского времени.

В неогеновое время Японская островная дуга разделилась на две крупные тектонические провинции. Первая из них характеризуется широким развитием кислых и основных вулканических пород раннемиоценового возраста (зона “зеленых туфов”). Вторая, “незеленотуфовая”, провинция представлена измененными вулканическими породами и мощными терригенными толщами. Неогеновые породы либо смяты в складки, как на Центральном Хоккайдо или в области Оигава-Бозо, либо разбиты на блоки.

Японское море

Японское море расположено в переходной зоне от Евразийского континента к Тихому океану (см. рис. 11.16). Мощность коры на юго-восточной окраине Азиатского континента составляет 35–40 км, в глубоководных котловинах Японского моря – 12–15 км, под о-вом Хонсю – около 35 км, под структурами Тихого океана, прилегающими к островной дуге, – не более 8 км. Наиболее вероятным представляется формирование Японского моря при растяжении и разрыве восточной окраины Азии в миоцене. В пользу этого свидетельствует целый ряд таких фактов, как: дискордантное положение берегов по отношению к простиранию структур его обрамления, наличие утоненной континентальной и новообразованной субокеанических кор, повышенные тепловые потоки и сходство структурно-вещественных комплексов Южного Приморья и о-ва Хонсю.

Большую часть моря занимают глубоководные впадины – котловины Хонсю, Центральная и Цусима. Они лишены “гранитного” слоя. Центральная котловина имеет выровненное дно (глубина около 3500 м), над которым возвышаются отдельные, часто высокие горы (Богорова и др.). В пределах котловины повсеместно развит осадочный чехол, мощность которого максимальна по периферии (до 2000–3000 м) и уменьшается к ее внутренним частям (до 1500 м). Котловина Хонсю характеризуется несколько меньшими глубинами дна (на 500 м) и меньшими мощностями осадков (около 500 м). Ее дно полого погружается с юга на север от 1000 до 2300 м. Накопление осадочного чехла началось с позднего олигоцена.

Поднятия имеют различную природу. Значительная часть из них представляет собой фрагменты как утоненной, так и нормальной континентальной коры докембрийского, пермского и мелового возрастов. Такие блоки широко развиты вдоль восточного побережья Корейского полуострова, в центральной и восточной частях Японского моря. К ним относятся возвышенности: Восточно-Корейская, Криштофовича, поднятие Ямато, банки Кита-Оки, Оки и некоторые другие. Наиболее крупное из них – поднятие Ямато. Земная кора региона имеет трехслойное строение, и в ней установлены “осадочный” ($V_{\text{пл}} = 2,0$ км/с), “гранитный” (5,3–5,6 км/с) и “базальтовый” (6,8 км/с) слои общей мощностью до 25 км. С разных мест поднятия был драгирован набор вулканических, осадочных и метаморфических пород, аналоги которых встречаются среди докембрийских, палеозойских и мел-кайнозойских комплексов Южного Приморья и Японских островов, а также п-ова Корея. Кроме этого, с них были драгированы палеозойские (?), триасовые и юрско-меловые интрузивные породы различного состава (преимущественно гранитоиды). Акустический фундамент поднятия перекрыт хорошо стратифицированной толщей. Осложняющие хребты (Окусири, Садо) имеют тектоническое происхождение и были сформированы в результате движений по крутонасающим разломам и надвигам в конце плиоценового времени. Их фундамент, судя по строению о-ва Садо, сложен нижнемиоценовыми базальтами и андезитовыми пирокластическими образованиями. Поднятие Окусири представляет собой эшелон хребтов, перекрытых осадочным чехлом позднемиоцен-плиоценового возраста. Хребты пространственно связаны с крупными депрессиями в акустическом фундаменте (трог Могами и др.), мощность осадочного чехла в которых может превышать 1,5 км.

Глубоководным котловинам соответствуют поднятия поверхности Мохоровичича и пониженные значения сейсмических скоростей, а поднятиям – увеличение толщины коры до 30–35 км и нормальные скорости по поверхности Мохоровичича.

Вулканические горы (Гобэсс, Уллындо и др.) были сформированы в позднемиоцен-плиоценовое время и известны как в глубоководных котловинах, так и на поднятиях. Они сложены щелочными базальтами, трахитами. В осевой части котловины Хонсю подводные горы образуют две цепи, простирации которых соответствуют простиранию котловины. На южной цепи были драгированы свежие пиллоу-базальты и гиалокластиты с возрастом 6–17 млн лет. Аналогичные породы с северного хребта имеют возраст 7–15 млн лет. Отмечается, что на границе миоцена и плиоцена произошло формирование

систем разломов субмеридионального простирания. В целом считается, что впадина Хонсю образовалась в условиях спредингового центра.

Образование Японского моря произошло в результате отделения Японии от материка 25–15 млн лет назад. При этом огромную роль в предшествующие этапы, особенно в мелу, играли сдвиги.

Контрольные вопросы

1. Геологическое строение дальневосточных морей России – пример зон перехода активного типа.
2. Основные черты строения северо-западной части Тихого океана.
3. Основные черты строения Берингова моря и его обрамления.
4. Основные черты строения Охотского моря и его обрамления.
5. Основные черты строения Японского моря и его обрамления.

Приложение 1

Учебники по морской геологии

Кеннет Дж. П. Морская геология: В 2т. М.: Мир, 1987. Т. 1. 397 с; Т. 2. 384 с.
Леонтьев О.К. Краткий курс морской геологии. М.: Изд-во МГУ, 1963. 465 с.
Шепард Ф.П. Морская геология. Л.: Недра, 1976. 488 с.

Приложение 2

Словари и справочники по морской геологии

Агапова Г.В., Виноградова Н.В., Кашикова И.П. Словарь географических названий форм подводного рельефа. М.: ГИН РАН, 1993. 311 с.

Атлас океанов: Термины. Понятия. Справочные таблицы. М.: ГУГИК МО СССР, 1980. 156 с.

Газеттиер географических названий форм подводного рельефа, показанных (или тех, которые могут быть показаны) на ГЕБКО и на Международных гидрографических мелкомасштабных сериях карт (1:2 250 000 и мельче). Ч. II: Стандартизация наименований форм подводного рельефа. Монако: Междунар. Гидрограф. бюро, 1988. С. 2–28.

Геологический словарь: В 2 т. М.: Недра, 1973. Т. 1 486 с.; Т. 2. 455 с.

Мазарович А.О. Краткий толковый словарь англо- и русскоязычных терминов по тектонике и геоморфологии океана. М.: Научный Мир, 2000. 120 с.

Морская геоморфология. Терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения / Под. ред. В.П. Зенковича, Б.А. Попова. М.: Мысль, 1980. 280 с.

Морской энциклопедический словарь: В 3 т. / Под. ред. В.В. Дмитриева. Л.: Судостроение, 1991. Т. 1.504 с.

Структурная геология и тектоника плит: В 3 т. / Пер. с англ.; Под ред. К. Сейферта. М.: Мир, 1990. Т. 1. 315 с.; Т. 2. 376 с.; Т. 3. 350 с.

Хрусталев Ю.П. Эколого-географический словарь / Под ред. Г.Г. Матишова. Батайск: Батайск. кн. изд.-во, 2000. 198 с.

Glossary of Geology. Fourth Edition / J.A. Jackson (Ed). Alexandria, Virginia: Amer. Geol. Inst., 1997. 769.p.

Приложение 3

Список дополнительных источников информации и основной использованной литературы

- Богданов Ю.А. Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. 167 с.
- Бутузова Г. Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в Мировом океане. М.: ГЕОС, 2003. 156 с.
- Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г. Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 202–212.
- Геология и полезные ископаемые шельфов России / Гл. ред. М.Н. Алексеев. М.: ГЕОС, 2002. 425 с.
- Геология СССР. Т. 26: Острова Советской Арктики: Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 548 с.
- Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.
- Гусев Е.А., Зайончек А.В., Мэннис М.В. и др. Прилаптевоморское окончание хребта Гаккеля // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб: ВНИИОкеангеология, 2004. Вып. 5. <http://www.evgengusev.narod.ru/pic.html>.
- Дарвин Ч. Дневник Чарльза Дарвина во время путешествия вокруг света на корабле “Бигль” // Иллюстрированное собрание сочинений Чарльза Дарвина. М.: Изд. Ю. Лепковского, 1908. Т. 2. 373 с.
- Диц Р. Эволюция континентов и океанических бассейнов как результат спрединга океанического дна // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 26–32.
- Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 293 с.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
- Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: Разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный мир, 2000. 176 с.
- Морган В. Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 68–93.
- Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. 471 с.
- Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1 : 2 500 000. М.: ИЛОВМ РАН, 1996. 94 с.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2 500 000. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.

- Поселов В.А.* Структура литосферы центральной части Арктического глубоководного бассейна по сейсмическим данным: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 48 с.
- Приоритетные направления поисков крупных и уникальных месторождений нефти и газа. М.: ООО "Геоинформмарк", 2004. 224 с.
- Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 473).
- Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука, 1984. 232 с.
- Уильсон Дж.* Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 58–67.
- Хайн В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- Хейзен Б., Тарн М., Юинг М.* Дно Атлантического океана. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. Ч. 1. 145 с.
- Шипилов Э.В., Тарасов Г.А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 306 с.
- Bonatti E., Raznitsin Yu., Bortoluzzi G. et al.* Geological Studies of the Eastern Part of the Romanche Transform (Equatorial Atlantic) // J. di Geologia. 1991. Ser. 3a. V. 53, № 2. P. 31–48.
- Gahagan L.M., Scotese C.R., Royer J.-Y. et al.* Tectonic fabric map of the ocean basins from satellite altimetry data // Tectonophysics. 1988. V. 155, № 1/4. P. 1–26.
- Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu.* Tectonic subdivision of the Chukchi and East Siberian Seas // Russian J. Earth Sci. 2003. V. 5, № 3. P. 185–203.
- Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Global marine Gravity from ERS-1 Geosat and Seosat reveals new tectonic fabric // EOS. AGU. 1992. V. 73. P. 133.
- Schmincke H.-U., Sumita M.* Volcanic evolution of Gran Canaria reconstructed from apron sediments: synthesis of VICAP project drilling // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. / Eds. P.P.E. Weaver, H.-U. Schmincke, J.V. Firth, W. Duffield. 1998. V. 157. P. 443–469.
- Sekretov S.B.* Northwestern margin of the East Siberian Sea, Russian Arctic: seismic stratigraphy, structure of sedimentary cover and some remarks on the tectonic history // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 353–383.
- Smith W.H.F., Sandwell D.T.* Marine Gravity field from declassified Geosat and ERS-1 altimetry (abstract) // EOS. AGU. 1995. V. 76, № 46. Fall. Meet. Suppl. P. 156.
- Smith W.H.F., Sandwell D.T.* Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // Science. 1997. V. 26, № 277.
- Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses // E.L. Miller, A. Grantz., S.L. Klemperer // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2002. V. 360. 380 p.
- Zonenschain L.P., Kuzmin M.J., Lisitzin A.P. et al.* Tectonics of the Mid-Atlantic Rift Valley between the TAG and MARK areas (24–26° N): evidence for vertical tectonism // Tectonophysics. 1989. V. 159, № 1. P. 1–23.

Приложение 4

Список геолого-геофизических атласов и карт

- Геолого-геофизический атлас Индийского океана / Под. ред. Г.Б. Удинцева
М.: МОК (ЮНЕСКО): Мин geo СССР: АН СССР: ГУГиК СССР, 1975.
151 с.
- Геология и минеральные ресурсы шельфов России: Атлас / Под. ред. М.Н.
Алексеева. М.: Научный мир, 2004. 104 с.
- Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1 : 500 000 / Под.
ред. А.Ф. Литвинова, М.Г. Патоки, Б.А. Марковского. СПб. карт. фабрика
ВСЕГЕИ; Камчатприродресурс, 1999.
- Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана / Под.
ред. Г.Б. Удинцева. М.: МОК (ЮНЕСКО): Мин geo СССР: АН СССР:
ГУГиК СССР, 1989–1990. 158 с.
- Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Под. ред. Г.Б.
Удинцева. М.; СПб.: МОК (ЮНЕСКО): РАН: ФГУП ПКО “Картография”:
ГУНиО, 2003. 192 с.
- Нарышкин Г.Д. Орографическая карта Арктического бассейна. Масштаб
1:5 000 000. СПб.: ГУНиО: ВНИИОкеангеология: Изд-во В.В. Валдина
“Новое время”, 1995.
- Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. Масштаб
1:2 500 000 / Под. ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хайна. М.: ИЛОВМ РАН, 1998.

Приложение 5

Перевод некоторых неметрических мер в метрические

Неметрическая мера	Метрический эквивалент
1 дюйм (Inch)	2.54 см
1 фут (Foot)	0.3048 м
1 миля морская США (Mile(nm))	1.852 км
1 фатом (Fathom)	1.828 м
1 узел (Knot) (1 морская миля в час)	1.852 км/ч=0.5144 м/с

Приложение 6

Основные данные об океанах

Океан	Площадь, млн км ²	Глубина, м		Местоположение максимальной глубины
		средняя	макси- мальная	
Тихий	178.6	4188	11033	Марианский желоб
Атлантический	91.6	3872	8648	Желоб Пуэрто-Рико
Индийский	76.2	3872	7725	Яванский желоб
Северный Ледовитый	14.8	1038	5450	Евразиатская впадина

Приложение 7

Основные данные о морях России

Море	Площадь, млн км ²	Глубина, м		Местоположение максимальной глубины
		средняя	максимальная	
Азовское	0.038	8	15	Центральная часть
Балтийское	0.42	55	421	Около о-ва Готланд
Баренцево	1.4	250	600	Вблизи границы с Норвежским морем
Берингово	2 292	1547	4773	Около о-ва Булдырь
Восточно- Сибирское	0.93	54	915	Около кромки шельфа
Каспийское	0.42–0.37	180	1025	Южно-Каспийская котловина
Карское	0.88	113	700	Желоб Св. Анны
Лаптевых	0.66	540	3385	Около кромки шельфа
Охотское	1 590	838	3658	Южно-Охотская котловина
Черное	0.423	1197	2245	Центральная часть
Чукотское	0.59	77	1256	Около кромки шельфа
Японское	1 008	1350	3742	Центральная котловина

Приложение 8

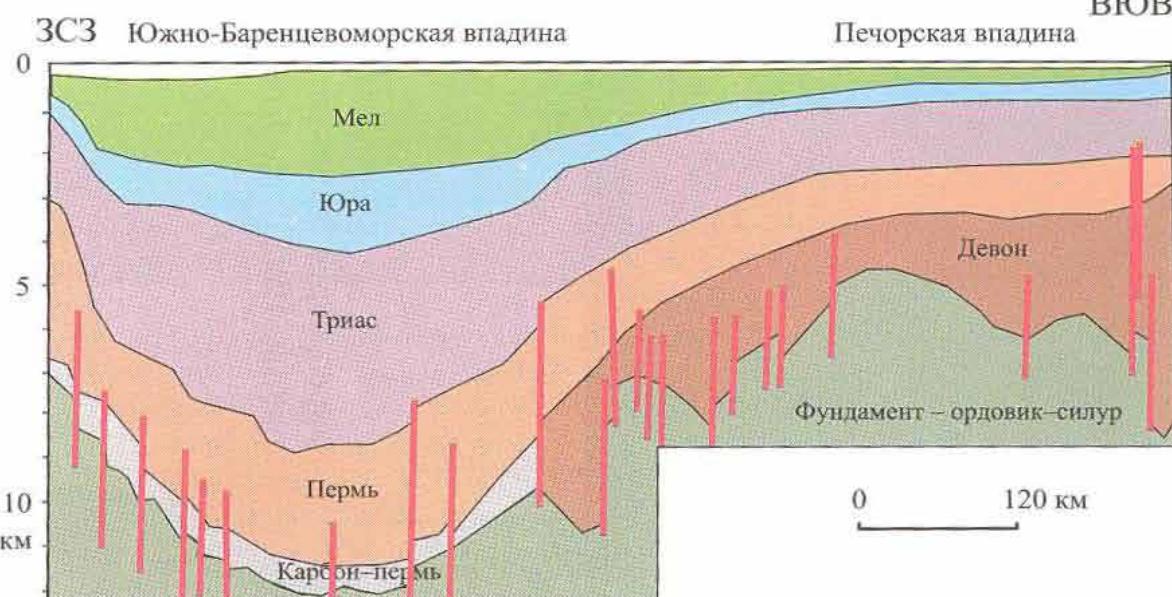
Основные характеристики сейсмических методов

Тип сейсмической съемки	Частота, Гц	Проникновение, м
Высокочастотная	0.35	Первые десятки
Непрерывное сейсмопрофилирование	100–500	2 000
Многоканальная	25–75	6 000–7 000
Глубинное сейсмозондирование	5–25	40 000

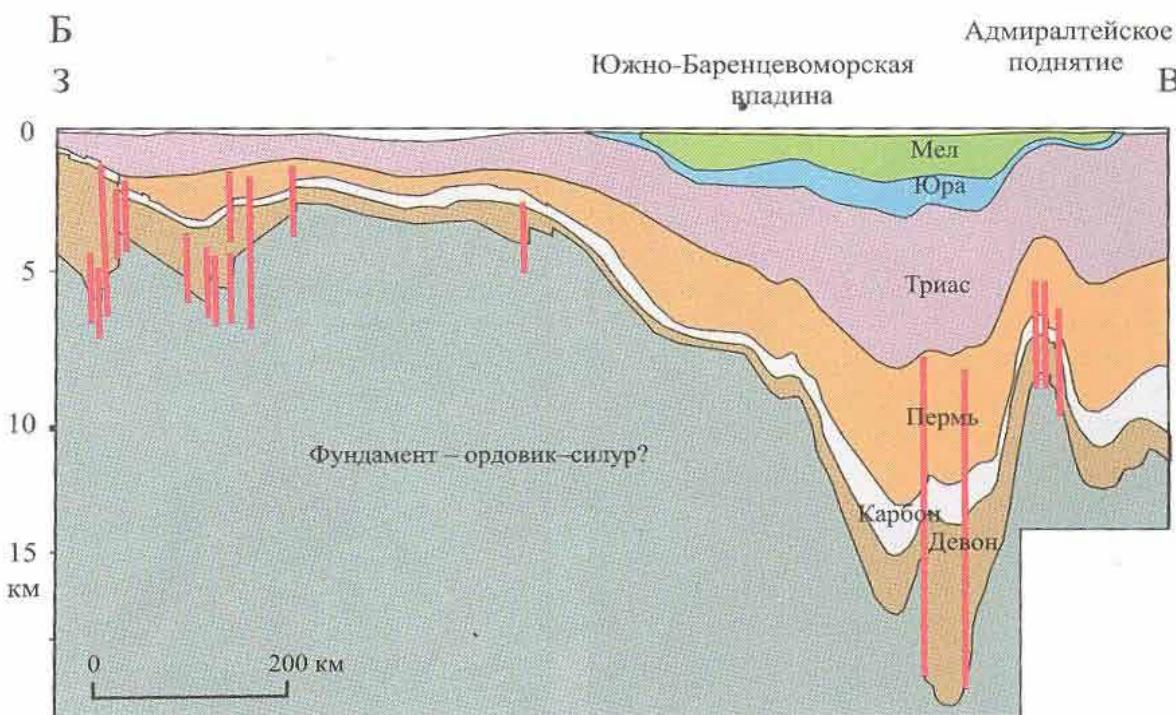
Приложение 9

Профили через моря России

A

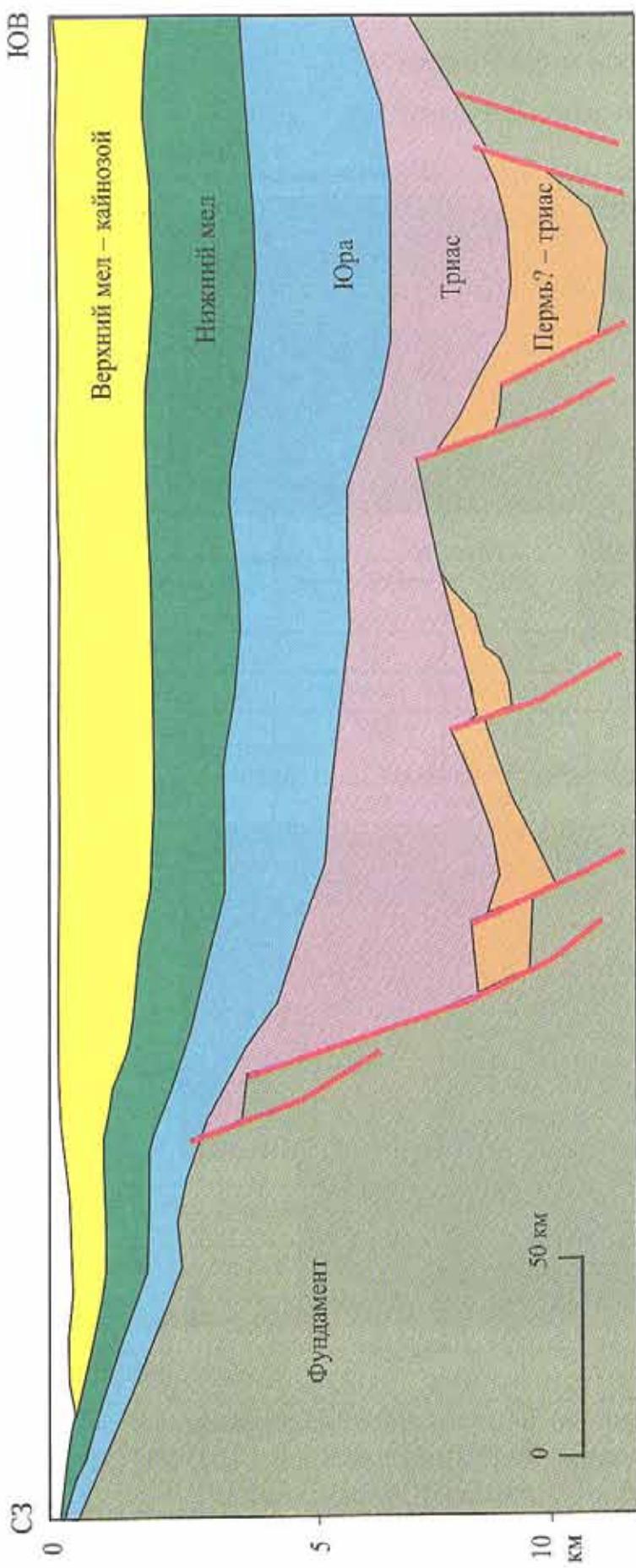


Б

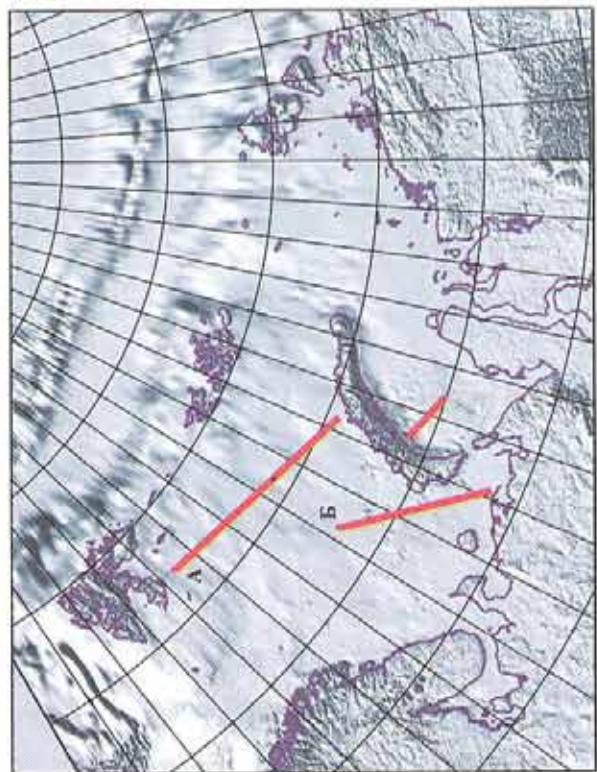


Приложение 9.1. Разрез через Баренцево море по линии Печорская впадина – Южно-Баренцевская впадина, по: [Шипилов, Тарасов, 1998] (А) и разрез через Баренцево море по линии архипелаг Новая Земля – архипелаг Шпицберген. По: <http://www.geophys.uu.se/eprobe/Projects/timpebar/Timpebar.htm> (Б). Положение профилей см. на врезке Приложения 9.2

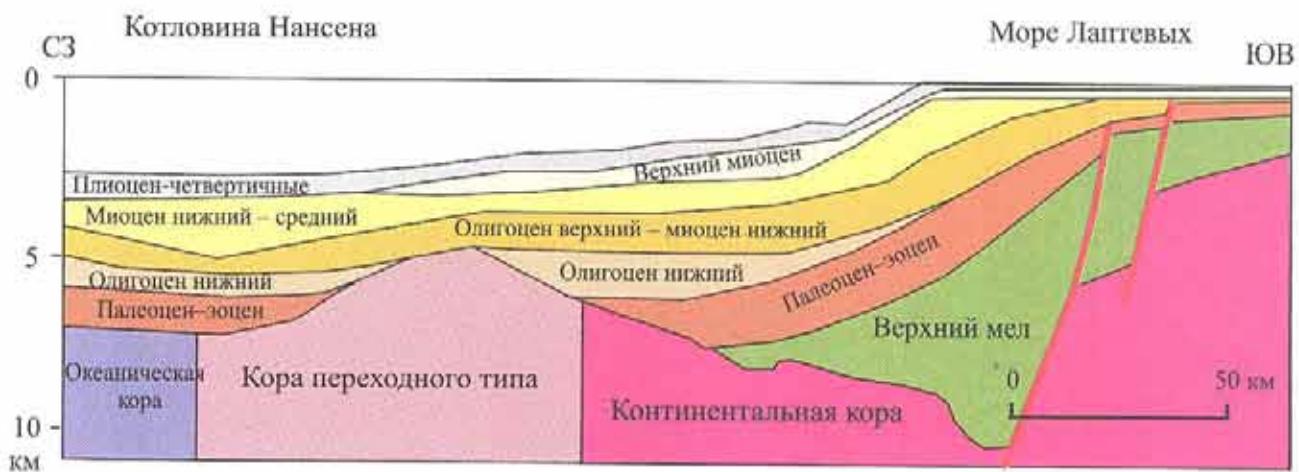
ЮВ



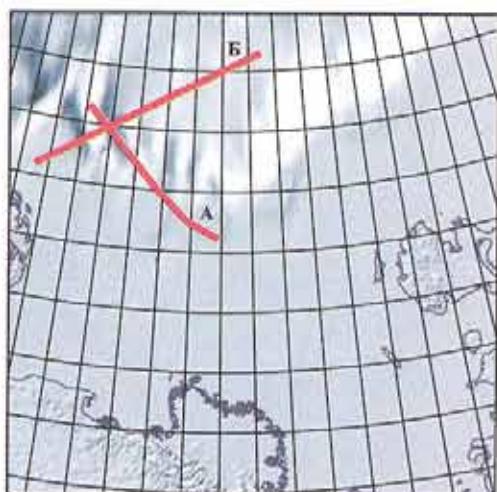
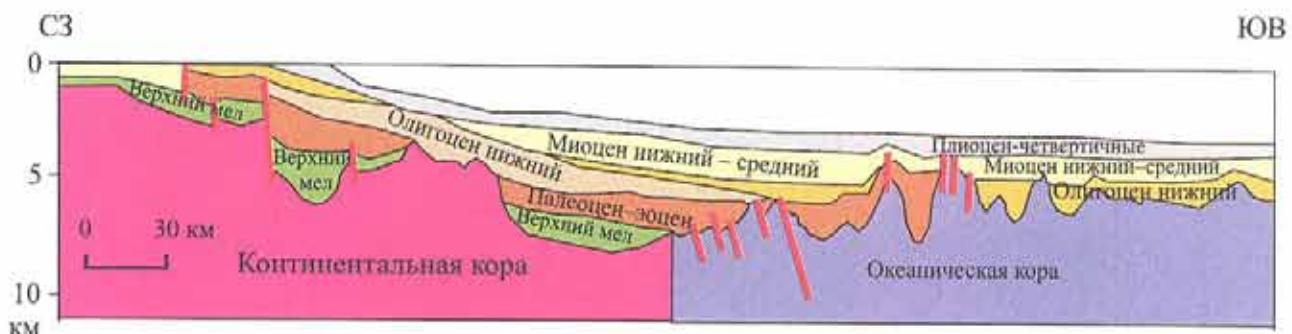
Приложение 9.2. Разрез через Карское море.
По: [Шипилов, Тарасов, 1998]. Положение
профиля см на врезке



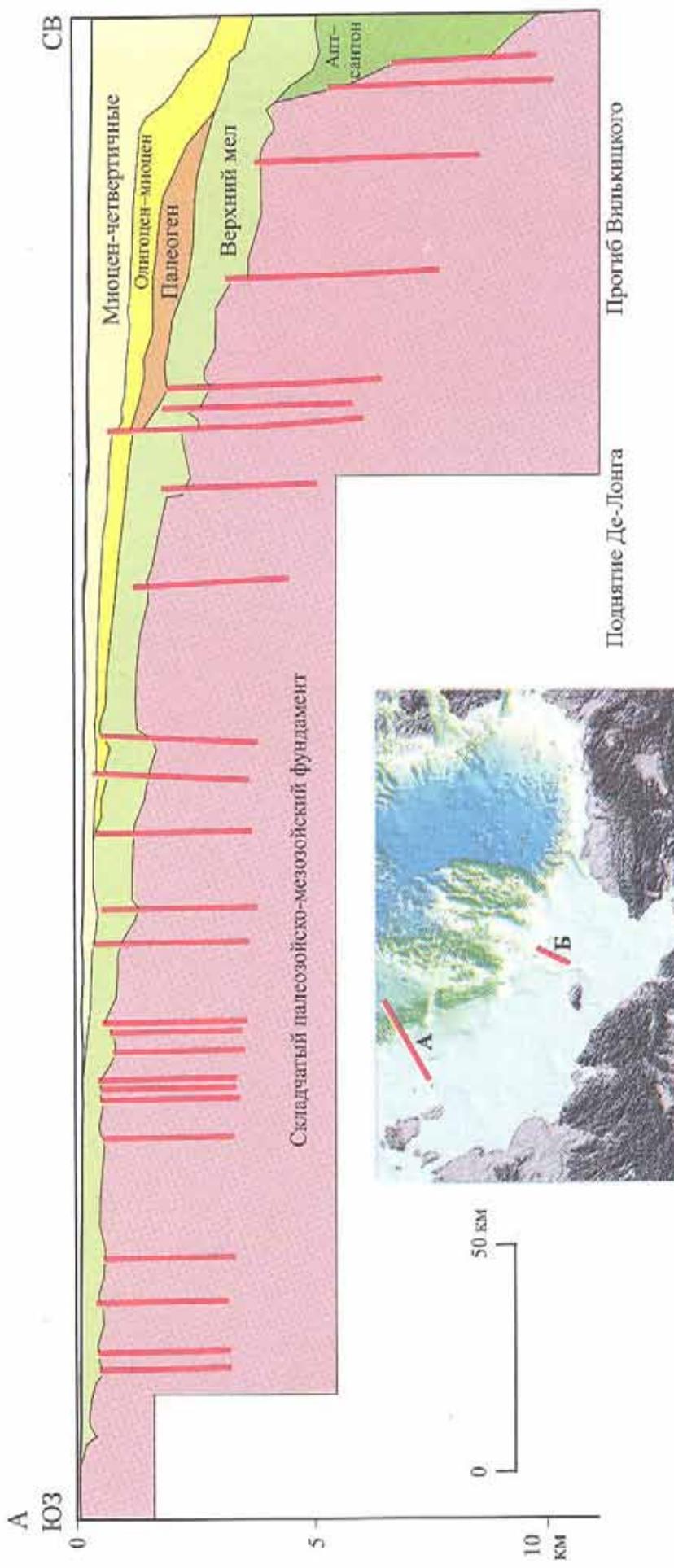
А



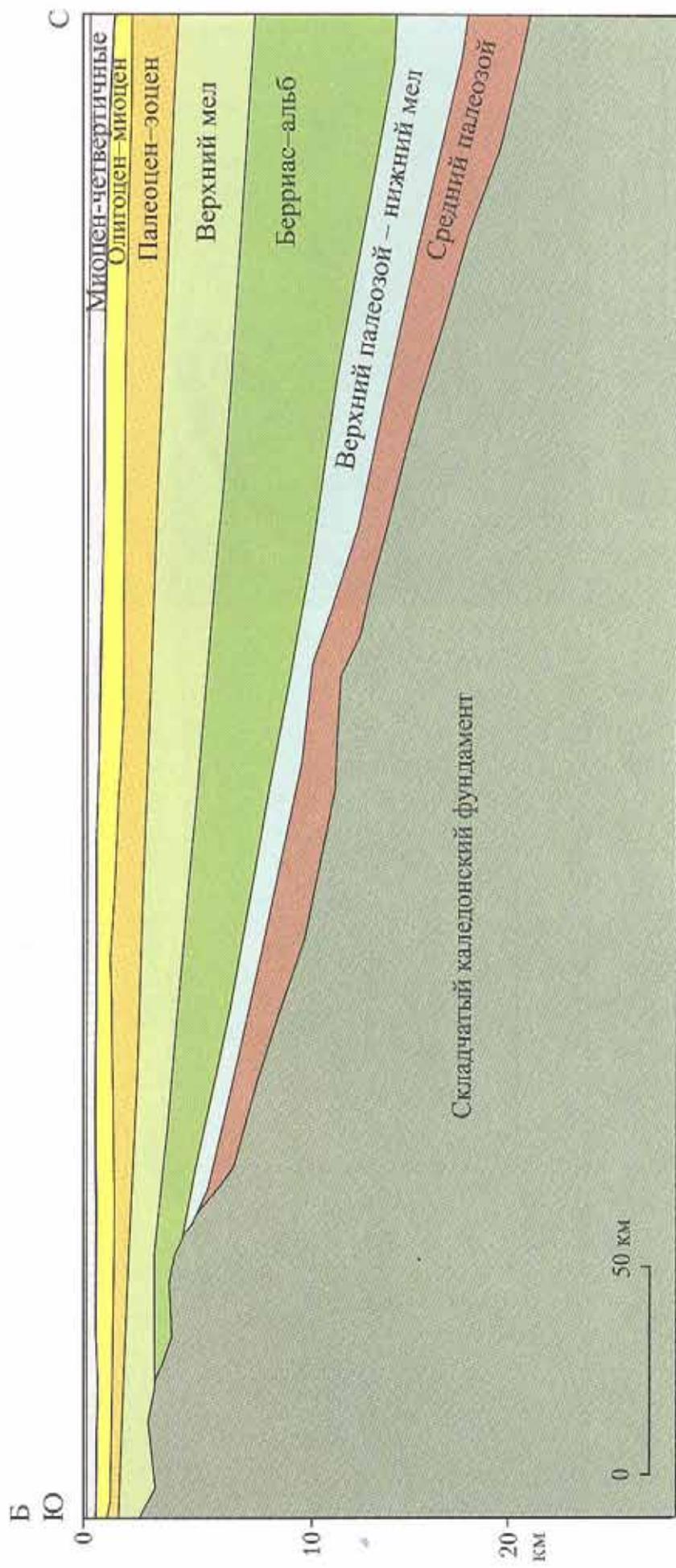
Б



Приложение 9.3. Разрезы через море Лаптевых (А и Б).
По: [Гусев и др., 2004]. На врезке – положение профилей



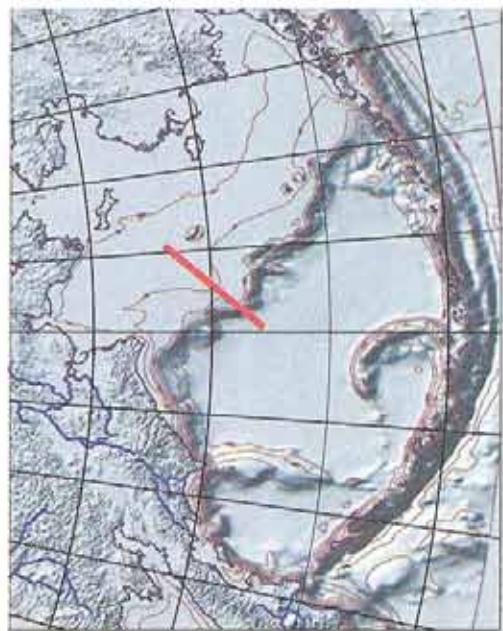
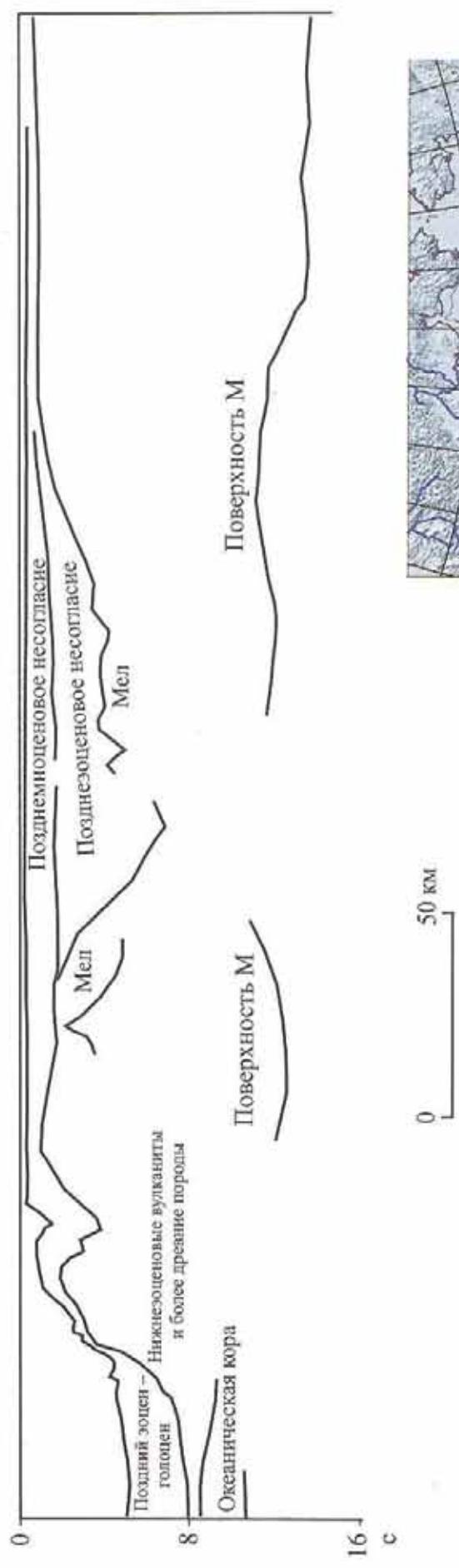
Приложение 9.4. Разрез через Восточно-Сибирское море (A).
По: [Sekretov, 2001]. На врезке – положение профилей А и Б в Чукотском море (см. Приложение 9.5)



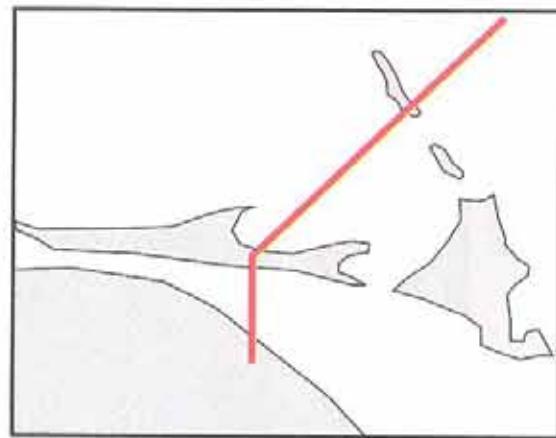
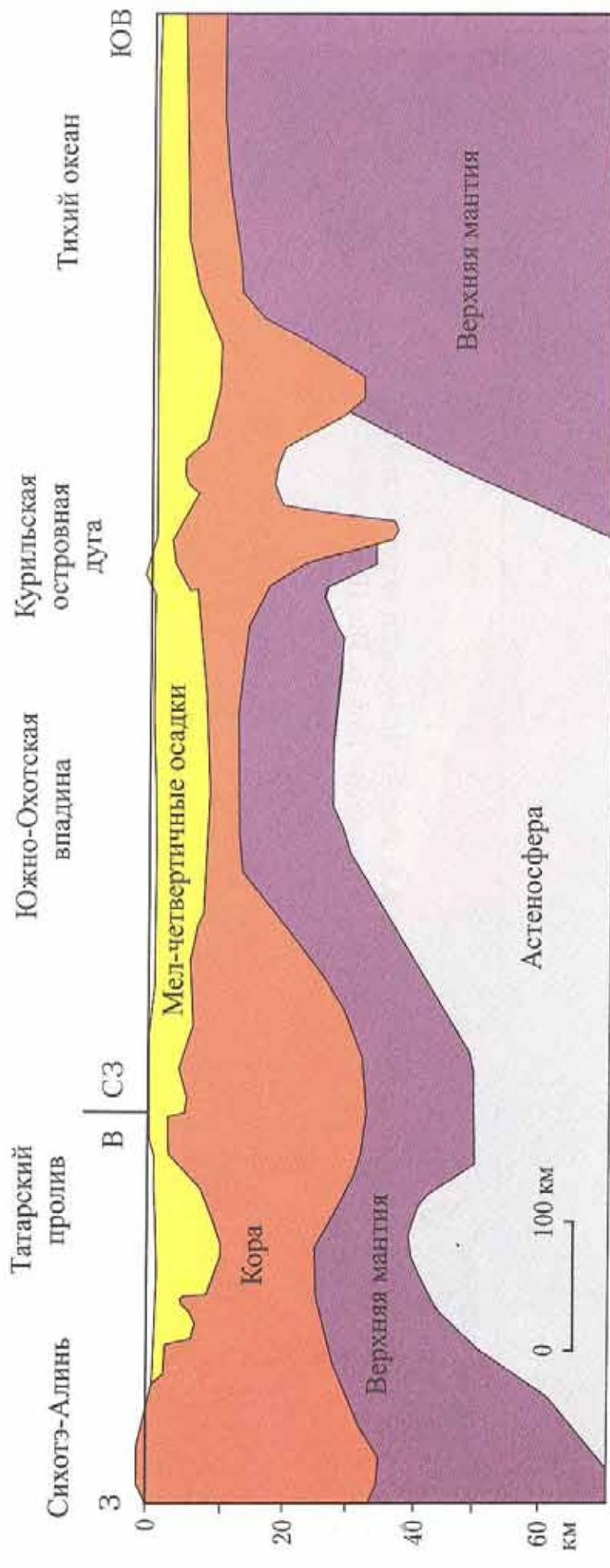
Приложение 9.5. Разрез через южный склон Северо-Чукотомского прогиба. По: [Виноградов и др., 2002].
Положение профиля Б см. на Приложении 9.4

СВ

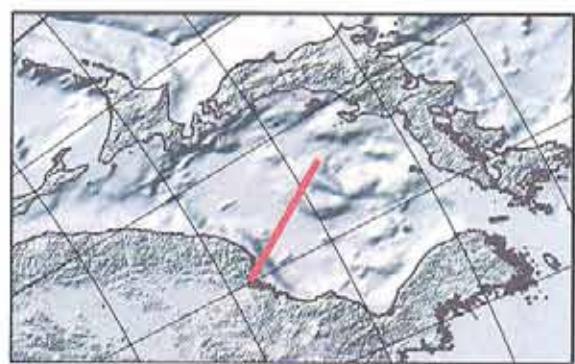
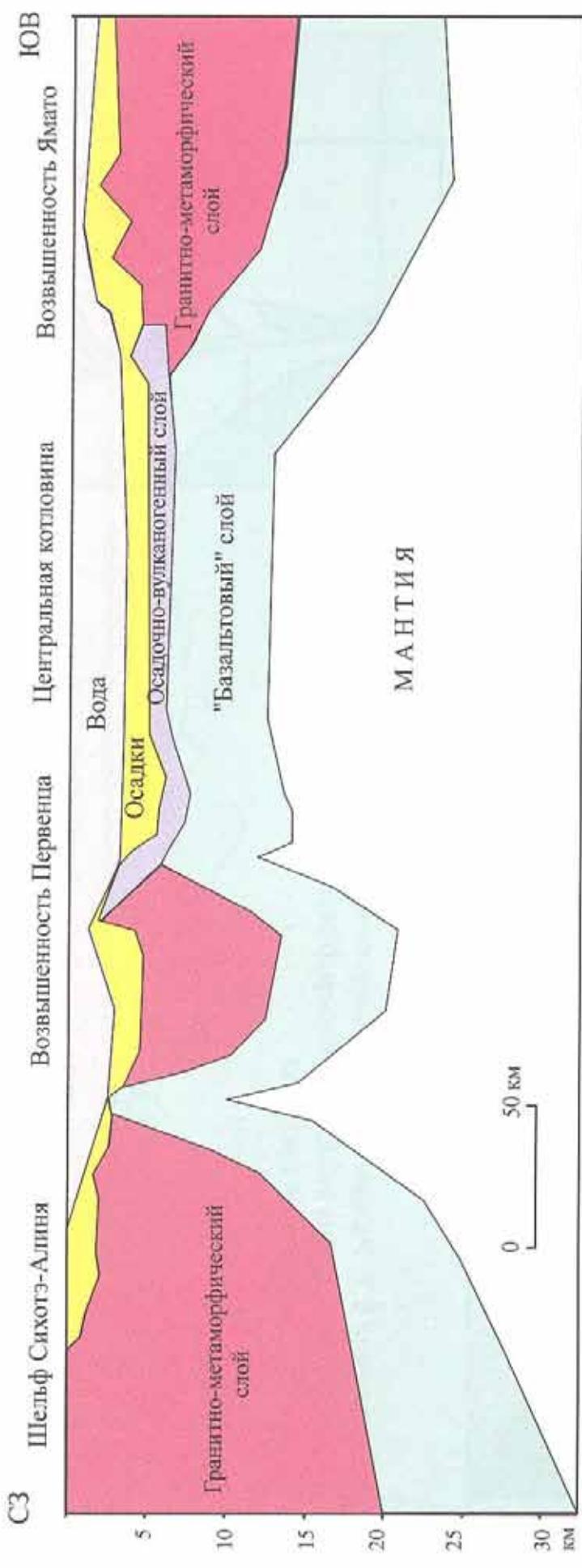
ЮЗ Алеутская котловина
Наваринская впадина



Приложение 9.6. Разрез через Берингово море.
По: [Tectonic..., 2002, упрощено].
На врезке – положение профиля



Приложение 9.7. Разрез по линии Сихотэ-Алинь – о-в Сахалин – Тихий океан. По: <http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/traverses/Okhotsk-Geotraverse/>.



Приложение 9.8. Разрез Японского моря по линии Владивосток – поднятие Ямато. По: [Геология и минеральные..., 2004, упрощено]

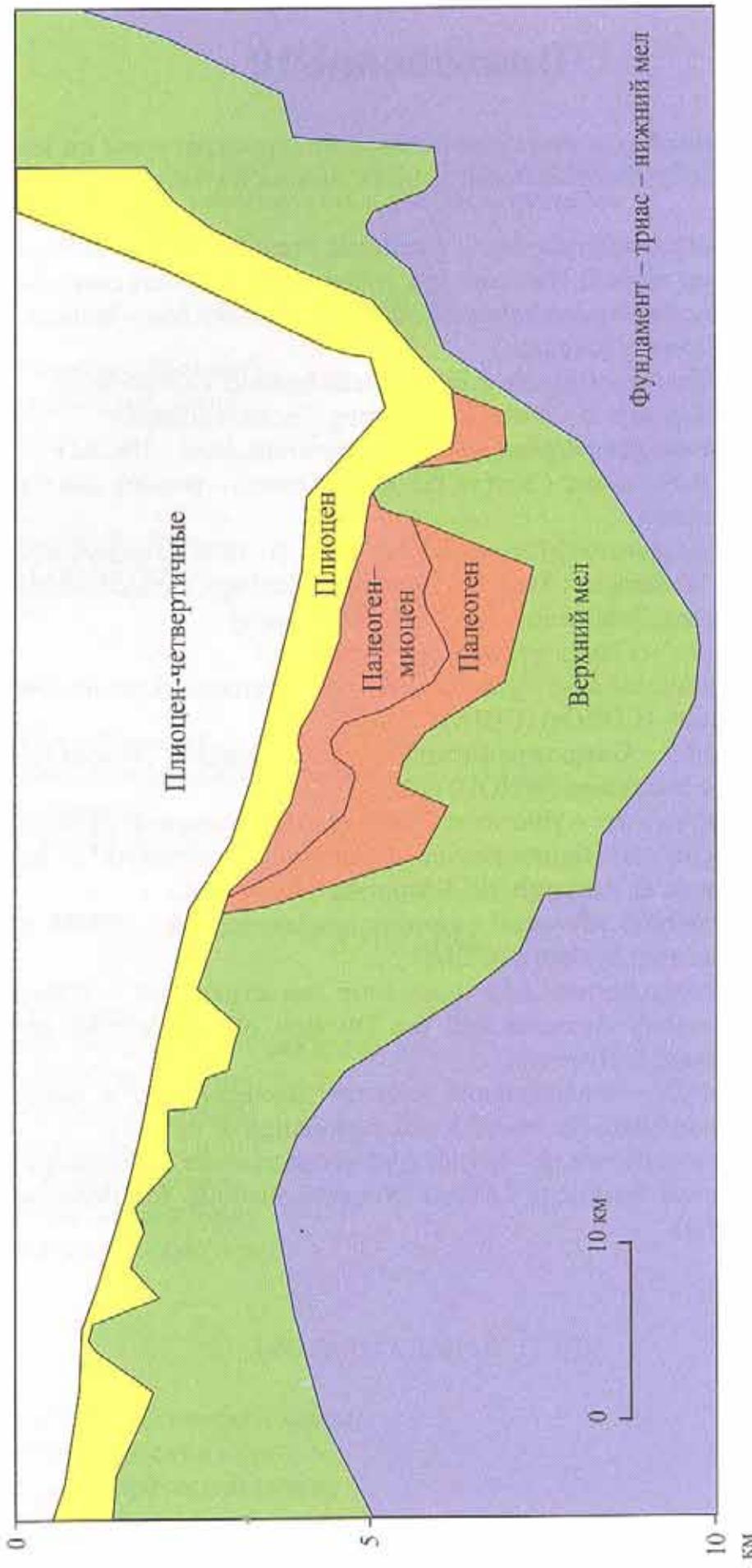
3

Сихогэ-Алинь

Татарский пролив

B

о-в Сахалин



Приложение 9.9. Разрез через Татарский пролив. По: <http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/traverses/Okhotsk-Geotraverse/>.
На врезке (см. Приложение 9.7) – положение профиля (широкий отрезок)

Приложение 10

Некоторые, наиболее информативные, интернетресурсы по морям и океанам, которые были использованы в учебном пособии

- <http://www.harcourt.com/dictionary/> – Academic Press Dictionary of Science and Technology Copyright © Harcourt, Inc. webmaster@harcourt.com (словарь)
- http://ttt.ssd.k12.wa.us/projects/science/bottom_top/glossary.htm – Bottom Topography Glossary (словарь)
- <http://www.ihe.nl/he/topics/glossary.htm>. – Delft Institute of Hydraulic Engineering. Glossary of Coastal Engineering Terms (словарь)
- <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/arctic.html> – IBCAO (International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean) – рельеф дна Северного Ледовитого океана
- <http://www.csc.noaa.gov/text/glossary.html> – Voigt, B. 1998. Glossary of Coastal Terminology. Washington State Department of Ecology, Coastal Monitoring & Analysis Program, Publication. No. 98–105 (словарь)
- <http://www.usgs.gov/> – Геологическая служба США
- <http://www.ldeo.columbia.edu/> – Ламонтская Обсерватория (Lamont-Doherty Earth Observatory (LDEO)) (США)
- <http://www.whoi.edu/> – Океанографический институт Вудхол (Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI)) (США)
- <http://www.ifm-geomar.de/> – Институт морских исследований (ФРГ, Киль)
- <http://www.noaa.gov/> – Национальное агентство по океанам и атмосфере (National Oceanic & Atmospheric Administration) (США)
- <http://quake.geo.berkeley.edu/cnss/> – каталог землетрясений – (CNSS (Council of the National Seismic System)) (США)
- <http://www.seismology.harvard.edu/> – каталог землетрясений – (Department of Earth and Planetary Sciences and the Division of Engineering and Applied Science at Harvard University)
- <http://www.ifremer.fr/> – Французский институт исследования и использования морей (French institute for research and exploitation of the sea),
- <http://www.awi-bremerhaven.de/> – Институт исследования полярных областей и морей Альфреда Вегенара (Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research (AWI))

Приложение 11

Список географических и геологических объектов, упомянутых в учебном пособии

БАНКИ

Лена (Атлантический океан)
Обь (Атлантический океан)

ВАЛЫ

Барроу (море Бофорта)
Зенкевича (Тихий океан)

ВОЗВЫШЕННОСТИ

Обручева (Тихий океан)
Сьерра-Леоне (Атлантический океан)
Хесса (Тихий океан)
Шатского (Тихий океан)

ВУЛКАНЫ

Алаид (Курильские о-ва)
Ключевская Сопка (Камчатский п-ов)
Мауна-Кеа (Гавайские о-ва)
Сарычева (Курильские о-ва)
Толбачик (Камчатский п-ов)
Фогу (о-ва Зеленого Мыса)
Шевелуч (Камчатский п-ов)
Шишалдина (Алеутские о-ва)

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПОЛЯ

Брокен Спур (Атлантический океан)
Логачев (Атлантический океан)
Снейк Пит (Атлантический океан)
ТАГ (Атлантический океан)

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ВПАДИНЫ И КОТЛОВИНЫ

Алеутская (Берингово море)
Амундсена (Северный Ледовитый океан)
Гамбия (Атлантический океан)
Гаттерас (Атлантический океан)
Дерюгина (Охотское море)
Зеленого Мыса (Атлантический океан)
Канадская (Северный Ледовитый океан)
Канарская (Атлантический океан)
Командорская (Берингово море)
Маркова (Атлантический океан)
Нансена (Северный Ледовитый океан)
Нортуйнд (Северный Ледовитый океан)
Подводников (Северный Ледовитый океан)
Северо-Западная (Тихий океан)
Стефанссона (Северный Ледовитый океан)
ТИНРО (Охотское море)
Хонсю (Японское море)
Центральная (Японское море)
Цусимская (Японское море)
Южно-Охотская (Охотское море)

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ЖЕЛОБА

Алеутский (Тихий океан)
Витязь (Тихий океан)
Западно-Меланезийский (Тихий океан)
Идзу-Бонинский (Тихий океан)
Лазарева (Индийский океан)
Курило-Камчатский (Тихий океан)
Марианский (Тихий океан)
Пуэрто-Рико (Атлантический океан)
Яванский (Тихий океан)

ЗАЛИВЫ

Аденский
Анадырский
Анива
Байдарапская губа
Бристольский
Восточно-Корейский
Гижигинский
Калифорнийский
Коцебу
Обская губа

Пенжинский
Петра Великого
Сахалинский
Тазовская губа
Тауйская губа
Терпения
Удская губа
Ульбанский
Фаддея
Хатангский
Чаунская губа
Шелихова

МЕСТОРОЖДЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ

Бованенковское (п-ов Ямал)
Ледовое (Баренцево море)
Ленинградское (Карское море)
Лудловское (Баренцево море)
Мурманское (Баренцево море)
Прадо-Бей (море Бофорта)
Русановское (Карское море)
Северо-Кильдинское (Баренцево море)
Харасавейское (п-ов Ямал)
Штокмановское (Баренцево море)

МОРЯ

Азовское
Балтийское
Баренцево
Белое
Берингово
Бофорта
Восточно-Китайское
Восточно-Сибирское
Карибское
Карское
Красное
Каспийское
Лаптевых
Норвежское
Охотское
Печорское
Северное
Филиппинское

Черное
Чукотское
Японское

МЫСЫ

Арктический (север о-ва Комсомолец, архипелаг Северная Земля)
Барроу (море Бофорта)
Белый Нос (Пай-Хой)
Желания (Новая Земля)
Кользат (восток о-ва Грэм-Белл)
Кусов Нос (Баренцево море)
Лаура (Баренцево море)
Наварин (Берингово море)
Нордкап (Баренцево море)
Поворотный (Японское море)
Прончищева (п-ов Таймыр)
Рогатый (Баренцево море)
Святой Нос (море Лаптевых)
Серкапп (Баренцево море)
Шелагского (Чукотское море)

ОКЕАНЫ

Атлантический
Индийский
Северный Ледовитый
Тихий

ОСТРОВА И АРХИПЕЛАГИ

Азорские (Атлантический океан)
Айон (Восточно-Сибирское море)
Алеутские (Берингово море)
Анжу (Восточно-Сибирское море)
Арктического института (Карское море)
Атласова (Охотское море)
Барбадос (Атлантический океан)
Белый (Карское море)
Бельковский (море Лаптевых)
Беннетта (Восточно-Сибирское море)
Ближние (Берингово море)
Большевик (Карское море)
Большой Бегичев (Карское море)
Буве (Атлантический океан)
Булдырь (Берингово море)
Вайгач (Баренцево море)

Визе (Карское море)
Вилькицкого (Восточно-Сибирское море)
Вознесения (Атлантический океан)
Врангеля (Чукотское море)
Галапагосские (Тихий океан)
Генриетты (Восточно-Сибирское море)
Геральд (Чукотское море)
Гренландия (Атлантический океан)
Грэм Бэлл (Баренцево море)
Де-Лонга (Восточно-Сибирское море)
Длинный (Карское море)
Ева-Лив (Баренцево море)
Жаннетты (Восточно-Сибирское море)
Жохова (Восточно-Сибирское море)
Земля Александры (Баренцево море)
Земля Франца-Иосифа (Баренцево море)
Завьялова (Охотское море)
Известий ЦИК (Карское море)
Ионы (Охотское море)
Ирландия (Атлантический океан)
Исландия (Атлантический океан)
Канарские (Атлантический океан)
Карагинский (Берингово море)
Кирова (Карское море)
Колючен (Восточно-Сибирское море)
Командорские (Берингово море)
Комсомолец (Карское море)
Котельный (Восточно-Сибирское море)
Крестовский (Восточно-Сибирское море)
Крыси (Берингово море)
Курильские (Тихий океан)
Кыска (Алеутские острова)
Кюсю (Тихий океан)
Леонтьева (Восточно-Сибирское море)
Ляховские (Восточно-Сибирское море)
Малый Бегичев (море Лаптевых)
Матуа (Курильские о-ва)
Медвежий (Баренцево море)
Медвежьи (Восточно-Сибирское море)
Монерон (Японское море)
Новая Земля (Баренцево – Карское моря)
Новая Сибирь (Восточно-Сибирское море)
Новосибирские (Восточно-Сибирское море)
Норденшельда (Карское море)
Нунивак (Берингово море)
Ньюфаундленд (Атлантический океан)
Октябрьской Революции (Карское море)

Островов Зеленого Мыса (Атлантический океан)
Пионер (Карское море)
Песчаный (море Лаптевых)
Преображения (море Лаптевых)
Прибылова (Берингово море)
Пушкарева (Восточно-Сибирское море)
Расторгуева (в 2005 г. переименован в о-в Колчака) (Карское море)
Реюньон (Индийский океан)
Роутан (Восточно-Сибирское море)
Рудольфа (Баренцево море)
Садо (Японское море)
Сахалин (Охотское море)
Св. Елены (Атлантический океан)
Свердруп (Карское море)
Св. Матвея (Берингово море)
Св. Лаврентия (Берингово море)
Святого Петра и Павла, скалы (Атлантический океан)
Северная Земля (Карское – Восточно-Сибирское моря)
Седова (Карское море)
Сикоку (Тихий океан)
Спафарьева (Охотское море)
Столбовой (море Лаптевых)
Такасима (Японское море)
Уединения (Карское море)
Уллындо (Японское море)
Умнак (Алеутские о-ва)
Ушакова (Карское море)
Фаддеевский (Восточно-Сибирское море)
Хонсю (Японское море)
Хэйса (Баренцево море)
Цусима (Японское море)
Четырехстолбовой (Восточно-Сибирское море)
Шалаурова (Восточно-Сибирское море)
Шантарские (Охотское море)
Шмидта (Карское море)
Шпицберген (Баренцево море)
Японские (Японское – Филиппинское моря, Тихий океан)

ПОДВОДНЫЕ ПЛАТО

Гвинейское (Атлантический океан)
Кергелен (Индийский океан)

ПОДВОДНЫЕ ГОРЫ И ИХ ГРУППЫ

Афанасия Никитина (Индийский океан)
Батиметристов (Атлантический океан)

Богорова (Японское море)
Гагарина (Тихий океан)
Гобэсс (Японское море)
Императорские (Тихий океан)
Исакова (Тихий океан)
Леонова (Атлантический океан)
Магеллановы (Тихий океан)
Макарова (Тихий океан)
Меннера (Атлантический океан)
Надир (Атлантический океан)
Новая Англия (Атлантический океан)
Пейве (Атлантический океан)
Савельева (Атлантический океан)
Титова (Тихий океан)
Уллындо (Японское море)
Ферсмана (Атлантический океан)

ПОДНЯТИЯ

Альфа (Карибское море)
Менделеева (Северный Ледовитый океан)
Нортунд (Северный Ледовитый океан)
Обручева (Тихий океан)
Сьерра-Леоне (Атлантический океан)
Хесса (Тихий океан)
Чукотское (Северный Ледовитый океан)
Шатского (Тихий океан)

ПОЛУОСТРОВА

Аляска (Берингово море)
Аравийский (Индийский океан)
Варангер (Баренцево море)
Говена (Берингово море)
Гыданский (Карское море)
Ильпинский (Берингово море)
Камчатка (Берингово – Охотское моря)
Камчатский мыс (Берингово море)
Канин Нос (Баренцево море)
Кольский (Баренцево море)
Корея (Японское море)
Кроноцкий (Берингово море)
Наварин (Берингово море)
Озерной (Берингово море)
Олюторский (Берингово море)

Пьягина (Охотское море)
Рыбачий (Баренцево море)
Сьюард (Берингово море)
Тайгонос (Охотское море)
Таймыр (Карское море)
Утхолокский (Охотское море)
Чукотский (Берингово море)
Шипунский (Тихий океан)
Шмидта (Охотское море)
Ямал (Карское море)

ПРОЛИВЫ

Австрийский
Берингов
Британский канал
Дмитрия Лаптева
Карские Ворота
Кембридж
Корейский
Красной Армии
Лаперуза
Литке
Лонга
Маточкин Шар
Невельского
Сангарский
Санникова
Татарский
Шокальского
Этирикан
Югорский Шар

РАЗЛОМЫ В ОКЕАНЕ

Архангельского (Атлантический океан)
Атлантис (Атлантический океан)
Атлантис II (Индийский океан)
Богданова (Атлантический океан)
Боде Верде (Атлантический океан)
Буве (Атлантический океан)
Вернадского (Атлантический океан)
Вима (Атлантический океан)
Витязь (Индийский океан)
Долдрамс (Атлантический океан)

Зеленого Мыса (Атлантический океан)
Кейн (Атлантический океан)
Кларион (Тихий океан)
Клиппертон (Тихий океан)
Конрад (Атлантический океан)
Курчатова (Атлантический океан)
Марафон (Атлантический океан)
Меркурий (Атлантический океан)
Обь (Индийский океан)
Оуэн (Индийский океан)
Ошeanографер (Атлантический океан)
Петрова (Атлантический океан)
Романш (Атлантический океан)
Сан-Андреас (Тихий океан)
Сан-Паулу (Атлантический океан)
Страхова (Атлантический океан)
Томайо (Тихий океан)
Хейса (Атлантический океан)
Чарли Гиббс (Атлантический океан)
Чейн (Атлантический океан)

РЕКИ

Алдан
Амазонка
Амур
Анадырь
Ануй
Большая Уссурка
Енисей
Индигирка
Колыма
Лена
Маккензи
Нигер
Обь
Оленек
Оранжевая
Ориноко
Партизанская
Пенжина
Печора
Пясина
Северная Двина
Уссури
Хатанг
Яна

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ РОССИИ И ИХ ОБРАМЛЕНИЯ

Адмиралтейский вал (Баренцево море)
Академии наук, поднятие (Охотское море)
Алазейско-Олойская складчатая система
Алдано-Становой щит
Алькатваамская зона
Анадырская впадина
Арсеньевская зона

Байдарацкий прогиб (Карское море)
Балахнинский вал
Балтийский щит
Бауэрса, хребет (Берингово море)
Большеземельский свод

Варангерский грабен (Баренцево море)
Варандей-Адзьвинская зона
Ватынский надвиг
Верхояно-Чукотская складчатая система
Верхоянский антиклиниорий
Вилькицкого, прогиб (Восточно-Сибирское море)
Воронина, трог (Карское море)
Восточно-Баренцевский трог (Баренцево море)
Восточно-Европейская платформа
Восточно-Камчатский вулканический пояс
Восточно-Кольская моноклиналь (Баренцево море)
Восточно-Корейское, поднятие (Японское море)
Восточно-Сихотэ-Алинская зона
Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс

Гижигинский осадочный бассейн (Охотское море)

Де-Лонга, массив (Восточно-Сибирское море)

Енисей-Хатангский прогиб

Западно-Камчатский вулканический пояс
Западно-Камчатский прогиб
Западно-Сахалинский прогиб
Западно-Сибирская плита
Западно-Сихотэ-Алинская зона
Зеленых туфов, зона

Идоннаппу, шов
Ижма-Печорская впадина
Института океанологии, поднятие (Охотское море)

Камуикотан, зона
Кировское поднятие (Карское море)
Кита-Оки, банка (Японское море)
Колвилл, прогиб
Колпаковский прогиб
Корейский щит
Коротаихинская впадина
Коцебу, порог (Чукотское море)
Криштофовича, поднятие (Японское море)
Кропоткинский вал (Карское море)
Куларское поднятие

Ленинградско-Русановский вал (Карское море)
Литке, прогиб (Берингово море)
Лудловская седловина (Баренцево море)

Майницкая зона
Макарова, трог (Охотское море)
Малоземельско-Колгуевская моноклиналь
Малохетский вал
Медвежинское поднятие (Баренцево море)
Мезенская синеклиза
Мерейская зона
Мессояхский порог
Могами, трог (Японское море)
Момско-Селеняхский прогиб
Мурманский блок

Немуро, зона
Новоземельский трог
Нордкапский грабен (Баренцево море)

Обручевский вал (Карское море)
Окусири, хребет (Японское море)
Оленекская складчатая зона
Ольджойский (Полоусненский) синклиниорий
Олюторская зона
Омоловский синклиниорий
Омолонский массив
Охотский массив
Охотско-Чукотский вулканический пояс
Оshima, зона

Персея, поднятие (Баренцево море)
Печоро-Колвинский авлакоген
Полоусненский синклиниорий
Предверхоянский прогиб

Предуральский прогиб
Прибрежная зона
Привайгачский прогиб (Баренцево море)

Рассохинский вал
Русановский свод (Карское море)
Русская плита

Садко, трог (море Лаптевых)
Садо, хребет (Японское море)
Сангун, зона
Свальбардская плита (Баренцево море)
Св.Анны, трог (Баренцево море)
Северо-Карский прогиб (Карское море)
Северо-Чукотоморский прогиб
Сибирская платформа
Сибирский порог (Карское море)
Сихотэ-Алинская складчатая область
Сусунайская зона

Такуе, банка (Японское море)
Тамба-Мино, зона
Татарский прогиб (Японское море)
Тимано-Печорской (Печорской) плиты
Токоро, зона
Тюшевский прогиб

Укелаятская, зона
Усть-Енисейская впадина

Ханкайский массив
Ханна, банка (Чукотское море)
Ханна, трог (Чукотское море)
Хараулахская зона
Хида, зона
Хидака, зона
Хорейверская впадина

Центрально-Камчатский грабен
Центрально-Кольская зона
Центрально-Охотское поднятие (Охотское море)

Чукотский бордерленд (Чукотское море)
Чукотский массив

Шелиховский грабен (Охотское море)
Ширшова, хребет (Берингово море)
Шмидтовское подводное поднятие (Охотское море)

Эконайская, зона

Южно-Ануйская складчатая зона

Южно-Охотское поднятие (Охотское море)

Южно-Чукотоморский прогиб (Чукотское море)

Ямато, поднятие (Японское море)

ХРЕБТЫ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Американо-Антарктический (Атлантический океан)

Африкано-Антарктический (Индийский океан)

Восточно-Тихоокеанское поднятие (Тихий океан)

Гаккеля (Северный Ледовитый океан)

Галапагосский (Тихий океан)

Китовый (Атлантический океан)

Книповича (Атлантический океан)

Ломоносова (Северный Ледовитый океан)

Менделеева (Северный Ледовитый океан)

Срединно-Атлантический (Атлантический океан)

Хуан-де-Фука (Тихий океан)

Чилийский (Тихий океан)

ХРЕБТЫ НА СУШЕ

Брукс (п-ов Аляска)

Бырранга (п-ов Таймыр)

Валагинский (п-ов Камчатка)

Ганальский (п-ов Камчатка)

Джугджур (Приохотский регион)

Колымский (Приохотский регион)

Кумроч (п-ов Камчатка)

Пай-Хой (Баренцевоморский регион)

Сихотэ-Алинь (западное обрамление Японского моря)

Срединный (п-ов Камчатка)

Тиманский кряж (Баренцевоморский регион)

Тумрок (п-ов Камчатка)

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Часть первая. Строение дна Мирового океана	6
Глава 1. Основные черты строения Мирового океана	6
Глава 2. Краткий исторический очерк геолого-геофизических открытий в Мировом океане и становление основных геодинамических представлений	11
История изучения океана с середины XIX в. до 70-х годов XX в.	11
Возникновение теории конвекции и спрединга	17
Открытие полосовых магнитных аномалий	18
Открытие трансформных разломов	19
Становление теории тектоники плит	20
Глава 3. Вклад отечественных ученых в изучение дна Мирового океана. Проект ГЕБКО и географические названия	23
Глава 4. Современные средства и оборудование для изучения дна Мирового океана	27
Мировой научный флот	27
Эхолотный промер: история, типы эхолотов	27
Сейсмические методы в океане	31
Подводные исследовательские комплексы (роботы) и сонары бокового обзора	32
Опробование пород дна: трубки, драги и т.д.	33
Бурение в акваториях	34
Пилотируемые подводные аппараты (ППА)	38
Морские магнитные и гравиметрические исследования	39
Навигация	39
Спутниковая альtimетрия и предсказанная топография	41
Принципы современной съемки океанского дна	41
Геолого-геофизический мониторинг океана	42
Глава 5. Срединно-океанические хребты. Рифты. Активные части трансформных разломов	43
Срединно-океанические хребты	43
Точки тройного сочленения	50
Глава 6. Трансформные разломы и их соотношение с осевыми частями хребтов	53

Разломы типа хребет–хребет	53
Область стыка рифт–разлом	58
Глава 7. Океанические (или глубоководные) котловины.	
Пассивные части трансформных разломов.	
Внутриплитные деформации	62
Глава 8. Вулканические сооружения Мирового океана.	
Основные элементы строения. Горячие точки	70
Глава 9. Полезные ископаемые Мирового океана	85
Полезные ископаемые активных и пассивных переходных зон	85
Полезные ископаемые и рудопроявления ложа Мирового океана ...	87
Часть вторая. Строение окраинных морей России	94
Глава 10. Геологическое строение шельфа Северного Ледовитого океана – пример зон перехода пассивного типа	94
Баренцево море и его обрамление	97
Физико-географический очерк	97
Основные черты геологического строения	99
Кольский полуостров	99
Архипелаг Шпицберген	100
Архипелаг Земля Франца-Иосифа	101
Архипелаг Новая Земля и хребет Пай-Хой	102
Печорская впадина	103
Баренцевоморская (Свальбардская) плита	103
Карское море и его обрамление	104
Физико-географический очерк	105
Основные черты геологического строения	105
Архипелаг Северная Земля	105
Полуостров Таймыр	106
Енисей-Хатангский прогиб	108
Карское море	108
Море Лаптевых и его обрамление	109
Физико-географический очерк	110
Основные черты геологического строения	111
Острова моря Лаптевых	111
Побережье моря Лаптевых	111
Море Лаптевых	112
Восточно-Сибирское и Чукотское моря и их обрамления	113
Физико-географический очерк	113
Основные черты геологического строения	116
Американское побережье Чукотского моря	116
Азиатское побережье Восточно-Сибирского и Чукотского морей	121
Медвежьи острова, острова Айон и Роутан	122
Архипелаг Новосибирские острова	122
Остров Врангеля	123
Восточно-Сибирское и Чукотское моря	124

Глава 11. Геологическое строение дальневосточных морей России – пример зон перехода активного типа	126
Берингово море и его обрамление	129
Физико-географический очерк	131
Основные черты геологического строения	131
Охотско-Чукотский вулканоплатонический пояс	133
Север Корякского нагорья	134
Анадырская впадина	136
Юг Корякского нагорья	136
Север и северо-восток Охотского моря	137
Полуостров Камчатка	138
Остров Карагинский	143
Берингово море	145
Охотское море и его обрамление	145
Физико-географический очерк	147
Основные черты геологического строения	148
Японское море и его обрамление	149
Физико-географический очерк	149
Основные черты геологического строения	149
Хоккайдо-Сахалинская область	149
Сихотэ-Алинь	152
Остров Хонсю	155
Японское море	155
ПРИЛОЖЕНИЯ	159
Приложение 1. Учебники по морской геологии	159
Приложение 2. Словари и справочники по морской геологии	159
Приложение 3. Список дополнительных источников информации и основной использованной литературы	160
Приложение 4. Список геолого-геофизических атласов и карт	162
Приложение 5. Перевод некоторых неметрических мер в метрические	163
Приложение 6. Основные данные об океанах	163
Приложение 7. Основные данные о морях России	164
Приложение 8. Основные характеристики сейсмических методов	164
Приложение 9. Профили через моря России	165
Приложение 10. Некоторые, наиболее информативные, интернетресурсы по морям и океанам, которые были использованы в учебном пособии	174
Приложение 11. Список географических и геологических объектов, упомянутых в учебном пособии	175

Научное издание

Александр Олегович Мазарович

**Строение дна Мирового океана
и окраинных морей России:
Учебное пособие**

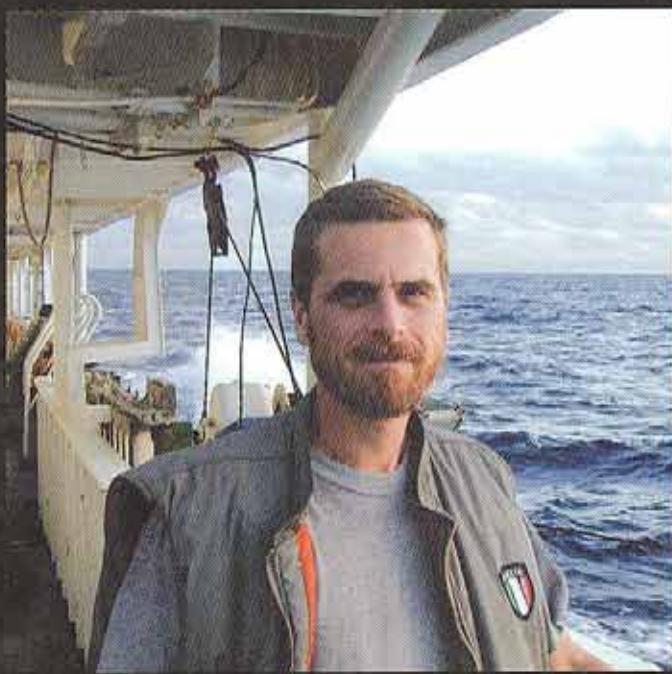
Утверждено к печати
Редколлегией Геологического института РАН

Редактор *И.М. Ерофеева*
Макет *Н.П. Кураленко*

Подписано к печати 24.12.2005
Формат 70x100 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Petersburg. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 16,0
Тираж 300 экз.
Тип. ВТИИ. Москва. Зак. № 858

Издательство ПК ГЕОС
Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000 г.
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (095) 152-19-14, тел. 230-80-92
E-mail: geos@ginras.ru
<http://www.sciencebook.ru>

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ООО «Чебоксарская типография № 1»
428019, г. Чебоксары, пр. И. Яковleva, 15



Мазарович Александр Олегович – заведующий Лабораторией геоморфологии и тектоники дна океанов ГИН РАН, профессор МГУ, доктор геолого-минералогических наук. Закончил в 1976 г. кафедру Исторической и региональной геологии Геологического факультета МГУ. Принимал участие в экспедициях и геологических экскурсиях в Центральном Казахстане, на Тянь-Шане и Урале, на Сихотэ-Алине и в Итальянских Альпах, на Сахалине и в Корякском нагорье, на Камчатке и на островах Зеленого Мыса, а также в ряде морских экспедиций в Центральной и Южной Атлантике

