

УРОВЕНЬ, БЕРЕГА И ДНО ОКЕАНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ВОДНЫХ ПРОБЛЕМ

551, 4

УРОВЕНЬ, БЕРЕГА И ДНО ОКЕАНА

2569



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1978



УРОВЕНЬ, БЕРЕГА И ДНО ОКЕАНА. М. «Наука», 1978.

В книге рассматриваются изменения уровня Мирового океана в настоящее время и в геологическом прошлом. Приводятся морфометрические характеристики и проведен структурно-геоморфологический анализ побережий и дна Мирового океана. Отмечены существенные различия в характере проявления и интенсивности тектонических движений земной коры, свойственных тем или иным крупным морфоструктурам.

На основе материалов глубоководного бурения предлагается прогноз вертикальных движений земной коры в пределах дна Мирового океана. Дается оценка изменений объема океанических впадин. Табл. 25, ил. 69, библи. 271 назв.

Коллектив авторов:

Р. К. КЛИГЕ, О. К. ЛЕОНТЬЕВ, С. А. ЛУКЬЯНОВА,

Л. Г. НИКИФОРОВ, В. А. ШЛЕЙНИКОВ

Ответственные редакторы:

Н. В. СОМОВ, О. К. ЛЕОНТЬЕВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Монография «Уровень, берега и дно океана» является результатом совместных научных исследований Института водных проблем АН СССР и Географического факультета Московского Государственного Университета им. М. В. Ломоносова, которые проводились под руководством члена-корреспондента АН СССР Г. П. Калинина и профессора О. К. Леонтьева в течение 1972—1975 гг.

Г. П. Калинин предполагал создать теорию развития глобального водообмена, одним из важных звеньев которой являлось взаимодействие вод суши и океана.

При исследовании глобального водообмена весьма важным обстоятельством было выяснение изменения объема вод Мирового океана во времени. За сравнительно короткие отрезки времени (сотни и даже тысячи лет) показателем изменения водной массы океана может служить его уровень, который быстро реагирует на изменения условий водообмена на поверхности Земли, но за более длительные промежутки времени (сотни тысяч и миллионы лет) в изменении уровня океана уже весьма ощутимы влияния геолого-тектонических факторов.

В связи с этим возникает необходимость исследования тектонической подвижности берегов и дна океана, которые непосредственно влияют на емкость океанических впадин и тем самым могут вызывать значительные изменения морского уровня и площади океанов, что в свою очередь влияет на глобальный водообмен.

Классификация морских берегов и составленная на ее основе мировая карта типов морских берегов были взяты за основу при анализе вертикальных движений берегов Мирового океана. Одновременно по неотектонической карте выявлялись закономерности приуроченности тех или иных типов морских берегов к определенным неотектоническим условиям. Большое внимание было уделено также выявлению гляциоизостатического фактора на характер и степень подвижности (знак и скорость вертикальных движений) берегов Мира. Обращалось также особое внимание на такой ранее слабо учитываемый фактор как уплотнение осадков, слагающих берег. В результате выяснилось, что наибольшие скорости относительных вер-

тикальных движений характеризуют побережья, подверженные воздействию гляциоизостатического фактора (значительные поднятия или погружения), и побережья, формирующиеся преимущественно как аккумулятивные, сложенные подверженными уплотнению рыхлыми осадками (значительные погружения). Собственно тектонические движения даже в областях тектонически активных (геосинклинальные, орогенические и рифтогенальные зоны) по своим скоростям значительно уступают вертикальным движениям земной поверхности, обусловленным гляциоизостазией и уплотнением осадочной толщи.

Сравнительное изучение вертикальных движений на берегах, развивающихся в различных условиях, показывает, что наиболее стабильны участки берегов платформ, не подверженных гляциоизостазии, уплотнению осадков и новейшей тектонической активизации. Следовательно, изменения уровня Мирового океана наиболее надежно будут фиксироваться футштоками, установленными именно на таких берегах. В общем, исследования, проведенные нами в этом направлении, позволили составить карту подвижности берегов Мирового океана. На этой карте дается шесть градаций скоростей относительных вертикальных движений берегов: поднятия менее 1 мм, от 1 до 5 мм, более 5 мм и в таких же градациях — опускания.

Была сделана также попытка вывести расчетные коэффициенты тектонической подвижности побережий на основе учета мощности осадочного чехла (для погружающихся областей) и гипсометрических отметок земной поверхности (для областей поднятия), а также времени, когда сформировалась поверхность фундамента (в первом случае) или истекшего с начала поднятия (во втором).

Картографическим обобщением результатов структурно-геоморфологического анализа дна Мирового океана явилась составленная в равноплощадной проекции В. О. Муревскиса карта, масштаб 1 : 20 000 000.

В работе подчеркиваются существенные различия в характере и интенсивности тектонических движений земной коры, свойственных тем или иным крупным морфоструктурам и, в частности, приводится ряд данных, свидетельствующих о длительных и крупномасштабных отрицательных движениях ложа океана — крупнейшей планетарной морфоструктуры Земли.

Одна из задач выполненных исследований заключалась в получении представлений об изменениях объема океанических впадин за последний (кайнозойский) крупный геологический этап его развития. При осуществлении этой задачи наряду с ранее выполненными разработками использовались также материалы глубоководного морского бурения, полученные в результате исследований на корабле «Гломар-Челленджер».

Исследования возможного масштаба изменений объема океанических впадин в результате вертикальных движений их

дна показали, что средняя глубина мезозойского океана могла быть меньше примерно на 1 км по сравнению со средней глубиной современного океана.

В отдельных районах справедливость принятого допущения могла быть подтверждена данными глубоководного бурения (положение древнего уровня карбонатной компенсации относительно современной глубины океана; обнаружение явно мелководных отложений на больших глубинах и наоборот, глубоководных осадков на мелководье), материалами о глубине залегания оснований атоллов и о глубинах над вершинами гайотов, о мощности осадочного слоя и другие. В результате была получена карта, изображающая масштабы опусканий и поднятий океанического дна за кайнозой. Это в свою очередь позволило построить батиграфическую кривую позднемезозойского океана, определить объем океанских впадин и объем воды в океане в позднем мезозое и дать общую оценку происшедших в кайнозойское время изменений.

Исследования колебаний объема океанических вод в четвертичное время показали, что они сравнительно кратковременны. При этом колебания отражают преимущественно фазовые переходы воды в лед и обратно и вследствие малой продолжительности антропогена лишь сравнительно в малой степени зависят от изменений объема океанических впадин и необратимого нарастания количества воды в гидросфере за счет дегазации материала, слагающего мантию Земли. Когда же мы рассматриваем изменения объема воды в океане и вместимость океанических впадин за весь кайнозой, то здесь видно влияние тектонических процессов и более заметно может сказываться поступление воды из мантии.

Проведенный анализ убедительно показывает, что дно океана преимущественно прогибается и величина этого прогибания за кайнозой близка к 1 км. Области с отрицательными вертикальными движениями земной поверхности распространены гораздо больше, чем области поднятия. Особенно это относится к океану, где даже многие крупнейшие положительные формы рельефа, как оказалось, погружаются.

Одновременно рассмотрение возможного развития гидросферы на основе дегазационной теории и признания периодичности позволило наметить определенную направленность этого процесса и реконструировать уровень океана за последние 600 млн. лет.

В сравнительно недавнем геологическом прошлом (20—25 тыс. лет назад) изменения климатических условий на поверхности Земли повлекли крупные изменения глобального водообмена, что вызвало значительные колебания уровня океана. В периоды больших похолоданий увеличивался ледниковый покров, разрастались шапки континентальных оледенений, в которых консервировалось огромное количество воды (около 60 млн. км³),

изъятой из влагооборота. Уровень Мирового океана мог понижаться в эти периоды более чем на 100 м.

На протяжении последних 7—8 тыс. лет установились сравнительно стабильные климатические условия и соответственно им и условия глобального водообмена, что подтверждается небольшими колебаниями (в пределах $\pm 3-4$ м) уровня Мирового океана.

Разделы монографии написаны следующими авторами.

Глава I. Структурно-геоморфологический анализ берегов Мирового океана — О. К. Леонтьевым, Л. Г. Никифоровым, С. А. Лукьяновой.

Глава II. Структурно-геоморфологический анализ дна Мирового океана — О. К. Леонтьевым.

Глава III. Уровень океана в геологическом прошлом — Р. К. Клиге, В. А. Шлейниковым.

Глава IV. Современные изменения уровня океана — Р. К. Клиге.

Помимо авторов монографии в исследовании по данной теме принимали участие сотрудники сектора глобального и регионального водообмена Института водных проблем АН СССР Е. И. Бреслав, Л. Н. Мацера, А. К. Фомченков, Е. Д. Синицина, которые обработали первичный материал и сделали ряд расчетов. От Лаборатории морской геоморфологии географического факультета МГУ в подборе и обработке материалов и частичном их анализе участвовали С. И. Варущенко, Г. Д. Соловьева, Е. Н. Бадюкова, Н. А. Холодилин и Л. И. Соловьева. Большая помощь в период разработки некоторых вопросов была оказана профессором А. И. Дуваниным и С. В. Победоносцевым. Всем им авторы выражают свою глубокую признательность.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ БЕРЕГОВ МИРОВОГО ОКЕАНА

При исследованиях исторических изменений уровня и объема Мирового океана необходимо, прежде всего, получить достаточно четкое представление о морфометрических и геоморфологических особенностях его берегов, т. е. краевой зоны океанской чаши, о характере и интенсивности вертикальных движений этой зоны. Помимо общего научного значения, эта задача важна при оценке репрезентативности данных многолетних наблюдений за изменениями уровня Мирового океана по футштокам, поскольку последние могут располагаться на берегах с различной направленностью и активностью тектонических движений.

Одним из основных вопросов было выявление общей картины распределения берегов, испытывающих относительное поднятие и относительное погружение, а также их соотношений с направленностью и скоростью новейших тектонических движений окраин суши. С этой целью была составлена карта типов берегов и побережий Мирового океана; проведены морфометрические работы, призванные выяснить, каковы протяженность различных выделенных типов берегов и побережий и их процентные соотношения; на примере берегов Евразии и Африки сделана попытка оценки приуроченности различных типов морских берегов к тем или иным тектоническим областям или подобластям, отличающимся определенными неотектоническими характеристиками. К этому надо добавить, что морфометрическому анализу карты типов берегов предшествовали методические работы, имевшие целью найти наиболее рациональные и точные методы измерения протяженности берегов, так как эта задача оказалась не столь простой, как это может казаться на первый взгляд.

Карта типов берегов и побережий Мирового океана

Обобщение имеющихся материалов потребовало разработки классификации (Леонтьев и др., 1976) и построения на ее основе карты типов берегов и побережий Мирового океана (масштаб 1 : 20 000 000).

Заметим, что в течение последних 20 лет у нас и за рубежом предпринималось несколько попыток составления карт типов берегов Мира. По-видимому, первой такой попыткой явилась соответствующая карта во II томе «Морского атласа» (1953, авторы карты В. П. Зенкович, О. К. Леонтьев, Т. А. Бугоркова). Почти одновременно в ГДР была издана карта Х. Валентина как приложение к его книге «Берега Земли» (Valentin, 1952). В 1964 году вышел в свет «Физико-географический атлас Мира», в котором на геоморфологической карте Мира и на геоморфологических картах материков были по специально разработанной легенде изображены типы берегов (авторы классификации и карт А. С. Ионин, П. А. Каплин и В. С. Медведев). Однако все эти карты были мелкомасштабными (от 1 : 40 000 000 и меньше), кроме того, со времени выхода их в свет появились новые фактические данные и некоторые новые концепции и представления, что и побудило нас заново составить геоморфологическую карту берегов Мирового океана.

Составление карты потребовало сбора, анализа и обобщения огромного количества литературных и картографических источников. Широко привлекались, в частности, лоции советских и зарубежных изданий, различные морские и топографические карты, специальные карты и литература.

Разработка легенды к карте неразрывно связана с классификацией типов морских берегов и побережий. Прежде всего необходимо принять соответствующие определения для побережья и берега. Согласно имеющимся в литературе представлениям, береговая зона — это зона современного воздействия волновых факторов на поверхность литосферы. К этому воздействию присоединяется, как правило, также воздействие некоторых других морских агентов — прибрежных течений, приливов, сгонов-нагонов, наносов. Кроме того, известно, что в пограничной зоне суши и моря береговые формы могут создаваться и иными, не морскими, факторами. К ним относятся прежде всего реки, формирующие дельтовые берега, и некоторые морские организмы (например, рифостроители, создающие коралловые берега). Наконец, широко распространены такие берега, которые характеризуются склонами, не измененными или почти не измененными современным морским волнением и сопутствующими ему процессами. Эти склоны сохранили следы воздействия тех субаэральных процессов, которые здесь протекали при более низком положении уровня моря.

Исходный контур современной береговой линии определялся степенью расчлененности рельефа той поверхности, которая затоплялась при голоценовой (фландрской) трансгрессии. По мере замедления темпа трансгрессии положение уровня моря относительно стабилизировалось и это создавало условия для переработки ингрессионного контура берега морскими прибрежными в первую очередь волновыми процессами. Эта пере-

работка заключалась в срезании выступов суши под действием абразии, в заполнении или в отчленении заливов моря наносами в результате аккумулятивных процессов. По-видимому, в идеальном случае при равной степени расчлененности исходного контура, однородном геологическом строении прибрежной суши, одинаковой интенсивности волновых процессов и стабильном положении уровня моря по истечении какого-то времени изрезанный контур ингрессионного берега стал бы выровненным под действием абразии и аккумуляции. В действительности же такая стадия развития берега достигнута лишь на сравнительно ограниченных по протяжению, наиболее благоприятных для этого отрезках берега. Напротив, наименее благоприятно устроенные участки (берега сильно изрезаны, склоны сложены прочными породами) крайне далеки от состояния выравнивания и, вероятно, при существующих условиях никогда этого состояния не достигнут. Третьи участки занимают промежуточное положение между этими двумя типами берега, представляющими как бы крайние случаи. Наконец, в ходе самого выравнивания (т. е. абразии выступов и отчленения заливов) могут возникать и вторичные формы расчленения. Таким образом, степень расчлененности или выравниваемости берега должна рассматриваться в качестве одного из важных классификационных признаков, говорящих о стадии развития того или иного участка берега и об условиях его развития, либо благоприятствующих его выравниванию.

Другой, не менее важный признак — это генезис береговых форм. Раньше уже упоминалось, что до нашего времени сохранились почти не измененными морем берега со склонами, несущими следы воздействия не волновых, а субаэральных процессов. Их принято называть берегами, не измененными или мало измененными морем, которые, очевидно, можно рассматривать как начальный, или исходный, тип берега. Они сохранились там, где имеются достаточно высокие склоны, сложенные прочными породами, весьма медленно поддающимися, или практически не поддающимися, абразии. По существу развитие этих склонов и сейчас продолжается под действием лишь субаэральных денудационных процессов, и такие берега можно было бы назвать также денудационными. Следующую стадию развития характеризуют берега, где денудационные процессы на склоне заметно осложнены свежими абразионными формами — это абразионно-денудационные берега.

И те, и другие по существу сохраняют исходный ингрессионный контур береговой линии. На следующей стадии развития, если последняя характеризуется продолжающейся абразией, а также если сохраняется условие относительно приглубокого подводного склона как у мысов, так и в бухтах, образуются абразионные ингрессионно-бухтовые берега. Если процесс абразии сопровождается образованием аккумулятивных

форм, возникающих, в первую очередь, в вершинах бухт, а затем и у входов в бухты, формируются абразионно-аккумулятивные ингрессионно-бухтовые берега. Наконец, на еще более поздней стадии образуются типы абразионного и аккумулятивно-абразионного (сложного) выровненного берега. Для того, чтобы берег достиг этой стадии развития, нужно, как уже упоминалось, сочетание ряда благоприятных условий, которые хорошо известны по сводкам В. П. Зенковича (1946, 1962) и О. К. Леонтьева (1955, 1961). На некоторой промежуточной стадии возможно и вторичное расчленение (либо за счет образования абразионных бухт на месте выходов легко разрушаемых пород, либо за счет образования свободных и некоторых видов замыкающих береговых аккумулятивных форм, либо и тех и других).

Таков в общих чертах ход эволюции ингрессионных берегов, образующихся у края суши с горным или холмисто-равнинным, или платообразным рельефом. Если берег низменный, то он также проходит в своем развитии несколько стадий: от низменного аккумулятивного берега, по мере формирования крупных береговых аккумулятивных форм к лагунному берегу. Возможно также выравнивание ингрессионного низменного берега и путем заполнения мелководных заливов наносами — тогда образуется выровненный аккумулятивный пляжный берег.

Образование выровненного абразионного или выровненного аккумулятивного берега далеко не всегда знаменует завершение цикла развития берегового контура. Абразионный процесс, как известно, создает условия, ограничивающие или препятствующие его дальнейшему развитию. Формирование широкого берега вызывает отмирание клифа, а у его подножья начинается аккумуляция пляжевого материала, по мере накопления которого пляж расширяется и превращается в аккумулятивную террасу. Берег становится выровненным аккумулятивным. С другой стороны в ходе развития аккумулятивного низменного берега может наступить такая стадия, когда весь наносный материал мобилизован и для дальнейшего питания аккумулятивных форм его не остается, тогда начинается размыв береговых аккумулятивных форм, образуется размывающийся аккумулятивный берег.

Все сказанное относится к берегам, формирующимся под воздействием волновых процессов. Нагоны и сгоны, приливы и отливы создают некоторые специфические формы рельефа береговой зоны (осушки и др.), однако, и на берегах, подверженных воздействию этих агентов, главным действующим фактором остаются волны и производные от них гидродинамические факторы — прибойный поток, волновые течения. На берегах полярных морей, сложенных мерзлыми породами или льдом, к волновой деятельности морских вод присоединяется их термическое воздей-

стве. Оно практически неотделимо от волновой деятельности, так как, во-первых, именно благодаря волнению осуществляется непрерывный приток тепловой энергии к береговым уступам во время летнего сезона (когда нет заберега или берегового припая). Во-вторых, оттаявшие массы ранее мерзлых пород в дальнейшем превращаются в обычный материал наносов, к анализу перемещения и отложения которого применимы закономерности, выведенные для анализа литодинамики береговой зоны вообще. Таким образом, и берега полярных морей по существу могут быть отнесены к тому или иному типу берегов, выделяемых по характеру и степени воздействия волновых процессов и по стадиям развития берега.

Сказанное в принципе применимо и к анализу дельтовых берегов. Морской край дельт, образующихся на отмелях берегах, при большом количестве устьев рукавов (например, дельта Волги) по сути представляет собой изрезанный (бухтовый) отмельный берег вторичного расчленения. При значительном волновом воздействии на морской край дельты он выравнивается, устьевые косы преобразуются в пересыпи, а култуки — в лагуны. Яркий пример этого рода являет собой дельта Нила в период ее формирования в палеолите — неолите, т. е. до того как она подверглась существенному воздействию антропогенного (техногенного) фактора. Отмирание дельтовых рукавов, прекращение поступления аллювиальных выносов к морскому краю дельты приводят к превращению последнего в размывающийся аккумулятивный берег. Такой же ход эволюции может быть прослежен и на примере дельт других типов — клювовидных и лопастных.

Непосредственное знакомство с коралловыми берегами показывает, что они в принципе также могут быть разделены, в первую очередь, на аккумулятивные и абразионные, и в этих случаях главный динамический фактор — это работа волн, прибоя, волновых течений. Собственно биогенных берегов по существу нет. Рифостроители лишь поставляют материал, который перерабатывается волнами подобно тому как реки поставляют в береговую зону аллювий, служащий исходным материалом для формирования прибрежно-морских наносов. Если же говорить о «фитогенных» берегах (мангровые, тростниковые), то и здесь роль организмов, в данном случае растительности, сводится к тому, что они создают обстановку, благоприятную для накопления, аккумуляции наносов, приносимых в мангровые или тростниковые заросли волнами, приливами и нагонами.

Таким образом, намечаются определенные пути создания универсальной классификации берегов, в основу которой должны быть положены следующие классификационные признаки: а) характер и интенсивность воздействия волнового фактора на морской край суши; б) стадия развития берегового контура, которая определяется также совокупностью таких условий как исходный контур береговой линии, геологическое строение мор-

ского края суши, исходная крутизна подводного берегового склона; в) влияние неволновых факторов гидродинамических и некоторых других (термическое воздействие воды на лед и мерзлые породы, биологический фактор). Классификация берегов, разработанная по этим принципам, положена в основу легенды к составленной карте типов берегов. В целом эта классификация довольно близка к тем, которые были предложены О. К. Леонтьевым (1961) и А. С. Иониным, П. А. Каплиным, В. С. Медведевым (Ионин и др., 1964).

В соответствии с первыми двумя классификационными положениями все берега Мира подразделены на неизменные и слабо измененные морем, денудационно-абразионные, абразионные, абразионно-аккумулятивные, аккумулятивные. В зависимости от степени переработки исходного контура, эти типы берегов могут быть разделены на ингрессионные, вторично расчлененные, выровненные.

В соответствии с третьим классификационным признаком (воздействие неволновых факторов) на карту наносились различные береговые формы, образованные при существенном участии в формировании морских берегов таких неволновых факторов, как органический мир береговой зоны (например, коралловые постройки), приливо-отливные явления, речной сток, эоловый фактор и др.

Выделение перечисленных типов берегов и различных форм берегового рельефа не исчерпывает всего содержания составленной карты. Она дает также в виде картографического обобщения (показом типов побережий) тот фон, на котором действует тектонический и эвстатический факторы изменения положения уровня моря.

Рассмотрим определения понятия «побережье». Известно, что имеется по крайней мере два таких определения. По определению В. П. Зенковича (1946), *п о б е р е ж ь е* — это широкая полоса суши, на которой имеются формы рельефа, созданные морем при древних высоких уровнях. «Если берег не имеет следов поднятия, то условной границей побережья будет линия, соединяющая вершины заливов» (стр. 13).

О. К. Леонтьев (1955) включает в понятие «побережье» и часть морского дна, в пределах которой имеются береговые формы, созданные при древних низких уровнях. Логически это правильно, однако эта полоса дна уже имеет свое наименование — шельф, рассмотрение рельефа которого практически выходит за рамки поставленной здесь задачи. Поэтому для данной карты первое определение представляется более приемлемым.

В основу классификации побережий в указанном понимании термина положен генезис рельефа прибрежной суши и общий характер строения поверхности (равнинность или гористость). Руководствуясь этими положениями, в легенде (и на карте) выделено 15 типов побережий (табл. 1).

ТАБЛИЦА 1

Длина береговой линии, коэффициенты изрезанности и расчлененности, протяженность берегов и побережий различных типов

Тип берега или побережья	Длина соответствующей береговой линии		Коэффициент изрезанности или расчлененности	Протяженность берега или побережья	
	тыс. км	%		тыс. км	%
Берега					
Берега, не измененные или слабо измененные морем:					
ингрессионные с глубоким расчленением (в том числе фиордовые, шхерные и им подобные)	221,3	28,48	3,233	68,5	14,61
ровные	31,1	4,00	1,060	29,3	6,26
Денудационно-абразионные берега:					
ингрессионные с глубоким расчленением (в том числе рiasовые)	51,8	6,67	4,152	12,5	2,67
ингрессионные бухтовые	1,3	0,17	1,213	1,1	0,23
ровные	2,4	0,31	1,520	1,6	0,34
Абразионные берега:					
ингрессионные и абразионно-бухтовые	87,7	11,29	1,208	72,8	15,53
выровненные	30,6	3,94	1,165	26,3	5,61
достигшие стадии деградации, с отмершим клиффом и аккумулятивной террасой	3,3	0,42	1,044	3,2	0,68
Абразионно-аккумулятивные берега:					
ингрессионные с глубоким расчленением (риасовые на низких берегах)	10,2	1,32	1,259	8,2	1,75
ингрессионные и вторично расчлененные	87,3	11,24	1,244	69,3	14,78
выровненные	23,5	3,02	1,248	18,9	4,03
Аккумулятивные берега:					
ингрессионные	16,2	2,08	1,752	9,2	1,96
вторично расчлененные	60,3	7,76	1,975	30,5	6,50
выровненные лагунные	64,6	8,31	1,503	43,0	9,23
выровненные с примкнувшей аккумулятивной террасой	61,3	7,89	1,333	50,1	10,68
Неопределенные	24,1	3,10		24,1	5,14
<i>Всего:</i>	777,0	100,00		468,6	100,00

ТАБЛИЦА 1 (продолжение)

Тип берега или побережья	Длина соответствующей береговой линии		Коэффициент изрезанности или расчлененности	Протяженность берега или побережья	
	тыс. км	%		тыс. км	%
Побережья					
Побережья горных стран, расчлененных тектоническими и эрозионными процессами и подвергшихся оледенению (фиордовые)	182,3	23,46	3,980	45,8	11,08
Побережья горных стран, расчлененных тектоническими и эрозионными процессами (в том числе риасовые)	82,2	10,58	3,675	22,4	5,42
Побережья горных стран, преимущественно глыбово-тектонического расчленения (лопастные, шершавые и др.)	26,3	3,38	2,735	9,6	2,32
Побережья горных стран с вулканическими формами расчленения	15,8	2,03	2,218	7,1	1,72
Побережья столовых стран и плато с сильно расчлененным рельефом	34,5	4,44	1,735	19,9	4,82
Побережья столовых стран и плато со слабо расчлененным рельефом	39,3	5,06	1,154	34,1	8,25
Побережья современных ледниковых покровов (ледяные)	40,5	5,21	1,052	38,5	9,52
Побережья равнин и возвышенностей ледниковой аккумуляции и денудации	74,0	9,53	2,870	25,8	6,24
Побережья равнин преимущественно флювиогляциальной и озерногляциальной аккумуляции	15,6	2,01	1,841	8,5	2,06
Побережья аллювиально-озерных, флювиогляциальных или морских равнин, сложенных мерзлыми породами или жильным льдом	9,6	1,24	1,404	6,7	1,62
Побережья аллювиальных равнин	36,4	4,68	1,122	32,4	7,84
Побережья аллювиально-морских равнин	113,1	14,56	1,313	86,1	20,84
Побережья морских равнин: аккумулятивных и абразионно-аккумулятивных	52,7	6,78	1,788	29,5	7,14
абразионных	4,7	0,60	1,422	3,3	0,80
Побережья эоловых и эолово-морских равнин	16,2	2,09	1,267	12,8	3,10

ТАБЛИЦА 1 (окончание)

Тип берега или побережья	Длина соответствующей береговой линии		Коэффициент изрезанности или расчлененности	Протяженность берега или побережья	
	тыс. км	%		тыс. км	%
Побережья аккумулятивных равнин различного генезиса	9,7	1,25	1,300	6,6	1,60
Неопределенные	24,1	3,10		24,1	5,63
<i>Всего:</i>	777,0	100,00		413,2	100,00

Поскольку выделение и нанесение на карту тех или иных типов (подтипов) берегов и побережий в значительной мере приходилось проводить по косвенным признакам, некоторые участки берегов и побережий не удалось идентифицировать, т. е. отнести к тому или иному типу или подтипу. Такие отрезки берега или побережья отмечаются как неопределенные (см. табл. 1).

Протяженность различных типов берегов и побережий и общая длина береговой линии Мирового океана

Протяженность береговой линии Мирового океана — одна из его важнейших морфометрических характеристик. Знание ее необходимо для подсчетов площади и объема океана и для получения ряда других морфометрических данных. Определение общей длины береговой линии Мирового океана в целом и протяженности отдельных типов берегов и побережий помогает оценить степень распространенности последних на земном шаре.

Были проведены специальные работы методического характера (Лукьянова, Холодилин, 1975), имеющие целью получить наиболее объективные и точные методы определения длины береговой линии. В целом измерение длины береговой линии вследствие ее значительной расчлененности — весьма трудоемкая операция. Очень сложно также определение границы моря в устьях крупных рек, в дельтах и эстуариях, на очень отмелых берегах, подверженных значительным миграциям береговой линии при приливо-отливных и сгонно-нагонных явлениях. Здесь также было необходимо выработать какие-то единые критерии.

Попытка определения длины береговой линии Мирового океана предпринималась и ранее. По достоверности полученных результатов и по оригинальности примененной методики особого

внимания из них заслуживают измерения, выполненные Г. А. Каро (Каго, 1956). Г. А. Каро определил длину береговой линии для всего Мира по странам, его работа доказывает возможность использования для линейных измерений карт в проекции Меркатора без внесения соответствующих поправок, что обычно очень трудоемко. Предполагаемая ошибка при таких измерениях составляет 5 — 10%. При измерениях береговой линии фиордов, губ и прочих узких заливов глубина «проникновения» измерений в них условно ограничивалась Г. А. Каро 10 милями.

Все эти допущения обусловили значительное занижение длины береговой линии в указанной работе. Так, береговая линия СССР, по определениям Г. А. Каро, имеет длину 53,8 тыс. км. По нашим измерениям, близкой к этой величине оказалась длина материковой береговой линии СССР равная 60,3 тыс. км, что вполне совпадает с официальными данными, приведенными, например, в справочнике Страны Мира (1973), где протяженность материковой береговой линии Советского Союза оценена величиной «более 60 тыс. км». По нашим данным, суммарная длина советской береговой линии 108,4 тыс. км, по справочнику — более 108 тыс. км.

К сожалению, возможности сопоставления результатов наших измерений с другими очень ограничены. В литературе имеются данные по некоторым отдельным странам, но обычно при этом не указывается предмет измерения — береговая линия, берег или побережье. Отсюда возможны значительные расхождения между нашими и ранее опубликованными данными.

Береговая линия Мирового океана измерялась в несколько этапов. Прежде всего измерялись длины отрезков береговой линии, соответствующие определенным типам берегов и побережий. Эти измерения послужили основой для определения суммарной протяженности берегов Мирового океана.

Основой для измерения длины береговой линии послужили опубликованные к моменту проведения измерительных работ листы Международной карты Мира масштаба 1 : 2 500 000, издание которой осуществлялось картографическими управлениями стран-участниц Совета экономической взаимопомощи с 1964 по 1977 г. В результате по этой карте было измерено более 70% длины береговой линии Мирового океана. Большое преимущество выбранной для измерения картографической основы — это прямая азимутальная равнопромежуточная (эквидистантная) проекция, в которой она составлена. Эта проекция позволяет в пределах листа пренебречь линейными искажениями (по крайней мере, в границах принятой нами точности измерения — 0,1 тыс. км). На те территории, которые еще не были покрыты листами указанной карты Мира, приходилось подбирать карты других изданий того же (или близкого к нему) масштаба. В этих случаях при измерении длины береговой линии вводилась соответствующая поправка на проекцию.

Все измерения производились измерителем с 2-миллиметровым раствором. Цена раствора измерителя, равная 5 км (на основе масштаба 1:2 500 000), в процессе измерения корректировалась некоторыми дополнительными поправками. В частности, была учтена зависимость точности линейных измерений на карте от ширины раствора измерителя, которая эмпирически выведена Ричардсоном и приведена в работе Б. Мандельброта (Mandelbrot, 1967); принималась также во внимание функциональная зависимость, установленная Э. Офаном (Auphan, 1971), между ценой раствора измерителя и толщиной обвода береговой линии на картах разного масштаба.

Кроме указанных поправок, была выяснена величина искажения в измерении длины береговых отрезков в зависимости от степени генерализации береговой линии на картах различного масштаба. Топографическая основа масштаба 1:2 500 000, по которой в основном проводились измерения, обуславливает определенную, соответствующую этому масштабу, генерализацию береговой линии, поэтому результаты, которые были бы получены только с учетом указанных поправок, дали бы лишь примерное представление о реальной протяженности береговой линии. Возникает вопрос, насколько велики эти искажения?

Понятно, что длина береговой линии даже при одном и том же масштабе картографической основы будет существенно зависеть от характера и густоты ее расчлененности, т. е. в конечном итоге — от генетического типа берега. В итоге любая генерализация сильно расчлененного берега дает значительное отклонение результатов измерения от действительной его длины, тогда как в случае сильно выровненного берега та же степень генерализации практически не вызовет заметных искажений. Поэтому для анализа влияния генерализации были выбраны отрезки берегов различных генетических типов: 1) фиордового (северное и северо-западное побережье Норвегии), 2) рiasового (побережье Галисии), 3) бухтового аккумулятивного (побережье Танзании), 4) выровненного аккумулятивного с приложенной морской террасой (побережье Ливии), 5) выровненного лагунного (северное и западное побережье Мексиканского залива) и 6) выровненного слабо измененного морем (северное побережье Кольского п-ва). Все эти участки берега характеризуются различной густотой расчленения — от максимальной на фиордовых берегах до минимальной на выровненных аккумулятивных с приложенной морской террасой. Сравнительное измерение длины береговой линии в пределах этих отрезков производилось по топографическим основам разного масштаба: кроме указанной основы масштаба 1:2 500 000, использовались морские карты масштабов от 1:750 000 до 1:1 200 000, изданные Гидрографическим институтом в Гамбурге в 1952 г., и сферическая основа масштаба 1:30 000 000 (глобус).

6952



ТАБЛИЦА 2

Зависимость степени генерализации (коэффициентов искажения)
от масштаба картографической основы для различных типов берегов

Тип берега	Масштаб карты	Длина береговой линии, км	Коэффициент искажения
Фиордовый	1:30 000 000	1357	5,289
	1:2 500 000	4190	1,713
	1: 300 000	6112	1,174
	1: 50 000	7114	1,009
Риасовый	«истинная»	7178	1,000
	1:30 000 000	96	4,461
	1: 2 500 000	320	1,621
	1: 600 000	352	1,214
Бухтовый аккумулятивный	«истинная»	427	1,000
	1:30 000 000	708	1,862
	1: 2 500 000	1068	1,234
	1: 750 000	1160	1,136
Выровненный аккумулятивный с при- члененной морской террасой	1: 7 500	1317	1,001
	«истинная»	1318	1,000
	1:30 000 000	708	1,318
	1: 2 500 000	866	1,078
Выровненный лагунный	1: 500 000	923	1,011
	«истинная»	933	1,000
	1:30 000 000	320	1,504
	1: 2 500 000	354	1,358
Выровненный слабо измененный морем	1: 2 300 000	355	1,354
	«истинная»	481	1,000
	1:30 000 000	877	1,824
	1: 2 500 000	1183	1,352
	1: 1 200 000	1320	1,211
	1: 50 000	1584	1,009
	«истинная»	1599	1,000

Измерение проводилось измерителем с раствором, равным 2 мм с учетом поправок на проекцию, коэффициентов Ричардсона и Офана. Контрольная величина длины соответствующего отрезка береговой линии вычислялась путем измерения на наиболее крупномасштабных картах (из имеющихся) с помощью нити, которая укладывалась вдоль береговой линии. Эта величина принималась за «истинную» длину береговой линии, и именно по отношению к ней рассчитывался коэффициент искажения для других измерений. Результаты указанного анализа приведены в табл. 2.

Таблица показывает, что сферическая основа масштаба 1:30 000 000 лишь в весьма грубой степени отражает истинную

длину периметра Мирового океана. При этом наибольшее искажение, естественно, характерно для фиордовых и риасовых берегов, где соответствующие коэффициенты искажения возрастают до 4—5. Берега иных типов дают гораздо меньшее искажение длины при увеличении степени генерализации. Характеризующий их коэффициент искажения меньше 2. Особенно благополучно в этом отношении обстоит дело с выровненными берегами, в пределах которых степень обобщения не играет существенной роли и длина соответствующего отрезка береговой линии, вычисленная по картам разных масштабов, лишь ничтожно отклоняется. Использованная нами основа масштаба 1 : 2 500 000 дает вполне достоверный материал о длине различных отрезков береговой линии; коэффициент искажения при измерениях по этой основе едва превышает 1,5. Эти коэффициенты также учитывались при измерении длины береговой линии.

В результате всех работ была получена величина общей протяженности периметра всего Мирового океана, которая оказалась равной 777,0 тыс. км, а также длина отрезков береговой линии, соответствующих различным типам берегов и побережий (см. табл. 1, левая часть).

Однако эти данные не могут дать вполне объективной картины распространенности тех или других типов берегов на земном шаре. Так, благодаря значительной расчлененности фиордовых и риасовых берегов и побережий, длина соответствующей им береговой линии резко возрастает, тогда как общее распространение этих берегов относительно других типов не столь велико. В связи с таким обстоятельством нами сделана попытка вычислить коэффициент расчлененности для каждого типа берега или побережья, т. е. коэффициента зависимости между длиной береговой линии и общей протяженностью соответствующих участков берега и побережья.

В настоящее время в литературе имеются различные определения понятий «берег» и «побережье», используемые для морфометрических целей. Большинство авторов, например Э. Офан (Auphan, 1971), рассматривает берег как некую зону, ограниченную двумя линиями: одна из них соединяет выступы береговой линии в сторону моря (морская лимитирующая линия берега), другая — огибает углубления ее в сторону суши (наземная лимитирующая линия). Протяженность берега в этом случае измеряется по медианной кривой между указанными лимитирующими линиями. Аналогично определяется и линия побережья, но с той лишь разницей, что в первом случае учитывались микроэлементы плановых очертаний береговой линии, а во втором — макроэлементы (например, вершины фиордов, лиманов, бухт, материковые острова и т. п.).

Этот способ измерения протяженности берега и побережья был использован нами. Для определения коэффициента зависимости между длиной береговой линии и протяженностью ог-

раниченных ею отрезков берега и побережья (коэффициентов изрезанности и расчлененности соответственно) были выбраны контрольные (эталонные) участки, соответствующие различным типам берегов и побережий. Полученные по этой методике коэффициенты представлены в табл. 1.

Расчеты по измерению длины береговой линии с учетом соответствующих коэффициентов изрезанности и расчлененности позволили получить достаточно объективный материал о протяженности берегов и побережий различных типов (см. табл. 1, правая часть). Оказалось, что на земном шаре наиболее распространены аккумулятивные берега, составляющие 28,37% от общей длины берега Мирового океана, причем среди них преобладают выровненные с примкнувшей аккумулятивной террасой (10,68%) и лагунные (9,23%). Достаточно широко развиты неизменные или слабо измененные и частично измененные (денудационно-абразионные) морем берега; в сумме на них приходится 24,11%. При этом наиболее широко развиты ингрессионные не измененные морем берега с глубоким расчленением (14,61%). Примерно одинаково развиты в пределах Мирового океана абразионные (21,82%) и абразионно-аккумулятивные (20,56%) берега, лишь с небольшим перевесом первых, причем в числе этих типов берегов преобладают ингрессионные и абразионно-бухтовые берега.

Среди побережий резко преобладают низменные побережья, составляющие в сумме 40,52% от общей длины побережий Мирового океана, а с учетом равнин, так или иначе связанных с древним или современным оледенением и промерзанием, их доля достигает 44,20%. Основную роль в их числе играют побережья аллювиального и морского генезиса, занимающие 36,62% от общей длины побережий Мира. Горные побережья различного генезиса составляют лишь 20,54%, а с учетом возвышенных побережий современной ледниковой аккумуляции и денудации — 26,78%. Среди них преобладают фиордовые побережья (11,08%), которые на значительном протяжении испытывают современное гляциоизостатическое поднятие. Побережья столовых стран и плато развиты гораздо меньше. В эту группу входит лишь 13,07% длины всех побережий океана, причем здесь превалируют собственно плато со слабым вторичным эрозионным расчленением.

Связь типов берегов с тектоническими движениями земной коры

Вопрос о соотношении типов берегов и тектоники — вопрос сложный и спорный. В решении его имеются две крайних тенденции. Одни авторы считают, что именно тектоника определяет тип берега и рассматривают тектонический процесс как берегоформирующий фактор (Шарков, 1964). Другие занимающие

ся главным образом изучением современной динамики берегов, отрицают существенное воздействие тектонических движений на формирование берега (Зенкович, 1962). Эта дискуссионность в значительной степени связана и с разномасштабностью сопоставляемых процессов. Если скорость вертикальных тектонических движений изменяется в лучшем случае на несколько миллиметров в год, то изменения рельефа береговой зоны под действием экзогенных процессов протекают со скоростями в несколько сантиметров и даже метров в год. Поэтому, естественно, что при рассмотрении соотношений роли тектонических процессов и экзогенных факторов за короткие отрезки времени приоритет остается за экзогенными процессами. Однако чем больший отрезок геологического времени мы будем рассматривать, тем отчетливее проявляется существенное влияние тектонических процессов на развитие берегов.

Конечно, сами по себе тектонические движения не создают морские берега, которые являются результатом волновой деятельности моря. Но для формирования берегов не безразлично, увеличиваются или уменьшаются глубины над подводным склоном в ходе поднятия или погружения берега, изменяются ли уклоны на подводном береговом склоне, как изменяется относительное положение уровня моря и в каком направлении происходят эти изменения.

Правомерность постановки проблемы соотношения тектонических движений и морских берегов опирается также на выдвинутое и доказанное О. К. Леонтьевым (1961) положение об унаследованности береговых процессов. Это понятие основано на детальном исследовании истории развития берегового рельефа, по крайней мере за четвертичное время. Известно, что четвертичная история морских водоемов и Мирового океана в целом определяется развитием трансгрессий и регрессий и закономерной сменой абразионных и аккумулятивных процессов. На этом общем фоне отмечается определенная устойчивость их возобновления на одних и тех же участках и образования однотипных береговых форм рельефа различного возраста. В дальнейшем В. В. Шарков (1967) связывал унаследованность береговых процессов с унаследованностью тектонических движений. Существует также прямая связь береговых форм рельефа со структурным строением побережья и верхней части шельфа (Никифоров, 1972, 1974). Поэтому возникает предположение о том, что длительные и однонаправленные тектонические движения на протяжении больших отрезков времени создали предпосылки для формирования одних и тех же типов берегов на разных высотных отметках при трансгрессивной или регрессивной стадиях развития уровня Мирового океана.

Возраст современной береговой зоны равен примерно 5—6 тыс. лет, т. е. современные берега начали формироваться со времени одной из последних стадий фландрской трансгрессии,

когда уровень Мирового океана превышал современный на 3—4 м. Таким образом, возраст современных берегов океана ничтожно мал по сравнению с продолжительностью этапов геологической истории и временем формирования тектонических структур. На первый взгляд не может быть и речи о корреляции тектонических движений с геоморфологическим развитием современных морских берегов. Однако детальное изучение последних и, в частности, выяснение распространения различных типов берегов в различных тектонических областях показывает несомненную связь тектоники и типов берегов (Никифоров, Соловьева, 1975).

Относительная молодость современных берегов позволяет считать, что наиболее эффективное воздействие на их развитие оказывают именно неотектонические процессы, определяющие основные черты современного рельефа поверхности земного шара. Поэтому на первом этапе работ выяснялись именно эти взаимосвязи. Объектом непосредственного изучения послужили берега Советского Союза, что связано со следующими причинами. Во-первых, побережья Советского Союза в этом отношении наиболее изучены по сравнению с побережьями других районов Мирового океана, здесь четко проведена типизация берегов. Во-вторых, для территории Советского Союза данные по неотектонике сведены в «Неотектоническую карту СССР» (Николаев, Шульц, 1961) в масштабе 1 : 5 000 000.

Для упрощения анализа приуроченности определенных разновидностей берегов к зонам с тем или иным тектоническим режимом, составленная ранее классификация типов берегов была несколько генерализована, т. е. некоторые редко встречающиеся типы или подтипы берегов были объединены с более распространенными и родственными им подтипами. В дальнейшем рассматривается распространение и приуроченность к тем или иным неотектоническим условиям следующих разновидностей морских берегов: 1) неизменные или мало измененные морем; 2) абразионно-денудационные; 3) абразионно-бухтовые; 4) абразионные выровненные берега; 5) абразионно-аккумулятивные бухтовые; 6) абразионно-аккумулятивные выровненные; 7) абразионно-аккумулятивные с отмершим клифом и примкнувшими аккумулятивными террасами; 8) аккумулятивные без лагун; 9) аккумулятивные лагунные.

Такая генерализация дает возможность рассматривать выделенные типы берегов в виде единого генетического ряда. Логично предположить, что такой генетический ряд должен начинаться с типа берега, не измененного морем. Берег названного типа по мере его обработки волнами и прибоем преобразуется в абразионно-денудационный, а затем — в абразионно-бухтовый. Далее, как показал В. П. Зенкович (1954), в зависимости от условий абразионно-бухтовый берег эволюционирует или в абразионно-аккумулятивный бухтовый или в выровненный

абразионный. Оба названных типа в ходе дальнейшей эволюции преобразуются в абразионно-аккумулятивные выровненные берега или в берега с отмершими клифами и примкнувшими аккумулятивными террасами. Завершается весь ряд типами берегов — аккумулятивным выровненным с примыкающей террасой и аккумулятивным выровненным лагунным.

Возможны и более короткие (по числу звеньев) генетические ряды, но нам в данном случае важнее, что данная генерализованная классификация включает такие генетические разновидности, которые являются результатом эволюции предшествующих разновидностей. Логично предположить, что при прочих равных условиях (геологических, гидродинамических, морфологических) на формирование, скажем, шестого типа потребуется гораздо больше времени, чем, например, на формирование второго или третьего. Следовательно, данная классификация учитывает и фактор времени, что особенно важно.

Для выяснения закономерностей распространения тех или иных типов морских берегов в различных геотектонических областях или подобластях перечисленные ранее разновидности берегов были нанесены на схему геоструктурных областей, составленную на основе Неотектонической карты СССР.

На этой схеме выделены области материковых платформ, области горообразования или орогенные, образовавшиеся на месте материковых платформ или альпийского складчатого пояса, и геосинклинальные области. При этом орогенические области были подразделены на 1) горы платформенного типа с относительно малыми градиентами вертикальных движений; 2) подобласти интенсивного горообразования в неогене и четвертичном периоде, т. е. зоны новейшей активизации и 3) подобласти интенсивного горообразования альпийского складчатого пояса. Внутри каждой из выделенных областей по тому же источнику были выделены участки относительных поднятий и опусканий в неоген-антропогеновое время и участки относительно стабильные в тектоническом отношении. К последним мы отнесли те участки берега, которые совпадали или почти совпадали с положением нулевой изолинии, разделяющей зоны поднятия и зоны опускания на карте неотектоники СССР.

Затем в пределах каждой геотектонической области измерена длина берегов различных типов в соответствии с описанной методикой и подсчитаны процентные соотношения протяженности разных типов берегов внутри этой области (табл. 3). Отдельно от остальной части платформенных побережий такие же данные приведены для областей, подверженных гляциоизостатическим явлениям.

Для большей наглядности полученные данные сведены в серию графиков, на которых по вертикальной оси показана протяженность того или иного типа берега в пределах данной геотектонической области или подобласти, выраженная в процен-

ТАБЛИЦА 3

Распределение типов берегов в разных тектонических областях Советского Союза (по Никифорову и Соловьевой, 1975)

Берега СССР	Количественное распределение берегов следующих типов, %								
	Не измененные или мало измененные морем	Абразионно-дегудационные	Абразионно-бухтовые	Абразионные выровненные	Абразионно-аккумулятивные бухтовые	Абразионно-аккумулятивные выровненные	С отмершим клиффом и примкнувшей террасой	Аккумулятивные без лагун	Лагуны
Для областей поднятия, опускания и стабильных для всех берегов									
Поднимающиеся	45,5	8,3	7,9	7,4	8,7	5,6	7,1	5,7	3,8
Опускающиеся	1,6	1,5	11,4	8,7	17,8	7,8	8,6	23,8	18,8
Стабильные	8,1	14,8	4,8	8,1	14,6	18,7	10,3	6,8	13,3
Для областей поднятия, опускания и стабильных в геосинклинальных районах									
Поднимающиеся	40,4	7,6	—	15,3	3,3	13,7	14,8	4,9	—
Опускающиеся	6,3	1,3	0,6	3,4	17,6	6,5	8,6	17,9	37,8
Стабильные	25,4	2,1	—	4,8	10,0	43,4	7,4	3,2	3,7
Для областей поднятия, опускания и стабильных в районах интенсивного горообразования в неоген-четвертичное время на более ранних складчатостях									
Поднимающиеся	17,5	34,8	8,9	3,6	13,2	11,9	1,8	1,4	6,9
Опускающиеся	—	11,1	8,9	—	10,0	5,0	—	26,7	38,3
Стабильные	—	29,1	6,7	4,6	10,9	5,2	6,7	10,9	25,9
Для областей поднятия, опускания и стабильных в платформенных районах (без учета областей гляциоизостазии)									
Поднимающиеся	40,4	2,7	5,8	8,6	12,9	3,9	11,8	9,3	4,6
Опускающиеся	—	0,2	18,2	13,6	17,0	7,9	10,4	22,3	10,4
Стабильные	—	—	9,3	22,7	32,0	13,4	20,6	2,1	—
Для областей гляциоизостазии									
Поднимающиеся	67,0	—	10,0	4,3	3,9	1,3	5,9	6,2	1,4
Для областей гор платформенного типа									
Поднимающиеся	54,13	—	4,6	—	15,6	13,8	—	2,7	9,2
Для областей поднятия, опускания и стабильных в зоне альпийской складчатости									
Поднимающиеся	—	—	19,2	68,5	—	1,3	11,0	—	—
Опускающиеся	—	—	4,2	2,6	29,7	13,6	6,2	43,7	—
Стабильные	—	—	—	23,5	29,4	—	41,2	5,9	—

тах от общей протяженности берега этой области, а на горизонтальной — нанесены сами типы берегов. Эти графики как и обобщенные графики встречаемости берегов в областях поднятия, опускания и тектонически стабильных, позволяют выявить следующие закономерности.

1. В геосинклинальных областях на участках поднятия преимущественно распространены берега, не измененные морем, кроме того, менее выраженные «пики» встречаемости дают берега абразионные выровненные, абразионно-аккумулятивные выровненные и абразионно-аккумулятивные выровненные с отмершими клифами и примыкающими аккумулятивными террасами. На участках опускания наибольшее протяжение имеют лагунные и абразионно-аккумулятивные бухтовые берега. На стабильных участках резко выражены два «пики», образуемые абразионно-аккумулятивными выровненными и неизменными берегами.

2. На побережьях, относящихся к областям альпийской складчатости, на участках поднятия основной «пик» дают абразионные выровненные и меньший «пик» — берега с отмершими клифами и примыкающими аккумулятивными террасами. На участках тектонического погружения максимально распространены аккумулятивные выровненные берега и абразионно-аккумулятивные бухтовые берега; на стабильных участках — абразионно-аккумулятивные бухтовые, абразионные выровненные и главным образом берега с отмершими клифами и примыкающими аккумулятивными террасами.

3. В пределах побережий, расположенных в областях новейшей орогенной активизации, на участках поднимающихся побережий максимально распространены денудационно-абразионные берега, менее резко выражены «пики» абразионно-аккумулятивных бухтовых и выровненных берегов. К участкам погружения приурочены преимущественно лагунные и аккумулятивные (нелагунные) берега. Стабильные в тектоническом отношении участки характеризуются распространением абразионно-аккумулятивных выровненных и лагунных берегов.

4. На поднимающихся побережьях платформенных областей, не испытавших активизации, преобладают берега, не измененные морем. Кроме того, два меньших «пики» встречаемости приходится на абразионно-аккумулятивные бухтовые и на берега с отмершими клифами и примыкающими аккумулятивными террасами. На участках опускания в пределах платформенных областей наиболее распространены абразионно-бухтовые и аккумулятивные нелагунные берега. Стабильные в тектоническом отношении побережья платформ характеризуются преимущественным распространением абразионно-аккумулятивных бухтовых, абразионных выровненных, а также берегов с отмершими клифами и примыкающими к ним аккумулятивными террасами.

5. Побережья гор платформенного типа, образовавшихся главным образом на герцинском основании и не испытавших значительной активизации в новейшее время, характеризуются преимущественно тектоническим поднятием, причем господствующий тип берегов здесь — не измененные морем берега (более

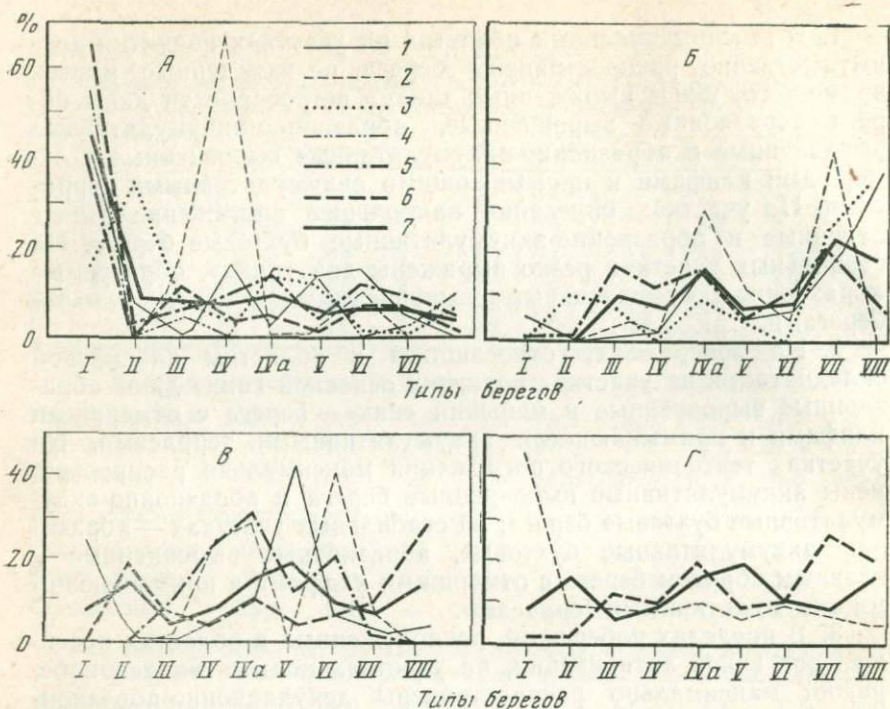


РИС. 1. Совмещенный график распределения типов берегов в пределах А — поднимающихся, Б — опускающихся, В — нейтральных, Г — суммировано для поднимающихся, опускающихся и нейтральных побережий в пределах Советского Союза

I — неизменные морем берега; II — абразионно-денудационные берега; III — абразионно-бухтовые берега; IV — абразионные выровненные берега; IVa — абразионно-аккумулятивные бухтовые берега; V — абразионно-аккумулятивные выровненные берега; VI — берега с отмершим клифом и примкнувшей террасой; VII — аккумулятивные (нелагунные) берега VIII — лагунные

1 — в геосинклинальных районах; 2 — в районах альпийской складчатости; 3 — в районах «новейшей активизации»; 4 — в районах гор платформенного типа; 5 — в платформенных районах; 6 — в районах гляциоизостазии; 7 — суммировано для всего Советского Союза

54%) и в меньшей степени — абразионно-аккумулятивные бухтовые и выровненные берега (табл. 3).

6. Побережья, испытавшие гляциоизостатическое поднятие, характеризуются резким преобладанием берегов, не измененных морем (67%); второй, значительно меньший по величине «пик» распространенности приходится здесь на абразионно-бухтовые берега (см. табл. 3).

В целом, за некоторыми исключениями получается как будто бы довольно пестрая картина, которая, однако, в значительной мере проясняется при рассмотрении совмещенных графиков

распространения различных типов берегов на поднимающихся, опускающихся и стабильных побережьях по разным тектоническим зонам (рис. 1). Хорошо видно, что на поднимающихся побережьях резко выражено преобладание берегов, не измененных морем (исключение составляют побережья альпийского пояса горообразования, для которых максимум приходится на абразионные выровненные берега). На берегах опускания, напротив, все максимумы смещены в правую сторону графиков и приходится на аккумулятивные (без лагун) и лагунные берега, кроме побережий гор с альпийской складчатостью, где при преобладании аккумулятивных выровненных нелагунных берегов протяженность лагунных берегов незначительна. Второй максимум здесь приходится на абразионно-аккумулятивные бухтовые берега.

На стабильных в тектоническом отношении берегах максимумы распространенности приходятся главным образом на средние отрезки графиков, но, кроме того, во всех геотектонических областях отмечается тенденция к увеличению встречаемости лагунных берегов на стабильных побережьях (опять за исключением областей альпийского горообразования).

И, наконец, наиболее общие закономерности проявляются при рассмотрении обобщенного графика встречаемости различных типов берегов по поднимающимся, опускающимся и стабильным побережьям независимо от того, к каким тектоническим зонам эти побережья относятся. Здесь четче выражена преимущественная приуроченность неизменных берегов к поднимающимся побережьям, лагунных и аккумулятивных (нелагунных) — к погружающимся, а абразионно-аккумулятивных выровненных берегов — к тектонически стабильным побережьям (см. рис. 1, Г).

Такую приуроченность различных типов берегов к побережьям с различным тектоническим режимом в целом можно объяснить. Побережья, испытывающие поднятие, всегда будут характеризоваться высокими (более 1 мм в год) скоростями восходящих вертикальных движений. При более низких скоростях движений поднятие нейтрализуется эвстатическим повышением уровня моря, которое имеет примерно ту же величину.

Поскольку скорость поднятия на поднимающихся побережьях высока, береговые склоны в ходе восходящего движения земной коры сравнительно быстро оказываются выведенными из зоны воздействия волн и прибоя, поэтому эти склоны сохраняют свой исходный облик и не успевают существенно преобразиться под действием волновых факторов. Это, по-видимому, и объясняет преимущественную приуроченность берегов, не измененных или слабо измененных морем, к побережьям поднятия. При этом в последнем случае именно абразия, а не аккумуляция должна проявляться здесь в первую очередь, так как быстрое поднятие берега обеспечивает достаточную крутизну подводно-

то берегового склона и не способствует накоплению наносов в береговой зоне.

На берегах опускания абсолютные значения скорости тектонических движений земной коры (в данном случае отрицательных движений) могут быть в несколько раз ниже, чем скорости поднятия на поднимающихся побережьях. Ведь даже если земная кора стабильна, берег будет испытывать эффект относительного погружения за счет действия эвстатического фактора. Таким образом, береговые склоны дольше остаются в зоне действия волновых факторов, чем при поднятии берега. К тому же погружающиеся области побережья в большинстве случаев представлены прибрежными аккумулятивными равнинами, и в береговую зону благодаря погружению попадают большие массы рыхлого материала, которые начинают перерабатываться волнами и прибоем. Все это создает благоприятные условия для развития поперечного перемещения наносов, выработки подводного профиля, более крутого, чем исходный профиль затопляемой равнины, и сосредоточения поступающего со дна наносного материала в береговых аккумулятивных формах. Это и обуславливает преимущественное развитие выровненных аккумулятивных берегов на опускающихся побережьях.

В тектонически стабильных районах смещение уровня моря относительно той или иной части береговой зоны может происходить лишь благодаря эвстатическому фактору, который в настоящую геологическую эпоху обуславливает повышение уровня, и здесь, т. е. на тектонически стабильных побережьях, как уже говорилось, этот фактор будет обуславливать эффект слабого погружения берега. Если же эвстатическое повышение уровня моря уравнивается медленным поднятием земной коры, то берег становится стабильным. В этих условиях возникает возможность более полного осуществления нормальной эволюции берега, с чем связано преобладание на стабильных побережьях таких типов берегов как абразионные выровненные, абразионно-аккумулятивные выровненные и лагунные.

Более частные особенности распространения различных типов берегов в основном объясняются закономерностями динамики и эволюции морских берегов, некоторые же, вероятно, случайны. Так, например, обстоит дело с приуроченностью абразионных выровненных берегов к побережьям альпийской складчатости и отсутствием на их побережьях берегов, не измененных морем. В пределах СССР лишь очень ограниченные участки альпийского складчатого пояса располагаются в пределах морских побережий, и в этом отношении полученный материал нельзя считать достаточно представительным. В целом же полученные результаты показывают, что имеется довольно четкая приуроченность тех или иных типов берегов к побережьям с определенным тектоническим режимом.

Для проверки выявленных на примере Советского Союза за-

кономерностей необходимо было провести аналогичные подсчеты на других побережьях Мира. Осуществить эту работу было трудно из-за отсутствия неотектонических карт зарубежных побережий. Поэтому дальнейшие работы по выявлению распространенности типов берегов в зависимости от тектонических движений производились по тектоническим картам. Для территории Евразии наиболее современной и полной тектонической сводкой в настоящее время служит «Тектоническая карта Евразии» (1966) масштаба 1:5 000 000, а для территории Африки — «Carte tectonique internationale de l'Afrique», изданная ЮНЕСКО в 1968 году в том же масштабе. Они и были отображены нами для работы. Возможность использования тектонических карт для выяснения связей современного рельефа с молодыми тектоническими движениями базируется на приведенном нами положении об унаследованности тектонических процессов.

Для установления возможности использования тектонических карт и получения данных о распространении берегов различных типов в зависимости от неотектонического режима были проведены следующие работы. По побережью Советского Союза, для которого сопоставлялись типы берегов с районами различных неотектонических режимов, было подсчитано распространение типов берегов также и по тектонической карте. Нам представлялось, что в случае получения удовлетворительных результатов от сравнения данных этих подсчетов, мы сможем перейти к выяснению соотношения типов берегов Земли с тектоническими зонами, выделенными на тектонических картах Мира.

В пределах территории СССР на тектонической карте были выделены четыре крупных тектонических категории: древние платформы, молодые платформы, области мезозойской складчатости и области альпийской и кайнозойской складчатостей. В каждой из этих зон выделялись участки поднятия, стабильные и опускания и рассматривалась приуроченность различных типов берегов к этим участкам. При этом предполагалось, что в пределах молодых и древних платформ тенденцию к устойчивому поднятию испытывают районы выступов складчатого основания (щиты, кряжи), а устойчивое опускание — в районах развития мощного платформенного чехла (мощностью более 1000 м). Стабильными районами условно считались участки плит, где мощность осадочного чехла не превышала 1000 м. В районах мезозойской, альпийской и кайнозойской складчатостей выделение таких областей по тектонической карте значительно затруднено. Заведомо областями поднятия считались выступы основания, а областями погружения — впадины основания, участки развития орогенного структурного яруса. В районах геосинклинального складчатого комплекса области поднятия и опускания выделялись в каждом отдельном случае особо с учетом дополнительных региональных данных.

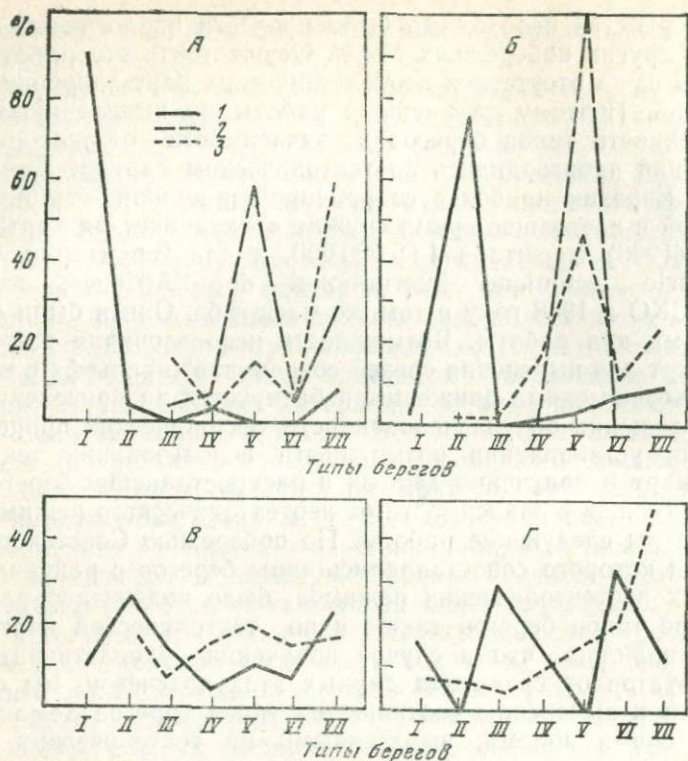


РИС. 2. Распределение берегов в областях поднятия, опускания и относительно стабильных на побережьях А — древних; Б — молодых платформ; В — в районах мезозойской складчатости; Г — в районах альпийской и кайнозойской складчатости на территории СССР

1 — области поднятия; 2 — области относительно стабильные; 3 — области опускания.
 Типы берегов: I — неизменные морем; II — абразионно-денудационные; III — абразионно-бухтовые; IV — абразионные выровненные; V — абразионно-аккумулятивные бухтовые; VI — абразионно-аккумулятивные выровненные; VII — аккумулятивные

Области поднятия древних платформ характеризуются преимущественным развитием берегов не измененных морем (90%), в относительно стабильных областях преобладают абразионно-аккумулятивные берега (58%) и в меньшей степени аккумулятивные (29%). В областях опускания преобладают аккумулятивные (60%) берега (рис. 2, А).

В пределах молодых платформ зависимость типов берегов от знака тектонических движений проявляется менее четко. Области поднятия характеризуются преобладающим развитием абразионно-денудационных берегов (76%), стабильные — абразионно-бухтовых (100%), а области опускания — абразионно-

аккумулятивных бухтовых (48%) и в меньшей степени аккумулятивных (25%) (см. рис. 2, Б).

Области мезозойской складчатости отличаются проявлением еще меньших зависимостей между типами берегов и тектоническим строением (см. рис. 2, В).

В областях альпийской и кайнозойской складчатостей четкая зависимость прослеживается только для районов опускания, где наиболее развиты (47%) аккумулятивные берега (см. рис. 2, Г).

Таким образом, в пределах древних платформ генетический ряд эволюции берегов выдерживается полностью и сохраняются те же закономерности, что и при сопоставлении типов берегов с неотектоническими движениями. На молодых платформах отмечаются отклонения от этих закономерностей — в районах тектонического опускания наряду с аккумулятивными берегами значительно распространены абразионно-аккумулятивные бухтовые.

Области мезозойской складчатости в большей части территориально совпадают с областями новейшей активизации по Неотектонической карте СССР. На графиках, изображающих соотношение различных типов берегов в этой тектонической зоне, отмечается примерно равное распределение абразионно-денудационных, аккумулятивных и абразионно-аккумулятивных берегов в районах с разным знаком тектонических движений, т. е. закономерные связи берегов и тектоники, выявленные ранее, практически не выражены. То же можно сказать и о графике, построенном для областей альпийской и кайнозойской складчатостей. Такое видимое отсутствие связи между типами берегов и знаком тектонических движений в этих зонах объясняется прежде всего невозможностью получения с тектонической карты достаточной информации для достоверного подразделения побережий на поднимающиеся, опускающиеся и стабильные. Поэтому вывод об отсутствии связи типов берегов и тектоники, который следует из рис. 2 — результат несовершенства использованной методики. Кроме того, отклонение от некоторых закономерностей развития берегов во времени, т. е. «выпадение» отдельных звеньев генетического ряда, отмечаемое часто для областей молодых складчатостей, связано с малой представительностью фактического материала, ибо в ряде случаев некоторые типы берегов распространены весьма ограниченно.

Учитывая результаты, полученные для побережий Советского Союза, исследования подобного рода были проведены по Евразийскому и Африканскому континентам. Основное внимание было обращено на берега древних и молодых платформ, в пределах которых связи типов берегов с характером тектонических движений более очевидны. Кроме того, были подсчитаны также длины берегов разных типов в областях альпийской складчатости.

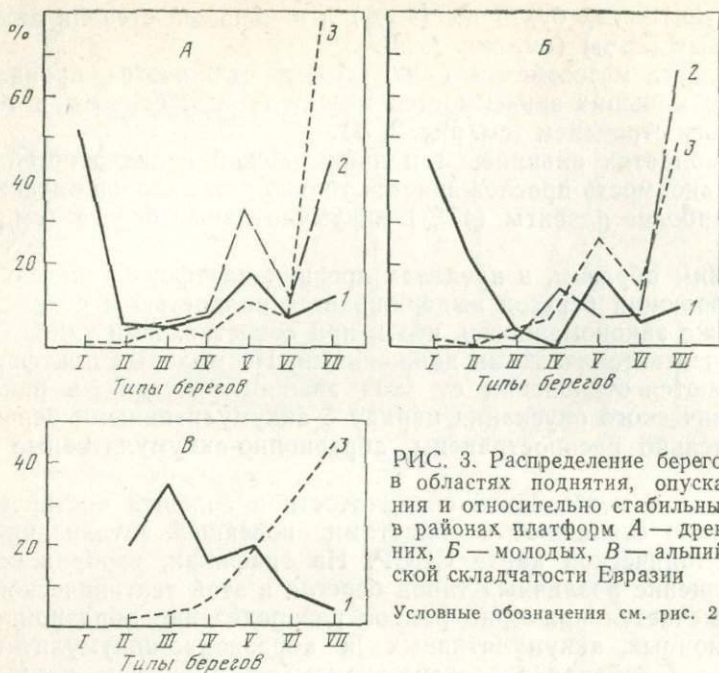


РИС. 3. Распределение берегов в областях поднятия, опускания и относительно стабильных в районах платформ А — древних, Б — молодых, В — альпийской складчатости Евразии

Условные обозначения см. рис. 2

На древних платформах Евразии прослеживается очень четкая зависимость типов берегов от знака тектонических движений. На участках поднятия преобладают берега, не измененные морем (53%), в стабильных районах 33% от всего протяжения берегов приходится на абразионно-аккумулятивный бухтовый берег и 43% на аккумулятивный, а на побережьях опускания протяжение берега составляет 77% аккумулятивных берегов (рис. 3, А).

На молодых платформах Евразии в зонах поднятия преобладают берега, не измененные морем (45%), в стабильных и опускающихся зонах — аккумулятивные берега (62% и 47% соответственно, см. 3, Б).

В области альпийской складчатости Евразии на участках поднятия преобладают абразионно-бухтовые и абразионно-денудационные типы берегов (33% и 20%), а участки опускания характеризуются развитием аккумулятивных берегов (44%) (см. рис. 3, В).

На древней платформе Африки поднимающиеся побережья отличаются преимущественным распространением абразионно-аккумулятивных выровненных берегов (30%), а на стабильных и опускающихся побережьях преобладают аккумулятивные берега (53% и 76%) (рис. 4, А).

На молодых платформах Африки в областях поднятия 70% протяжения береговой линии приходится на абразионно-аккумулятивные берега.

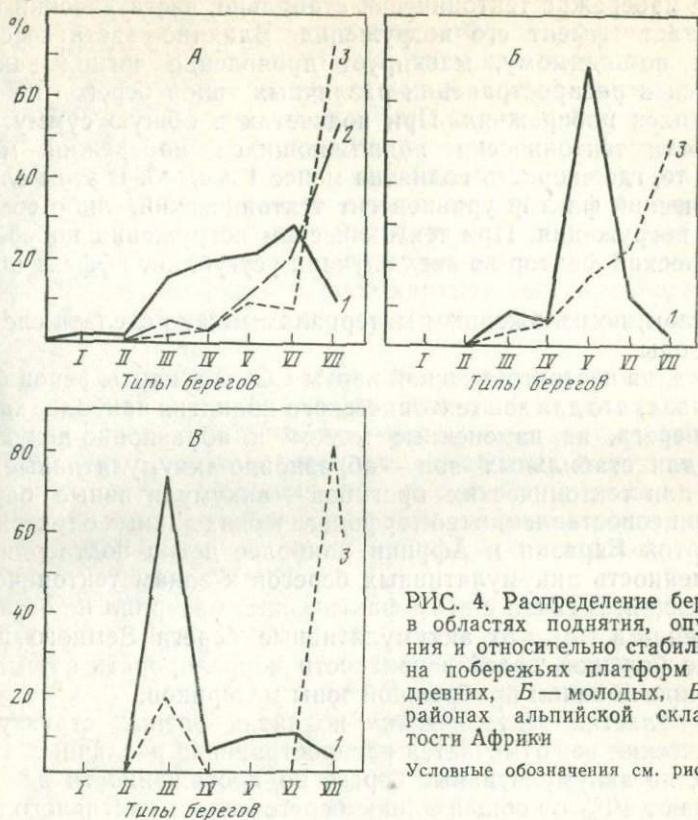


РИС. 4. Распределение берегов в областях поднятия, опускания и относительно стабильных на побережьях платформ А — древних, Б — молодых, В — в районах альпийской складчатости Африки

Условные обозначения см. рис. 2

лятивные бухтовые берега, а в областях опускания — 51% на аккумулятивные берега (см. рис. 4, Б). Для районов альпийской складчатости характерно преимущественное развитие абразионно-бухтовых берегов (74%) на участках поднятия, аккумулятивных берегов (80%) на участках опускания (см. рис. 4, В).

Таким образом, полученные данные показывают, что наиболее четкие закономерности в связях типов берегов со знаком тектонических движений отмечаются в зонах прогибания, где наблюдается преимущественное развитие аккумулятивных берегов. В зонах тектонического воздымания не удастся проследить такой закономерной зависимости за исключением платформенных областей. Что касается тектонически стабильных побережий, то распространение определенных типов берегов здесь близко к тому, что наблюдается на погружающихся побережьях. Это вполне объяснимо, если учесть влияние эвстатического фактора, общего для всех побережий Мира. В настоящее время уровень Мирового океана поднимается со средней скоростью около 1,5 мм/год (Калинин, Клиге, 1976). Вполне очевидно, что

там, где побережье тектонически стабильно, эвстатический фактор создает эффект его погружения. Влияние эвстатического фактора, по-видимому, маскирует проявление четких закономерностей в распространении различных типов берегов на поднимающихся побережьях. При подсчетах в общую сумму протяженности тектонически поднимающихся побережий могли войти и те, где скорость поднятия менее 1 мм/год. В этом случае эвстатический фактор уравнивает тектонический, либо создаст эффект погружения. При тектоническом погружении побережья эвстатический фактор во всех случаях усугубляет эффект погружения.

В целом, по изложенным материалам можно сделать следующие выводы.

1. Анализ неотектонической карты СССР и карты типов берегов показал, что для зон тектонического поднятия наиболее характерны берега, не измененные морем и абразионно-денудационные, для стабильных зон — абразионно-аккумулятивные берега, а для тектонических прогибов — аккумулятивные берега.

2. При сопоставлении геоморфологических данных с тектонической картой Евразии и Африки наиболее четко подтвердилась приуроченность аккумулятивных берегов к зонам тектонического опускания. В связи с этим фактический материал не оставляет сомнений в том, что аккумулятивные берега Земного шара можно с большой долей вероятности коррелировать с тектоническим прогибанием прибрежной зоны материков.

3. В областях тектонических поднятий разных структурно-тектонических зон отмечается распространение различных типов берегов, но аккумулятивные берега по протяженности здесь не превышают 10% от общей длины берегов аккумулятивного типа. В то же время для прогибающихся побережий не характерны берега, не измененные морем и абразионно-денудационные, протяженность которых на опускающихся побережьях составляет не более 2%. Следовательно, распространение этих типов берегов можно с уверенностью коррелировать с зонами тектонического поднятия.

4. Распространение на поднимающихся побережьях других типов берегов, особенно абразионно-бухтовых и абразионно-аккумулятивных бухтовых, свидетельствует о том, что берега на различных участках побережья находятся на различных стадиях развития. Фактически это так и должно быть, ибо все берега в своем развитии зависят от геологических и других природных условий, которые, естественно, далеко не одинаковы на всем протяжении побережья. На погружающихся побережьях важнейшие условия развития берегов (например, литологический состав отложений, уклоны подводного берегового склона и др.) более однородны и наиболее благоприятны именно для развития и формирования аккумулятивных берегов. Это обуславливает большее разнообразие

типов берегов на погружающихся побережьях, преимущественную приуроченность к ним аккумулятивных берегов.

Уже отмечалось, что современные берега — это результат послеледниковой трансгрессии Мирового океана, т. е. они формировались за последний, сравнительно небольшой отрезок геологической истории. Поэтому выделенные типы берегов будут в основном отражать влияние самых молодых тектонических движений. В сочетании с типом побережий, образование которых шло более длительное время, проведенная типизация берегов может помочь получить общую картину тектонической подвижности краев океанской чаши примерно за плиоцен-плейстоценовый интервал времени.

Морфометрический анализ составленной карты типов берегов и побережий Мира свидетельствует (см. ранее) о том, что наиболее распространены на земном шаре аккумулятивные берега. Следовательно, мы приходим к общему выводу о том, что в береговой зоне Мирового океана преобладают молодые отрицательные вертикальные движения, эффект проявления которых подчеркивается и усугубляется эвстатическим подъемом уровня океана в голоцене.

Побережья Мирового океана в противоположность его берегам формировались длительное время, следовательно, в их морфологии должен отражаться суммарный эффект проявления тектонических движений, по крайней мере, за плиоцен-плейстоценовое время. При этом горные побережья, естественно, будут соответствовать областям активного поднятия, а низменные и равнинные побережья — зонам преимущественного опускания. Побережья столовых стран, по-видимому, занимают промежуточное положение и свидетельствуют о спокойных тектонических условиях в плиоцен-плейстоценовое время.

Результаты измерения длины побережий различных типов показывают преобладание низменных побережий. Таким образом, анализ типов побережий Мирового океана показывает, что за плиоцен-плейстоценовое время края океанической чаши преимущественно опускались; восходящие движения имели более локальный характер и проявлялись в сравнительно небольших по протяженности регионах. Опираясь на эти данные, можно говорить об опускании побережий за плиоцен-плейстоценовое время относительно морского уровня.

Влияние уплотнения рыхлых осадочных толщ на вертикальную подвижность прибрежных территорий

При оценке относительных вертикальных движений берегов Мирового океана в ряде случаев следует, кроме эндогенных процессов, учитывать влияние таких факторов как гляциозостазия и уплотнение рыхлой осадочной толщи в прибрежных областях.

Гляциозостатические явления (особенно положительного знака) в настоящее время широко освещены в литературе, что позволяет признать их большое влияние на вертикальные движения территорий, покрытых или покрывавшихся материковыми ледниковыми щитами. Скорости гляциозостатических движений характеризуются десятками миллиметров в год.

Уплотнение и усадка рыхлых отложений под весом покрывающих их толщ изучены пока в гораздо меньшей степени. Многие детали этого процесса стали известны лишь в самое последнее время. Тем не менее, имеется целый ряд данных, свидетельствующих о значительных масштабах этих явлений в различных районах Земли (Бадюкова, Лукьянова, 1976).

В принципе, все осадки подвержены гравитационному давлению, эффект которого сказывается в основном в уменьшении объема породы и в оседании кровли пласта. Однако, будучи универсальным, гравитационное уплотнение в разных условиях проявляется с резко различной интенсивностью и зависит, прежде всего, от величины гравитационного давления, т. е. от мощности осадочной толщи. Указанная зависимость подтверждена и экспериментально (Харбух, Бонэм-Картер, 1974). Наибольшего эффекта этот процесс достигает на дельтовых побережьях, где активная аккумуляция постоянно выносимого реками осадочного материала приводит к накоплению огромных объемов рыхлых осадков мощностью до нескольких километров (например, в дельте Нигера — 8 км).

Степень уплотнения осадочной толщи в значительной мере зависит также от литологического состава слагающих ее пород. В общем случае объем породы под гравитационной нагрузкой сокращается, прежде всего, за счет уменьшения ее пористости. Галечники и песчаники, например, испытывают меньшую усадку, поскольку они имеют сравнительно низкую пористость и достаточно прочный минеральный скелет, слабо поддающийся гравитационному сжатию.

Песчаные отложения уплотняются главным образом вследствие их цементации, т. е. под влиянием геохимических процессов (Реггег, 1974). Они так же как и гравитационное давление вызывают уменьшение пористости осадка. Однако в этом случае объем порового пространства уменьшается не вследствие его механического сжатия, а в результате заполнения пор цементом, что мало сказывается на сокращении общего объема песчаной породы. И только значительные гравитационные нагрузки способны резко снизить объем порового пространства, а следовательно, и объем песчаной породы (рис. 5).

В самые последние годы определенно установлено, что уплотняются также и карбонатные породы. Уплотнение происходит в результате более тесной «упаковки» зерен, их дробления, деформации и коррозии, а также благодаря вытеснению поровых флюидов. А. Кугэн (Coogan, 1970) отмечает, что уплотняются

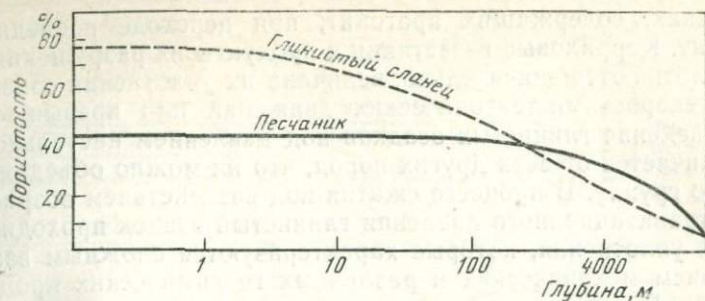


РИС. 5. Изменение пористости среднезернистого песчанника и глинистого сланца с глубиной (по Perrier, 1974)

				Выжимание свободной воды
				Выжимание адсорбированной воды
				Потери воды при химическом оседнении
				Механическая перергруппировка частиц
				Механическая деформация частиц
				Растворение и перекристаллизация
				Упругость в присутствии воды
0-10	10-35	35-75	75-90	% пористости
Перекристаллизация	Механическая деформация	Обезвоживание	Механическая перергруппировка	Стадии

РИС. 6. Стадии и факторы гравитационного уплотнения глин и сланцев (по Ронову, 1949)

главным образом мелкозернистые и оолитовые известняки, причём наибольшее уплотнение обычно происходит в том случае, если карбонатные осадки сильно насыщены водой. На основе детального изучения 190 шлифов более чем из 120 обнажений и скважин в южной части США А. Кугэн установил, что уплотнение в оолитовых известняках может достигать весьма значительных размеров. Поскольку при прочих равных условиях уплотнение есть функция времени, временной фактор играет существенную роль, степень уплотнения колеблется от 59% в современных карбонатных отложениях в районе дельты Миссисипи до 65% — в Багамских плейстоценовых известняках залива Вирджиния и даже до 90% — в глубоко залегающих плиоценовых известняках Северной Луизианы. Особенно изменяется пористость

в осадках, содержащих арагонит, при переходе последнего в кальцит. Корраловые известняки и продукты их разрушения также уплотняются значительно, величина их уплотнения соизмерима со скоростями тектонических движений или превышает их.

Поведение глинистых осадков под давлением настолько резко отличается от всех других пород, что их можно объединить в особую группу. В процессе сжатия под воздействием возрастающего гравитационного давления глинистый осадок проходит ряд стадий уплотнения, которые характеризуются сложным взаимодействием механических и различных геохимических процессов (рис. 6). В результате значительно уменьшается пористость глинистого осадка (см. рис. 5), что ведет к заметному сокращению его мощности обычно на 70—80%.

Наибольшей способностью к уплотнению характеризуется торф, поскольку он имеет слабый скелет и чрезвычайно большую пористость. В. И. Волков (1964) отмечает, что молодой торф у поверхности содержит до 90% воды, а погребенный и уплотненный торф — 15—30%, т. е. только за счет потери воды мощность торфа сокращается в 3—4 раза. По сведениям С. Кайе и Е. Баргорна (Кaye, Barhoorn, 1964), которые изучали марши Массачусетса (восточное побережье США), кровля торфа, 1000 лет назад (по радиоуглеродным данным) формировавшегося близ уровня высокого прилива, в настоящее время располагается гораздо ниже этого уровня и погребена под более молодыми напластованиями. Эти авторы объясняют данное обстоятельство тем, что за прошедшее сравнительно небольшое время торфяная пачка уплотнилась примерно на $\frac{1}{3}$ от своей первоначальной мощности. Характерно, что в результате этого процесса включенные в торф стволы деревьев также переместились ниже, а достигнув прочного основания, под влиянием нагрузки несколько деформировались («сплюснулись»).

На основании своих наблюдений С. Кайе и Е. Баргорн вывели теоретические кривые поведения торфа под влиянием гравитационной нагрузки во времени. Ими показано, что кровля торфяного слоя, формировавшегося первоначально близ уровня моря, с течением времени значительно опустилась за счет уплотнения торфяной массы.

Примерно аналогичные данные приводят И. Колеман и В. Смит (Coleman, Smith, 1964) для торфов центрального побережья Луизианы: кровля торфа, возраст которого по радиоуглеродным определениям равен 7200 лет, располагается здесь на глубине до 12 м от поверхности, что также увязывается со значительным уплотнением торфяного слоя.

С большой способностью торфа к уплотнению связано местами появление своеобразных форм инверсии рельефа прибрежных территорий. Такие формы, в частности, известны в Нидерландах (Ente, 1964) и во Фландрии (Guilcher, 1963), где имеются мощные торфяные образования. Последовательность разви-

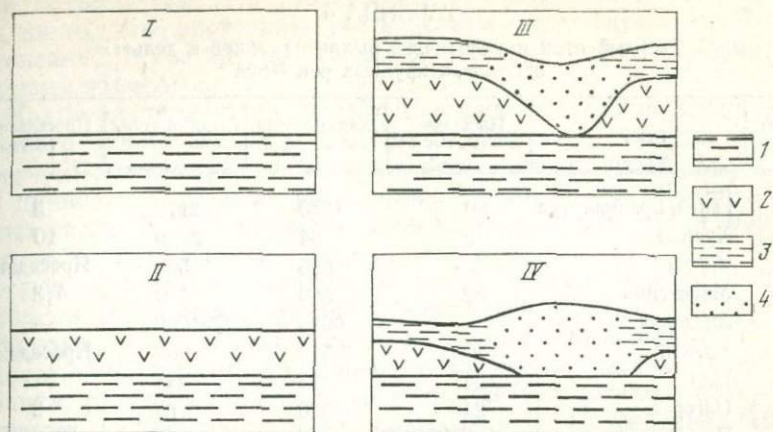


РИС. 7. Образование инверсии рельефа за счет уплотнения торфа во Фландрии (по Guilcher, 1963):

I — древняя морская глина; 2 — торф; 3 — молодая морская глина; 4 — песок; *I* — стадия древнего морского бассейна; *II* — субаэральная стадия — образование торфа; *III* — размыв торфа и отложение молодых морских глин и песков; *IV* — уплотнение торфа и формирование инверсии рельефа

тия инверсии рельефа во Фландрии представлена на рис. 7. Прибрежная торфянистая равнина (*II*) в одну из стадий развития голоценовой трансгрессии перекрывалась водами морского залива, который оставил здесь песчано-глинистые накопления. Торфяная поверхность в период активного нарастания трансгрессии была сильно размыва и местами абразия достигла подстилающего слоя (*III*). В абразионных понижениях отложились морские пески. С течением времени под тяжестью морских отложений погребенный торф значительно уплотнился, что привело к резкому оседанию поверхности равнины над ним. В результате песчаная пачка, залегавшая в абразионной впадине и опиравшаяся непосредственно на древние глины, сохранила гипсометрическое положение и образовала положительную форму рельефа.

Таким образом, наибольшее уплотнение свойственно глинистым и торфянистым отложениям. Именно эти отложения преобладают в дельтах крупных рек и достигают здесь, как уже говорилось, чрезвычайно большой мощности. Естественно, что уплотнение этих дельтовых толщ под весом собственной тяжести на 70—80% может привести к значительному оседанию поверхности прибрежных участков суши и подводного склона, которое не всегда полностью компенсируется новыми порциями выносимого рекой осадочного материала.

Чем быстрее происходит осадконакопление в дельте (т. е. чем больше образуются мощности осадков), тем активнее развива-

ТАБЛИЦА 4

Твердый сток и уплотнение рыхлых осадков в дельтах некоторых крупных рек Мира

№№ п/п	Река	Площадь дельты, тыс км ²	Жидкий сток, км ³ /год	Твердый сток, млн. т/год	Проседания, см/год
1.	Ганг и Брахмапутра	80	1230	2177	5
2.	Хуанхэ	2	54	2000	10
3.	Янцзы	—	995	501	Проседание
4.	Миссисипи	32	580	500	4,3
5.	Амазонка	—	6930	>1000	—
6.	Меконг	70	510	900	Проседание
7.	Нил	24	73	111	«
8.	Нигер	24	270	67	2
9.	По	0,14	49	18	0,2

ется уплотнение. В табл. 4 приводятся данные о твердом стоке и уплотнении рыхлых осадков в дельтах некоторых крупных рек Мира, где жидкий сток рек приводится по данным книги «Мировой водный баланс» (1974), твердый сток — преимущественно по данным Д. Холемана (Holeman, 1968); оценка проседания осадков в дельтах взята по данным Самойлова (1952), Боброва (1968), Чистякова и Рихтера (1969), Лисицына (1974), Аллена (Allen, 1962), Хосперса (Hospers, 1965), Свенсона и Турлова (Swanson, Thurlow, 1973). Данные табл. 4 свидетельствуют о том, что в дельтовых областях всех рек, имеющих значительный твердый сток, развиваются явления уплотнения осадков. Так, например, Ганг и Брахмапутра выносят ежегодно до 2177 млн. т рыхлых наносов, часть которых идет на формирование огромной Бенгальской дельты площадью до 80 000 км². Мощность неогеновых и четвертичных осадков составляет здесь около 7000 м, из них мощность голоценовых и четвертичных накоплений — несколько сотен метров. Современные дельтовые отложения представлены преимущественно глинами, суглинками, илами с небольшой примесью тонкозернистых песков. В более древних напластованиях также преобладают осадки с тонким механическим составом. Естественно, что при таких благоприятных условиях для уплотнения, как огромные мощности и тонкий механический состав дельтовых накоплений, должны происходить значительные оседания земной поверхности. А. А. Чистяков и В. Г. Рихтер (1969), учитывая объем твердых выносов Ганга и Брахмапутры, ориентировочно оценивают скорость прогибания всей этой территории в 4—5 см/год. При этом данные повторного нивелирования, наблюдения над темпом захоронения деревьев и торфяников, относительное погружение подводных террас, большие глубины дна и отсутствие четко выраженного свала глубин, маркирующего внешний подводный

край дельты,— все это указывает, по мнению названных авторов, на то, что восточная часть дельты прогибается особенно интенсивно, и это прогибание не компенсируется поступающими речными наносами.

Наибольшие скорости уплотнения фиксируются на побережье Желтого моря, в районе дельт рек Янцзы и Хуанхэ. Кроме того, в Желтое море выносятся в основном лёссовый материал, что приводит к резкому увеличению скорости уплотнения дельтовых толщ. При осадении этого лёссового материала формируются тонкие илистые осадки, обладающие большой пористостью: в пределах авандельты реки Хуанхэ твердая фаза в современных илистых осадках составляет всего от 10 до 30% (Лисицын, 1974). Такие осадки, сильно насыщенные водой, чрезвычайно быстро уплотняются со скоростью до 10 см/год. Правда, различными авторами оседание поверхности интерпретируется не одинаково. Так, например, В. Г. Лебедев (1968) объясняет прогибание прибрежной территории целиком за счет неотектонических процессов. Это прогибание дельтовых областей в значительной мере компенсируется активным поступлением новых порций речных выносов, что обеспечивается значительным объемом твердого стока реки и сравнительно малой площадью ее дельты (скорость седиментации местами достигает 1,5 м/год).

Наиболее изучены процессы уплотнения в районе дельты реки Миссисипи. Река выносит до 500 млн. т наносов в год (см. табл. 4) и обладает значительной по площади дельтой. Американские исследователи исходят из того, что за последние 2000 лет послеледниковая трансгрессия замедлилась и уровень моря менялся незначительно (Fisk, 1944). Если даже признавать продолжающееся развитие голоценовой трансгрессии до настоящего времени (Fairbridge, 1960, Shepard, 1961), то и тогда максимальная оценка скорости эвстатического подъема уровня моря равна $\sim 1,0$ мм/год. Следовательно, отмечающееся местами быстрое изменение относительного положения уровня моря следует отнести за счет проявления тектонических процессов и некоторых экзогенных факторов. В тектонически стабильных областях таким фактором может быть уплотнение осадочных толщ и связанное с ним оседание поверхности прибрежных территорий.

Относительно спокойно в тектоническом отношении северное побережье Мексиканского залива, относящееся к палеозойской платформе. Именно этот район детально изучался Р. Свенсоном и М. Турловым (Swanson, Thurlow, 1973) для выяснения скоростей прогибания прибрежных областей под воздействием гравитационной нагрузки. Для этого на указанном отрезке побережья был выбран ряд пунктов, в которых проводились многолетние (с 1948 по 1971 г.) наблюдения, а также были выполнены радиоуглеродные определения возраста осадков, слагающих прибрежную равнину. Сравнительный анализ полученных данных

ТАБЛИЦА 5

Скорости оседания поверхности прибрежной равнины Техаса и Луизианы
(по Swanson, Thurlow, 1973)

№ п/п	Пункты наблюдения	Период наблюдения	Скорости оседания, см/год
1.	Седар — Кэй	1959—1971	0,16
2.	Саут Пасс	1959—1970	4,30
3.	Эмпайр Джетти	1959—1970	4,32
4.	Хамбл ойл платформ «а»	1959—1969	1,51
5.	Байу Риго	1959—1971	1,29
6.	Юджин Айленд	1959—1970	1,12
7.	Сабин Пасс	1960—1969	1,25
8.	Галвестон Пир	1959—1971	0,60
9.	Галвестон	1959—1970	0,86
10.	Фрипорт	1959—1971	1,12
11.	Порт Изабел	1959—1971	0,49

(табл. 5) показывает, что наибольшие скорости оседания выявлены в пределах дельты Миссисипи, где они достигают 1,5—4,3 см/год. Чем дальше от дельты, тем меньше темпы накопления наносов и скорость их уплотнения и оседания; по краям прибрежной аллювиально-морской равнины Техаса и Луизианы скорости относительного прогибания минимальны и составляют 0,16—0,49 см/год.

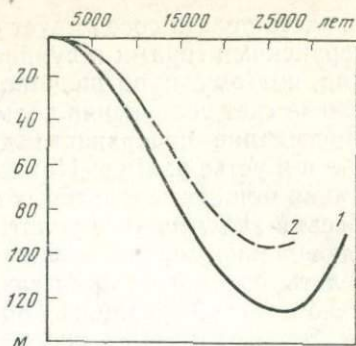
Следует оговориться, что приведенные величины скоростей оседания поверхности дельты Миссисипи характеризуют небольшой период времени. За больший отрезок времени благодаря осреднению величин скорости будут примерно на порядок ниже (Леонтьев, 1967).

Детальное изучение 140 мелководных кернов, отобранных Д. Морганом (Morgan, 1963) в пределах авандельты реки Миссисипи, позволило оценить темп уплотнения осадков и прогибания поверхности авандельты от 0,5 до 3 см/год, что мало отличается от приведенных ранее цифр (см. табл. 5).

Значительные скорости уплотнения дельтовых осадков Миссисипи отмечаются и другими исследователями, в частности, Х. Фиском (Fisk, 1956), Д. Бирном и др. (Burne et al., 1959), Д. Колеманом и В. Смитом (Coleman, Smith, 1964) и Д. Шоллом и М. Стюивером (Scholl, Stuiver, 1967), др. На основе обобщения и статистической обработки 147 радиоуглеродных определений возраста осадков в различных районах побережья Мирового океана Т. Шегота (Segota, 1968) построил обобщенную кривую эвстатического подъема уровня океана за последние 27 тыс. лет и сопоставил с ней уровенную кривую, выведенную на основе анализа 37 радиоуглеродных определений, сделанных для дельты

РИС. 8. Изменение относительного положения уровня моря в дельте р. Миссисипи (по Segota, 1968):

- 1 — кривая, отражающая относительное изменение уровня моря в дельте р. Миссисипи;
 2 — обобщенная кривая последнего эвстатического повышения уровня моря



Миссисипи (рис. 8). Разницу в положении обеих кривых Т. Шегота рассматривает как результат опускания территории дельты за счет уплотнения осадков. Средняя скорость опускания, по расчетам этого автора, составляет 1,157 м за 1000 лет (1,2 мм/год).

Значительным объемом твердого стока отличается также река Амазонка (см. табл. 4). Однако благодаря малой ширине шельфа большая часть речных выносов, по-видимому, уходит за бровку шельфа, в пределы материкового склона. Все же некоторая часть речных наносов распределяется морскими волнами вдоль берега и из них формируются обширные аккумулятивные отмели. Осаждению илистого материала во многом способствует также мангровая растительность. Здесь могут проявляться процессы уплотнения тонких торфянистых накоплений, которые, по-видимому, характерны и для других низменных мангровых берегов.

Значительное уплотнение дельтовых осадков отмечается в районе устья Меконга (Лисицын, 1974), где толща четвертичных отложений достигает мощности 3000 м. По объему твердого стока (см. табл. 4) река Меконг — одна из крупнейших в мире. Площадь ее дельты равна 70 тыс. км² и ежегодно дельта выдвигается в море на 80—100 м. Большая мощность рыхлых осадков приводит к широкому развитию явления их уплотнения, которое по масштабам вполне сравнимо с районом дельты Миссисипи.

Хорошо изучены описываемые явления в дельте р. Нигер, которая также отличается большой скоростью седиментации. По данным Р. Аллена (Allen, 1962), в дельте Нигера за 1000 лет аккумулируется до 700 куб. миль осадков. Общая мощность осадочной толщи достигает здесь 8 км. Река Нигер имеет обширную аванделту, которая приближается к краю континентального шельфа. По сведениям того же автора, темп уплотнения осадков и оседания поверхности авандельты здесь очень значителен и составляет величину порядка 4 футов за 100 лет (0,12 см/год). Максимальные погружения (до 2 см/год) отмечаются вдоль оси симметрии дельты, где речные отложения наиболее мощные. В восточной части дельты оседание еще более значительное, од-

нако, здесь дельта соседствует с активной тектонической зоной — Камерунскими горами и вулканическими островами Гвинейского залива, поэтому происшедшие там прогибания нельзя относить только за счет уплотнения дельтовых отложений.

Проседание поверхности дельты под тяжестью осадков известно и в устье р. Нил (Harrison, 1955), где также наблюдается огромная мощность дельтовых накоплений (3000 м).

Весьма значительное уплотнение (см. табл. 4) аллювиальных и аллювиально-морских глинистых отложений отмечается в районе дельты р. По и на прилегающих участках прибрежной аллювиально-морской равнины (Бобров, 1968; Polli, 1960; Ferrerio, 1965). Эти процессы во многом способствуют медленному затоплению западного побережья Адриатического моря.

Уплотнение рыхлых осадочных толщ катастрофически ускоряется и усиливается в сейсмически активных районах. Мощные подземные толчки вызывают сильное уплотнение рыхлых накоплений и резкое сокращение их объема, что проявляется на поверхности в виде оседания значительных по площади участков. Так, на побережье озера Байкал в результате землетрясения 1861 года произошло быстрое уплотнение аккумулятивной толщи низкой озерной террасы близ устья реки Селенги и оседание всего этого участка (Цаганская степь) под уровень озера (Леонтьев, Айбулатов, 1956). Сейчас здесь мелководная лагуна (залив Провал) площадью 200 км². В настоящее время оседание этого участка продолжается со скоростью около 3 см/год.

О. К. Леонтьев, Н. А. Айбулатов упоминают также об оседании обширного участка («соленое болото» Rann-of-Catch) древней дельты Инда в результате землетрясения 1827 года, что тоже объясняется резким уплотнением дельтовой толщи и значительным сокращением ее объема.

Приведенный краткий обзор имеющихся сведений об уплотнении рыхлых отложений и связанном с ним оседании поверхности прибрежных (особенно дельтовых) районов показывает, что это явление широко развито на побережьях мира и по эффекту проявления вполне сопоставимо с гляционизостатическими явлениями. Следовательно, уплотнение осадков может оказывать существенное влияние на относительную вертикальную устойчивость морских берегов и должно учитываться при выяснении этой устойчивости.

Более того, в настоящее время имеются данные, свидетельствующие о том, что толщи осадков мощностью в 2—8 км оказывают колоссальные гравитационные нагрузки на всю земную кору в целом и вызывают ее прогибание. Величина этого прогибания зависит от мощности осадочной толщи и от плотности слагающих ее пород. Д. Хосперс (Hospers, 1965), исследовавший дельту Нигера, делает попытку построить гипотетический разрез земной коры под этой дельтой, отразив указанную зависимость (рис. 9). По разрезу видно, что при плотности осадков 2,40 г/см³ амплитуда

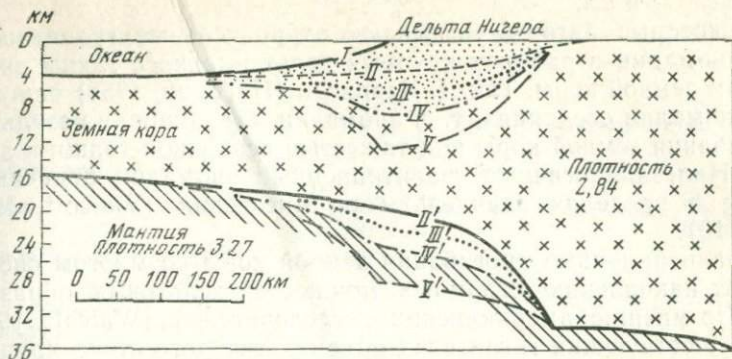


РИС. 9. Гипотетический разрез через дельту р. Нигер (по Hospers, 1965):

I — современное положение поверхности морского дна;

II — положение поверхности морского дна, если бы дельта Нигера не существовала.

Современное положение поверхности морского дна при плотности дельтовых отложений: *III* — 2.00, *IV* — 2.40, *V* — 2.67; *I'* — положение подошвы земной коры при отсутствии дельты р. Нигер.

Современное положение подошвы земной коры при плотности дельтовых отложений: *III'* — 2.00, *IV'* — 2.40, *V'* — 2.67

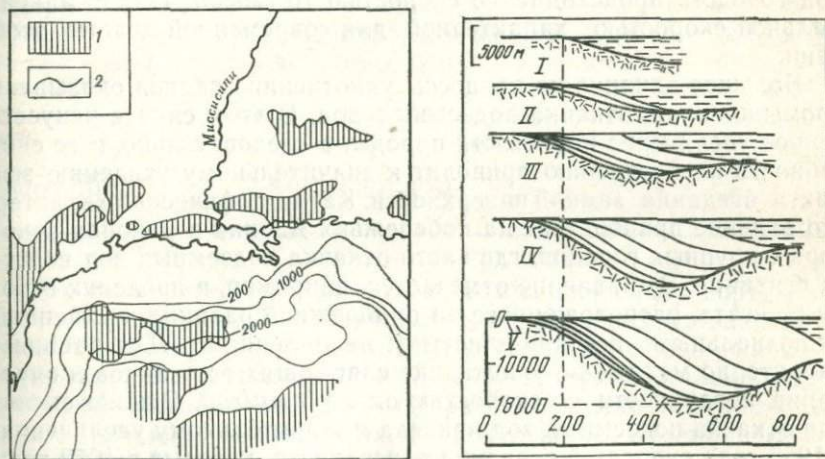


РИС. 10. Отрицательные гравитационные аномалии (в редукции Буре) в дельте р. Миссисипи и в северной части Мексиканского залива (по Walcott, 1972)

1 — гравитационные аномалии со значением менее 20 мгал, *2* — изобаты

РИС. 11. Пять стадий роста осадочной линзы в водоеме при прогибании земной коры (по Walcott, 1972)

прогибания земной коры достигнет 5 км, а при плотности $2,67 \text{ г/см}^3$ — 9 км.

Некоторые авторы увязывают отрицательные гравитационные аномалии в районах крупных дельт именно с таким прогибанием земной коры. Так Д. Харрисон (Harrison, 1955) описывает «аномалии оседания», т. е. аномалии, возникшие в результате прогибания земной коры под тяжестью осадочной толщи в дельте р. Нил; аналогичные гравитационные аномалии отмечаются также в пределах авандельты р. Миссисипи (Walcott, 1972) (рис. 10).

Гравитационные прогибания земной коры во многом способствуют накоплению огромных мощностей дельтовых образований. По мнению американских исследователей (Walcott, 1972), при существующих гигантских объемах твердого стока крупнейшие реки мира могли бы легко заполнить своими выносами мелководные заливы или водоемы (р. Хуанхэ), и только сильные прогибания земной коры под тяжестью осадочной толщи препятствуют этому (рис. 11).

Природный процесс уплотнения осадочной толщи и оседания слагаемой ею поверхности неизбежно усиливается в результате хозяйственной деятельности человека. Известно, например, что дополнительная тяжесть городских строений города Шанхая усугубляет уплотнение древних дельтовых отложений реки Янцзы. Повторные нивелировки показывают, что оседание поверхности под городом происходит со скоростью 10 см/год , т. е. с максимальной скоростью, характерной для современной дельты этой реки.

Большое влияние на процессы уплотнения осадков оказывает промышленная откачка подземных вод. В этом случае искусственное увеличение пористости породы, а следовательно, и ее способность к уплотнению приводит к значительному усилению эффекта оседания земной поверхности. Катастрофический характер это явление приобретает на побережьях Японии в районах некоторых крупных городов, где часто откачка подземных вод ведется стихийно. Это явление отмечается, например, в пределах города Ниигата, расположенного на прибрежной равнине, сложенной аллювиальными песчано-илистыми накоплениями. Для равнины характерно медленное уплотнение слагающих ее осадков и опускание поверхности со скоростью около 3 мм/год . Однако активная откачка подземных вод привела к значительному увеличению с 1955 года скоростей оседания поверхности, которые в 1959 году составили на отдельных участках 53 см/год , причем эти скорости проявлялись в пределах припортовой городской полосы длиной в 70 км. Аналогичное явление отмечается и в других точках земного шара (см. табл. 6, рис. 12, А).

Значительного оседания земной поверхности следует ожидать также в районах добычи нефти, причем в этих случаях скорости опускания могут достигать очень больших значений.

ТАБЛИЦА 6

Скорость оседания земной поверхности в некоторых точках земного шара

Место	Максимальная скорость опускания, см/год	Время наблюдения	Причина опускания	Источник информации
Ниигата	53,0	1958 1959	Откачка подземных вод	The port of Niigata, 1965
Токио (район Edogawa)	19,5	1933	»	То же
Осака (район Nishiyedogawa)	21,0	1939	»	«
Амагасаки	19,4	1957	»	«
Тайра	5,5	1898 1953	Добыча угля	«
Негойя	5,0	1934 1948	Откачка подземных вод	«
Фукуока	10,5	1897 1954	Добыча угля	«
Лонг Бич, Калифорния, США	71,9	1951	Добыча нефти	Cooke, Doornkamp, 1974
Дельта реки Пада-но, Италия	30,0	1950—1951 1956	Откачка подземных вод	«
Сан-Джоаквин, Калифорния, США	50,6	1955 1957	»	«
Шанхай	10,0	1955—1958	Нагрузка зданий	Walcott, 1972
Мехико — Сити, Техас, США	25—30	после 1948	»	Poland, Davis, 1969
Хьюстон — Галвестон	6	1954—1959	Откачка подземных вод, частично нефти	Cooke, Doornkamp, 1974
Техас, США	7,6	1959—1964		«

Особенно показателен в этом отношении район порта Лонг Бич в Калифорнии, в окрестностях которого идет активная добыча нефти (Cooke, Doornkamp, 1974). За период с 1928 по 1971 гг. максимальное вертикальное опускание поверхности прибрежной равнины составило здесь 9,3 м, причем скорость опускания колебалась в полном соответствии с изменениями объемов извлечения нефти (рис. 12, Б, 13). Максимуму нефтедобычи в 1951 г. соответствует и наивысшая скорость опускания (см. табл. 6). В результате этого процесса большая часть порта и соседние участки прибрежной равнины оказались под угрозой затопления морем, что потребовало разработки дорогостоящей программы защиты этой территории от моря.

Таким образом, при оценке относительных вертикальных движений морских берегов в районах активного освоения человеком

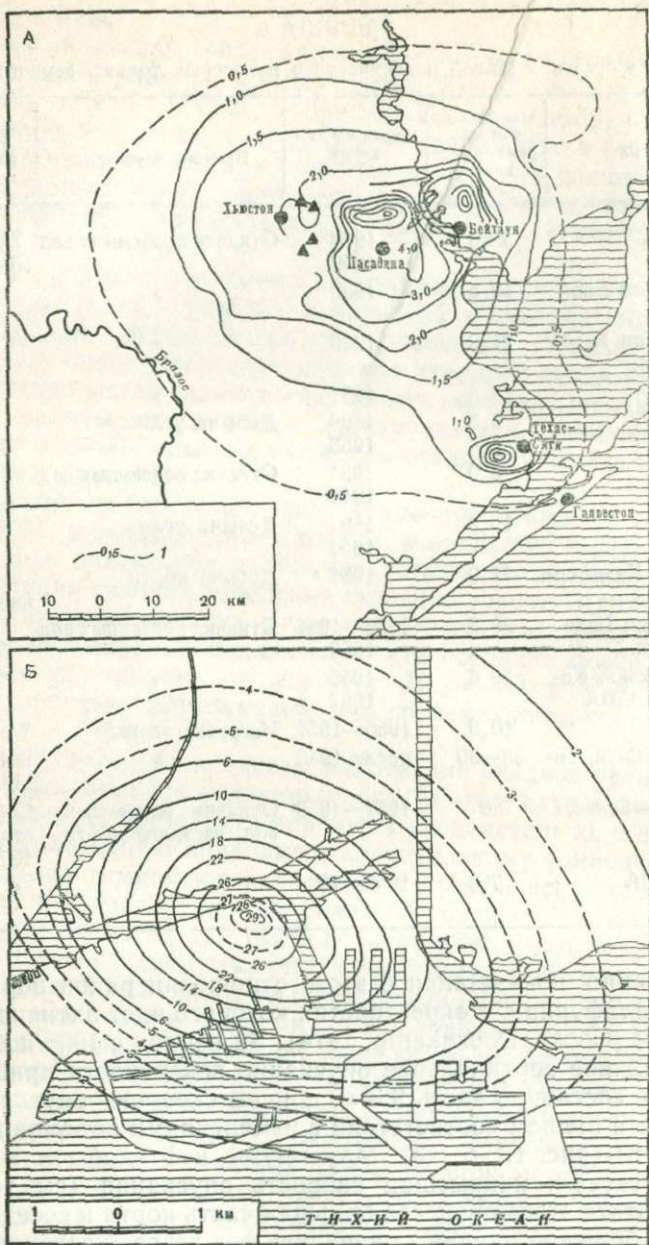


РИС. 12. Опускание поверхности равнины: А — в районе Хьюстон-Галвестон (из Сооке, Доогнкамп, 1974); Б — в районе порта Лонг Бич, Калифорния в период 1928—1971 гг. (по Сооке, Доогнкамп, 1974)

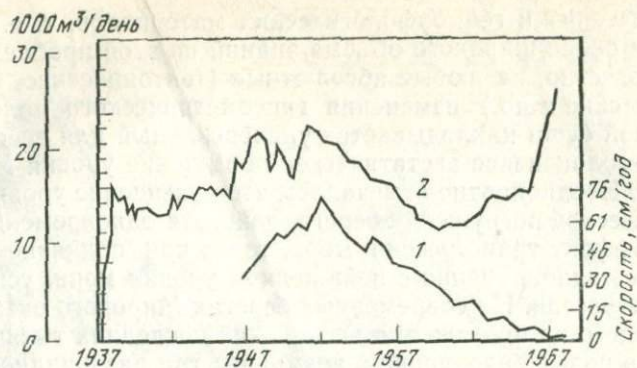


РИС. 13. Скорость добычи нефти и скорость опускания в пределах нефтяной площади Вилмингтон, Калифорния (из Cooke, Doornkamp, 1974):

1 — скорость опускания, 2 — добыча нефти

необходимо учитывать также влияние его хозяйственной деятельности, которое может многократно превосходить по масштабам скорости тектонических движений как и скорости естественного оседания поверхности за счет уплотнения осадков.

Относительные вертикальные движения берегов Мирового океана в голоцене

Комплексное изучение берегов Мирового океана дало возможность подойти к оценке относительных вертикальных движений побережий в голоцене. С этой целью была сделана попытка составить карту современных относительных вертикальных движений берегов мира (рис. 14), которая суммирует имеющиеся геолого-геоморфологические данные по этому вопросу.

Важным обобщением материалов по указанной проблеме явилась известная монография Х. Валентина (Valentin, 1951), к которой была также приложена мировая карта современных вертикальных движений морских берегов. Появление новых данных и новых теоретических представлений за прошедшую четверть века потребовало возобновления работы над составлением такой карты. Кроме того, карта и выводы Х. Валентина строились исключительно по показаниям футштоков, сеть которых недостаточно густа и сейчас, а длительность рядов наблюдений, обеспечивающая надежность многолетних данных, далеко не одинакова.

Предлагаемая карта (см. рис. 14) современных относительных вертикальных движений берегов Мирового океана (масштаб 1 : 20 000 000) строилась нами с учетом структурно-геологических,

гидрологических и геоморфологических материалов, т. е. с привлечением более широкого объема знаний по этой проблеме.

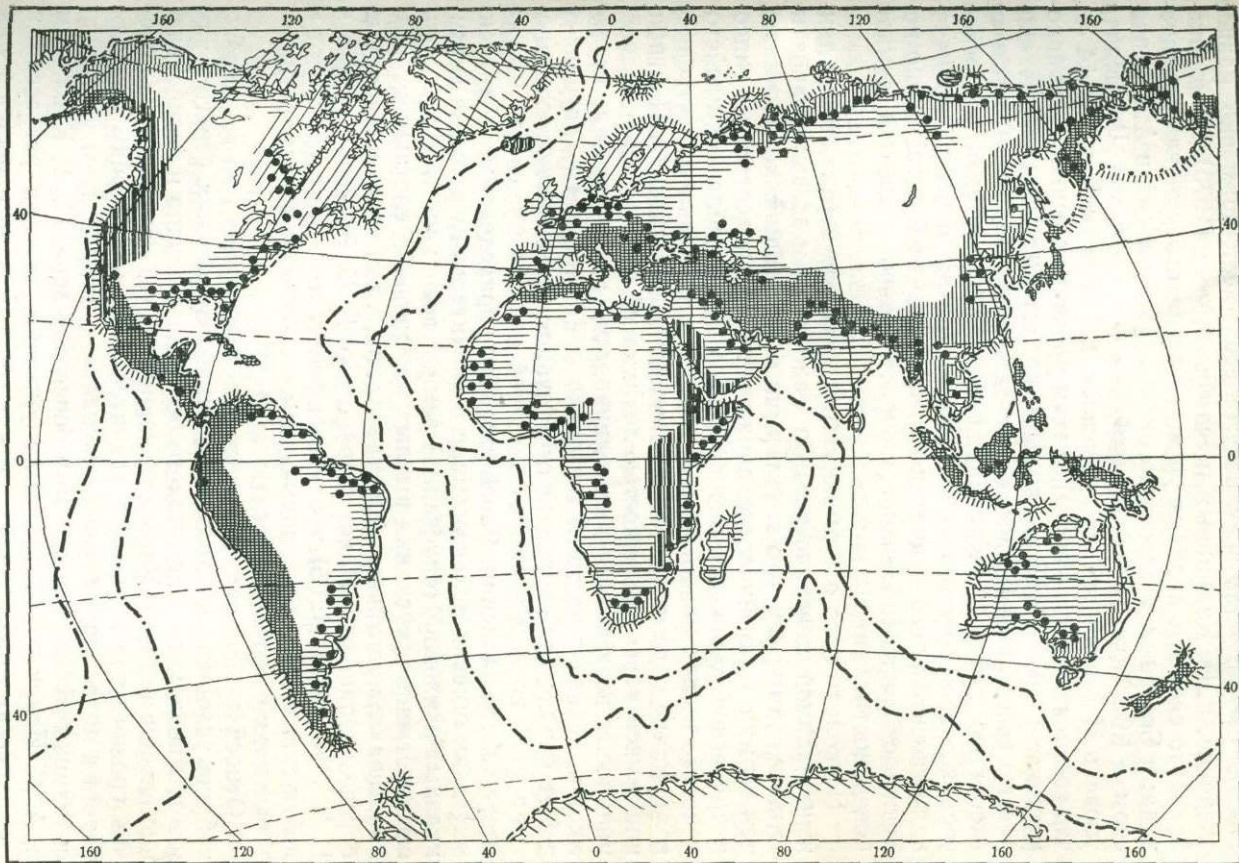
Как известно, на любые абсолютные (тектонические, гляциоизостатические и др.) изменения гипсометрического положения прибрежной суши накладывается универсальный для всего мира фактор — голоценовое эвстатическое повышение уровня Мирового океана. Неоднократно отмечалось, что повышение уровня моря и тектоническое погружение берега, действуя одновременно, усиливают эффект трансгрессии моря, тогда как поднятие берега, проявляясь одновременно с понижением уровня моря, усиливает эффект регрессии. На современных берегах Мирового океана, испытывающего на протяжении нескольких последних тысячелетий медленное повышение уровня, возможны три разновидности сочетания гидрократического (собственно повышение уровня моря) и геократического (колебание земной поверхности) факторов: 1) уровень повышается, берег поднимается; 2) уровень повышается, берег погружается; 3) уровень повышается, берег тектонически стабилен. Конечно, очень важно соотношение скоростей повышения уровня моря и поднятия или погружения берега. Если скорость повышения уровня больше, чем скорость вертикальных тектонических движений, то во всех трех случаях мы будем свидетелями трансгрессии моря, т. е. относительного погружения берега, причем в первом случае эффект трансгрессии максимален, а во втором — минимален. Если геократическое поднятие берега больше, чем скорость повышения уровня, мы будем наблюдать регрессию моря (океана) или относительное поднятие берега.

Для процессов, формирующих берег моря, по существу безразлично, опускается ли берег под действием геократического фактора или же он затопляется вследствие действительного повышения уровня моря; поднимается ли берег или он осушается вследствие понижения уровня. Нам неоднократно приходилось говорить о том, что динамические последствия трансгрессий независимо от того, геократические они или гидрократические, аналогичны. Именно в силу этих обстоятельств дальнейшее рассмотрение проблемы ведется применительно к оценке относительных вертикальных движений. Следует заметить, что если скорость движений для данного отрезка берега удастся восстановить, то

→

РИС. 14. Схема относительных вертикальных движений берегов Мирового океана

Берега: 1 — относительно поднимающиеся; 2 — относительно стабильные; 3 — относительно опускающиеся. Неотектоническая характеристика прибрежной суши и элементы морфоструктуры дна Мирового океана: 4 — докайнозойские платформы; 5 — области новейшей активизации докайнозойских платформ; 6 — области альпийского и современного геосинклинального горообразования; 7 — области новейшей активизации, связанные с влиянием процессов рифтогенеза; 8 — гляциоизостатические области: а — поднятые, б — опущенные; 9 — крупные тектонические прогибы; 10 — границы срединно-океанических хребтов



получение представления о скоростях геократических смещений поверхности Земли в пределах береговой полосы в принципе не составит большого труда. Ведь повышение уровня воды в каждом из океанов для всех берегов его имеет примерно равное значение. Г. П. Калинин и его соавторами (1975) было показано, что скорость подъема уровня в отдельных океанах неодинакова: в Северном Ледовитом океане — 2,6 мм/год, в Атлантическом — 1,9, Тихом — 0,9, Индийском — 0,6 мм/год. В среднем уровень Мирового океана повысился с 1807 по 1968 гг. на 14 см, что составляет 0,9 мм/год. При этом уровень повышался неравномерно: с 1810 по 1905 гг. подъем происходил со средней скоростью всего лишь 0,2 мм/год, но зато за последние 70 лет — со скоростью 2 мм/год (Калинин, Клиге, 1976). Вероятно, отняв среднюю величину скорости подъема уровня океана из значения относительного поднятия или погружения берега можно получить скорость собственно геократического смещения земной поверхности.

Несколько слов о термине «геократические вертикальные движения земной поверхности». Он кажется нам здесь предпочтительнее, учитывая, что этот термин более общий по значению, чем термин «тектонические движения». Как известно, на гипсометрическое положение земной поверхности в областях плейстоценового и современного материкового оледенения существенное воздействие оказывают гляциоизостатические явления. Прогибание земной коры под тяжестью ледниковой нагрузки и компенсационное ее воздымание после ликвидации этой нагрузки, строго говоря, нельзя отнести к тектоническим процессам, поскольку первопричиной их служат не структурно-тектонические особенности земной коры, а реакция последней на давление сверху или на снятие этого давления. Ранее уже были приведены многочисленные данные, свидетельствующие о значительном размахе вертикальных движений (опусканий) земной поверхности под влиянием уплотнения, «усадки» рыхлых отложений, слагающих различные аккумулятивные формы рельефа, в том числе и обширные береговые равнины. Наконец, работами Б. С. Русанова (1961) и Г. И. Леонтьева (1965) убедительно показано, что существуют и другие причины вертикальных движений земной поверхности, которые имеют не тектоническую природу.

Относительные вертикальные движения влияют на такие важнейшие условия, определяющие динамику морских берегов, как уклоны поверхности подводного берегового склона и распределение глубин над ним. Известно, например, что изменения положения уровня моря вызывают значительную перестройку профиля берега и подводного берегового склона и способствуют усилению литодинамических процессов в береговой зоне. П. А. Каплиным и А. С. Иониным (1956) было показано, что при регрессии и трансгрессии моря большое, нередко определяющее значение для хода и интенсивности береговых процессов имеет величина укло-

на той поверхности, которая при данном положении уровня моря становится исходной для выработки подводного берегового склона. Отсюда следует, что относительные вертикальные движения определенным образом влияют на динамику морского берега и, следовательно, между морфодинамическими типами берегов и относительными вертикальными движениями должна существовать достаточно четкая связь. Выполненная специально для проверки этой гипотезы работа показала, что такая связь действительно существует.

Установление определенных связей между типами морских берегов и характером относительных вертикальных движений открывает некоторые возможности для решения обратной задачи: по типам берегов Мирового океана оценить характер вертикальной подвижности того или иного отрезка берега, используя для этих целей составленную ранее карту типов берегов Мирового океана. Этот материал, прежде всего, взят за основу при составлении Карты современных относительных вертикальных движений берегов мира (см. рис. 14).

В большой мере выводы о характере относительных вертикальных движений берегов базировались также на структурно-тектонической характеристике побережий. Поэтому на карте были выделены сравнительно стабильные в тектоническом отношении побережья — области докайнозойских платформ, а также побережья с интенсивным проявлением неотектонических движений — области альпийского и современного горообразования, активизированных докайнозойских горных сооружений и современного рифтообразования. Особо выделены также районы крупных тектонических прогибов, которые характеризуются активным накоплением осадочных толщ.

При составлении карты учитывался известный минимум данных о количественных характеристиках относительных вертикальных движений морских берегов. Наибольший объем таких данных имеется для крупных регионов платформенных щитов, испытавших в плейстоцене оледенение и в настоящее время в связи с ликвидацией ледниковой нагрузки подверженных интенсивным восходящим гляциоизостатическим движениям.

Известно, что максимальные значения гляциоизостатических поднятий характеризуют районы Земного шара, сравнительно недавно освободившиеся от ледникового покрова — Северо-Западную Европу (Скандинавию, Великобританию), острова Шпицберген, Новую Землю, а также Северную Канаду. Суммарная амплитуда поднятий этих побережий за послеледниковое время может превысить 100 м. Современные скорости в областях интенсивных гляциоизостатических поднятий местами достигают 1 м в столетие (Шведское побережье Ботнического залива).

При оценке величины гляциоизостатического поднятия большинство исследователей (Хольтедаль, 1958; Лаврова, 1960;

Шкотт и др., 1968; Кинг, 1968; Saugato, 1958) сообщают данные о суммарной деформации древних береговых линий за последние 6,5—8 тыс. лет. Так, для Северной Америки величина послеледникового поднятия получена (Кинг, 1968) при анализе деформаций береговой линии самой высокой морской террасы, возраст которой 7—8 тыс. лет (рис. 15). Максимум этой деформации располагается в пределах акватории Гудзонова залива и составляет 200—250 м. Таким образом, скорость поднятия этого побережья в послеледниковое время достигала более 35 мм/год.

Для Скандинавии М. Саурамо (Saugato, 1958) предлагает схему изолиний деформации литоринового опорного горизонта (рис. 16), которая показывает, что наибольший подъем земной поверхности отмечается в вершинной части Ботнического залива. Суммарная амплитуда поднятия составляет здесь более 100 м, т. е. скорость поднятия превышает 14 мм/год. По данным Х. Валентина (Valentin, 1953), скорость поднятия северной Шотландии, также связанная с изостатическими явлениями, составляла в среднем за голоцен до 3—4 мм/год.

Интересны данные о послеледниковом поднятии берегов Шпицбергена (Шкотт и др., 1968; Лаврушин, 1969). Здесь скорость поднятия (рис. 17) достигает 4—5 мм/год, хотя полной раз-

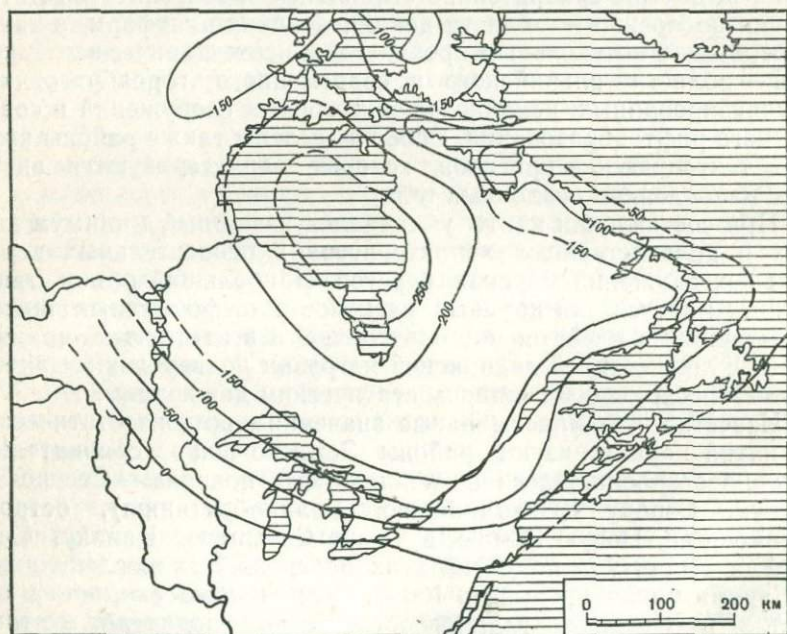


РИС. 15. Изолинии (м) деформации самой высокой террасы (возраст 7—8 тыс. лет), показывающие минимальную величину послеледникового поднятия в Северной Канаде (по Кингу, 1968)

грузки Шпицбергена от льда еще не произошло. Возможно, что столь значительное воздымание Шпицбергена связано не только с гляциоизостазией, но также и с влиянием процесса поднятия Срединно-Арктического хребта (т. е. хребта Гаккеля), являющегося одним из звеньев мировой системы срединно-океанских хребтов и расположенного поблизости от Шпицбергена.

На тех побережьях, где ледниковые покровы существуют и сейчас, отмечаются значительные отрицательные вертикальные движения земной поверхности и, в частности, берегов. К сожалению, количественные данные подобного рода немногочисленны и все они относятся к побережьям Гренландии. Однако тот факт, что все футштоки на гренландских берегах дают однозначные результаты — опускание со скоростями от 4 до 16 мм/год (Valentín, 1952) свидетельствует о том, что такой характер вертикальных движений берегов, покрытых ледовым покровом, вполне закономерен. Бровка шельфа вдоль южной части Гренландии

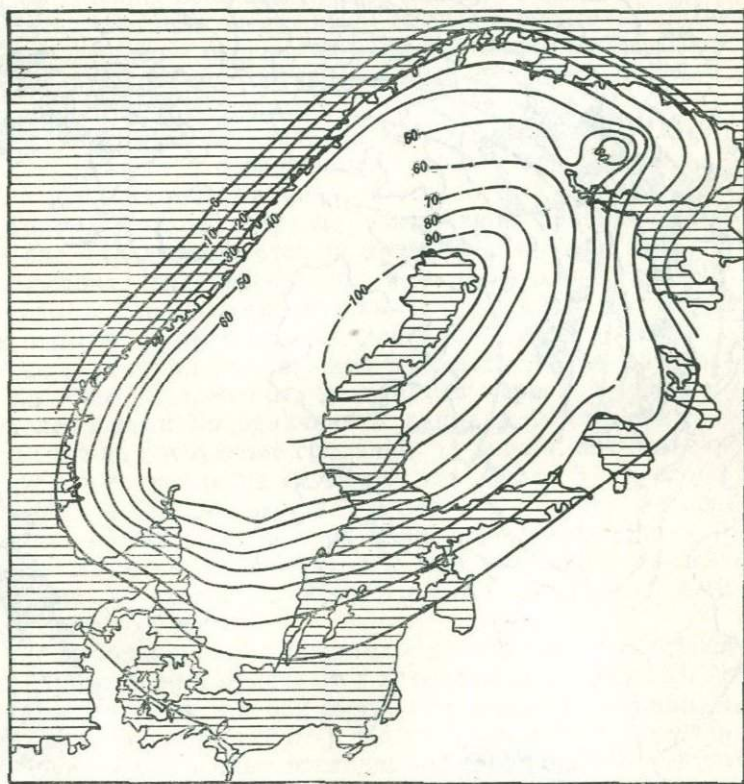


РИС. 16. Изобаты (м) литоринового моря в Северной Европе (по Saugato, 1958)

опущена до глубин 200—350 м (Ильин, 1972), т. е. ниже обычного ее положения в Мировом океане (на глубине порядка 100—200 м). Можно предполагать, что преобладающая часть протяжения берегов Антарктиды также погружается под тяжестью ледникового покрова. Косвенным указанием на это служит ненормально большая глубина положения бровки антарктического шельфа (как правило, свыше 500 м).

Проведенное нами обобщение литературных материалов показало, что на относительные вертикальные движения берегов некоторых прибрежных территорий большое влияние оказывает также уплотнение рыхлых толщ и связанное с ним оседание поверхности прибрежных равнин. Это явление широко распространено на земном шаре и наиболее четко проявляется в дельтах крупных рек, где сосредоточены огромные мощности тон-

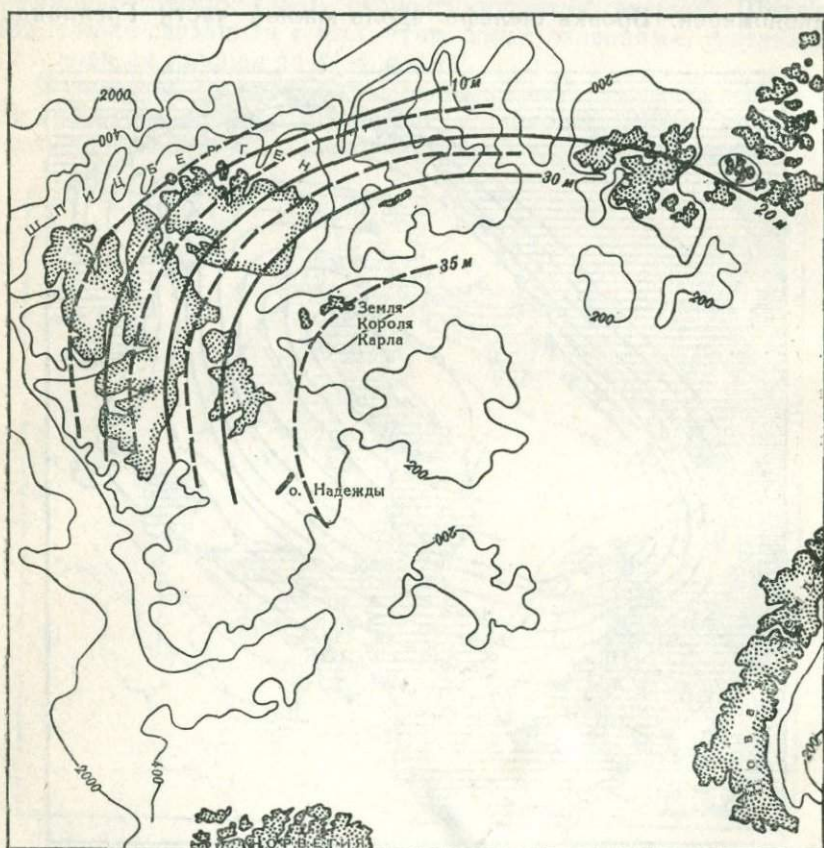


РИС. 17. Схематическая карта северной части Баренцева моря с изобатами высот «пемзового горизонта» — береговой линии, сформировавшейся 6500 лет назад (по Шкотту и др., 1968)

ких слабо уплотненных осадков, а также на низменных берегах тропических и экваториальных морей, окаймляемых мангровыми зарослями и характеризующихся усиленным торфообразованием. Выяснилось, что процессы гравитационного уплотнения осадочной толщи и оказываемое ею гравитационное воздействие на земную кору вполне сопоставимы по масштабам с гляциозостатическими явлениями. Поэтому на карту нанесены участки с установленными или предполагаемыми проявлениями этого фактора.

Следует предполагать, что высокие скорости поднятия береговой линии характеризуют те побережья, которые втянуты в зоны рифтообразования. Имеются сведения о значительных высотных деформациях молодых террас на побережье штата Калифорния (США), о поднятых до 20 м новейших коралловых рифах на берегах Красного моря (Равикович, 1954; Кинг, 1968). Однако в отличие от областей гляциозостатического поднятия, инструментальные наблюдения за вертикальными движениями побережий в рифтовых зонах пока еще крайне недостаточны.

Количественная оценка современных относительных движений берегов Мирового океана проводилась также по итоговым показателям футштоков. Соответствующие сведения были заимствованы из работы Х. Валентина (Valentin, 1951), с «Карты современных вертикальных движений Восточной Европы» (1971), кроме того, учитывались осредненные скорости относительных движений уровня океана (Калинин, Клиге, 1972; Калинин и др., 1975а).

Таким образом, научное содержание предлагаемой карты (см. рис. 14) основывается на совместном анализе структурно-геологических, гидрологических и геоморфологических данных. Тем самым данная схематическая карта может рассматриваться как попытка комплексного подхода к проблеме оценки относительных вертикальных движений берегов Мирового океана.

На основе изложенных материалов берега Мирового океана разделены нами по величине и направленности относительных движений на следующие градации: 1) берега, испытывающие относительное поднятие со скоростью более 5 мм/год; от 1 до 5 мм/год; со скоростью до 1 мм/год; 2) берега, не обнаруживающие заметных признаков поднятия или опускания (относительно стабильные) и 3) берега, испытывающие относительное опускание со скоростью более 5 мм/год; от 1 до 5 мм/год; со скоростью до 1 мм/год.

Составленная карта свидетельствует о том, что относительно стабильные берега отмечаются в основном в пределах докайнозойских платформ, где они составляют около 68% от общей длины этого типа берегов (табл. 7). На этих отрезках побережья Мирового океана медленные восходящие движения древних платформенных глыб уравниваются подъемом уровня в ходе последнеледниковой трансгрессии.

Берега с максимальной скоростью (>5 мм/год) относительного поднятия или опускания характерны главным образом для

ТАБЛИЦА 7

Относительные вертикальные движения берегов Мирового океана в разных тектонических зонах

Интенсивность относительных вертикальных движений берегов, мм/год	Гляциоизостатические области		Области альпийского и современного геосинклинального горообразования	Области новейшей активизации докайнозойских платформ	Области новейшей активизации, связанные с срединно-океаническим тектоногенезом	Области докайнозойских плит	Итого, %	Всего, % от длины побережий М. о.	
	поднятые	опущенные							
Относительные поднятия	>5	$\frac{97,1}{41,4}$	—	$\frac{2,9}{0,6}$	—	—	—	100	
	1—5	$\frac{43,7}{45,0}$	—	$\frac{41,3}{20,6}$	$\frac{1,4}{2,1}$	$\frac{8,5}{17,7}$	$\frac{5,0}{2,0}$	100	40,8
	0—1	$\frac{7,6}{13,6}$	$\frac{1,2}{2,0}$	$\frac{47,1}{40,3}$	$\frac{18,0}{47,3}$	$\frac{14,0}{50,2}$	$\frac{11,9}{8,2}$	100	
Относительная стабильность	—	—	—	$\frac{18,9}{6,5}$	$\frac{11,1}{11,5}$	$\frac{2,1}{3,0}$	$\frac{67,9}{18,7}$	100	8,9
	>5	—	$\frac{81,0}{22,4}$	$\frac{3,2}{0,2}$	$\frac{0,8}{0,4}$	—	$\frac{15,0}{1,8}$	100	
Относительное опускание	1—5		$\frac{45,8}{54,7}$	$\frac{12,3}{7,9}$	$\frac{1,6}{3,2}$	$\frac{2,8}{7,4}$	$\frac{37,5}{19,5}$	100	50,3
	0—1		$\frac{9,8}{20,9}$	$\frac{21,2}{23,9}$	$\frac{10,2}{35,5}$	$\frac{4,5}{21,7}$	$\frac{54,3}{49,8}$	100	
	Итого, %	100	100	100	100	100	100		

Примечание. Числитель — длина побережий (%) по соответствующим областям; знаменатель — длина побережий (%) с соответствующей интенсивностью вертикальных движений.

гляциоизостатических областей, где темпы изостатических движений намного превышают скорость голоценового подъема уровня океана. В областях положительной гляциоизостазии фиксируется свыше 97% протяженности всех интенсивно поднимающихся берегов, а в областях отрицательной гляциоизостазии — 81% всех интенсивно погружающихся берегов. При этом для областей, подверженных гляциоизостатическим явлениям, наиболее характерны относительные вертикальные движения со скоростями от 1 до 5 мм/год. Берега с этой скоростью поднятий или опусканий составляют здесь 45—55% от общей длины гляциоизостатических побережий.

Областям альпийского и современного геосинклинального горообразования в среднем наиболее присущи скорости вертикальных относительных движений порядка 0—1 мм/год. Берега, характеризующиеся такими скоростями относительных поднятий и опусканий составляют в сумме более 64% (40,3% — положительные движения, 23,9% — отрицательные, см. табл. 7) от общей протяженности берегов в пределах этих тектонических зон. В общем берега относительного поднятия (61,5%) развиты здесь примерно вдвое больше, чем берега относительного погружения (32,0%).

Примерно такая же картина отмечается и в зонах новейшей активизации докайнозойских платформ. В этих зонах также преобладают скорости относительных движений от сотых долей до 1 мм в год с преобладанием поднятия над опусканиями. Максимальные скорости относительных вертикальных движений (>5 мм/год) не характерны для этих тектонических зон.

На побережьях неактивизированных древних платформ преобладание медленных относительных движений (доли миллиметра в год) выражено еще отчетливее (57,5% от общей длины платформенных берегов). При этом в платформенных областях, не подверженных влиянию гляциоизостазии, отмечается резкое преобладание берегов относительного погружения (71% от общей длины платформенных берегов), что, видимо, отражает влияние эвстатического подъема уровня океана.

Значительные скорости погружения берега отмечены на многих участках аккумулятивных побережий, сложенных мощными толщами алевроито-глинистых осадков с участием торфов. Суммарная протяженность таких побережий, по-видимому, велика как в пределах побережий платформ, так и в прогибающихся структурах геосинклинальных областей, но для количественной оценки их общей длины пока нет необходимых данных. Можно лишь констатировать, что все примеры интенсивных и весьма интенсивных погружений берегов приходится, если исключить области отрицательной гляциоизостазии, на аккумулятивные побережья главным образом гумидных тропиков.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что наиболее высокие скорости относительного поднятия или погружения

связаны не с горообразовательными движениями земной коры, а с движениями иной природы — либо гляциоизостатическими, либо с уплотнением осадков и их гравитационным воздействием на земную кору, т. е. в конечном счете тоже с изостазией.

Следует заметить, что при значительных интервалах между взятыми пограничными значениями скоростей относительных вертикальных движений, разница между интенсивностью их в геосинклинальных и платформенных областях по существу оказывается небольшой. Это, конечно, не значит, что действительные скорости в геосинклинальных и платформенных областях одинаковы. Различия в них выявятся, если взять более узкие интервалы скоростей, однако недостаток количественных данных вынуждает нас прибегнуть к большей степени генерализации данных, чем та, которая необходима для выявления этих различий.

В целом, проведенный анализ позволяет сделать общий вывод о том, что на земном шаре преобладают берега относительно погружающиеся (см. табл. 7). Это, прежде всего, отражает эвстатический характер современного наступания океана на сушу, а возможно, и общий характер современной геодинамики земной коры.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

Гипсографическая кривая и батиграфия Мирового океана

Гидросфера, как одна из внешних оболочек нашей планеты, возникла в связи с общепланетарными геофизическими процессами, в результате которых образовались также верхняя мантия, земная кора и газовая оболочка. Подавляющая часть гидросферы сосредоточена в Мировом океане, вместилищем которого служат океанические впадины — крупнейшие отрицательные элементы рельефа поверхности Земли. Часть вод не умещается в этих впадинах и разливается по окраинам материков, образуя мелководья, почти всюду окаймляющие глубокие океанические бассейны.

Развитие гидросферы и ее главных вместилищ — впадин океанов тесно взаимосвязано. Поэтому анализ эволюции гидросферы неотделим от анализа эволюции рельефа дна океана. Отсюда — непосредственная связь между учением о гидросфере и геоморфологией.

Как известно, наиболее общие черты рельефа Земли могут быть показаны в виде гипсографической кривой, представляющей собой по способу построения кумулятивную кривую статистического распределения площадей земной поверхности по ступеням высот и глубин относительно среднего многолетнего уровня океана.

Впервые гипсографическая кривая была построена А. Лапараном (Laparant, 1883), в дальнейшем она была значительно уточнена Э. Коссина (Kossina, 1921). В последнее время вышел ряд работ, уточняющих океаническую часть гипсографической кривой. Материковая же ее часть до сих пор заново не вычислялась, хотя при современном состоянии изученности рельефа Земли, особенно если иметь в виду завершение издания международной гипсометрической карты Мира в масштабе 1:2 500 000, выполнение такой задачи вполне возможно и даже необходимо.

Основные параметры гипсографической кривой представлены в табл. 8, причем в той ее части, которая касается океанов, учтены новейшие данные, полученные в результате подсчета батиграфической кривой Мирового океана, сделанного Лабораторией морской геоморфологии (Леонтьев и др., 1974б). Анализ гипсографической кривой показывает, что большая часть земной поверхности располагается в пределах интервалов глубин

ТАБЛИЦА 8
 Параметры гипсографической кривой

Гипсографические ступени, м		Площадь в пределах ступени		Сумма площадей	
от	до	млн км ²	%	млн. км ²	%
—11 034	—8000	0,1	0,0	0,1	0,0
— 8 000	—7000	0,2	0,0	0,3	0,0
— 7 000	—6000	2,9	0,6	3,2	0,6
— 6 000	—5000	74,4	14,6	77,6	15,2
— 5 000	—4000	117,7	23,1	195,3	38,3
— 4 000	—3000	77,7	15,2	273,0	53,5
— 3 000	—2000	30,0	5,9	303,0	59,3
— 2 000	—1000	15,7	3,1	318,7	62,4
— 1 000	— 200	15,7	3,1	334,4	65,5
— 200	0	27,5	5,3	361,9	70,9
0	200	37,8	7,4	399,8	78,3
200	500	39,9	7,8	439,7	86,1
500	1000	28,9	5,7	468,6	91,7
1 000	2000	22,6	4,4	491,2	96,1
2 000	3000	11,2	2,2	502,4	98,3
3 000	4000	5,8	1,1	508,2	99,5
4 000	5000	2,2	0,4	510,4	99,9
5 000	8848	0,5	0,1	510,9	100,0

от 3 000 до 6 000 м (309,9 млн км² или 58,8%) и высот и глубин от —200 до +1000 м (156,7 млн. км² или 30,6%). Эти ступени гипсографической кривой и земной поверхности получили соответственно названия океанической и материковой и они (хотя и не в полной степени) отражают преобладающее распространение в структуре земной коры собственно материковой и собственно океанической морфоструктур.

Как уже упоминалось, океаническая часть гипсографической кривой за последние два — три десятилетия неоднократно уточнялась различными авторами по мере расширения знаний о донном рельефе: для Северного Ледовитого океана — Е. Саусканом и М. Сомовым (1940), для отдельных морей и всего Мирового океана — В. Н. Степановым (1959, 1961), Г. Менардом и С. Смитом (Menard, Smith, 1966), для Тихого океана — Н. И. Лариной (1968), для Атлантического — В. М. Литвиным и Л. П. Емельяновым (1970), для всех океанов и Мирового океана в целом — К. А. Звонаревым, Ю. С. Фроловым, Ф. А. Черняевой (1972), О. К. Леонтьевым, С. А. Лукьяновой, Л. И. Калининой (1974). Сопоставление данных, полученных разными авторами при пересчете океанической части гипсографической кривой земной поверхности, представлено в табл. 9.

Полученные нами в последнее время данные о распространении ступеней глубин Мирового океана в целом и по отдельным океанам демонстрирует табл. 10. Величины батиметрических ступеней вычислялись при помощи специального прибора — электронного планиметра, сконструированного на кафедре геодезии и картографии Географического факультета МГУ (Расположенский, Комиссаров, 1974) на базе существующих оптико-механических и электронно-вычислительных устройств для автоматического измерения площадей по цветовому признаку.

Методика работы с электронным планиметром проста и в основном сводится к следующему. Лист карты соответствующим образом подготавливается: определяемая ступень глубин по всей ее площади заливается черной краской, затем лист карты вводится в автоматическое устройство. После его обработки записываются показания счетчика. Эти показания сравниваются с эталонными измерениями для определения цены деления прибора. Поскольку результат измерения площади дается на счетчике не в метрических единицах, а в условной импульсной системе, показания счетчика пересчитываются, для чего количество импульсов, зарегистрированное прибором, делится на цену его деления и умножается на масштаб карты, по которой измерялись площади. Все эти вспомогательные вычисления выполняются на электронно-счетной машине (нами использовалась ЭВМ «Проминь») по стандартной методике. Исследования показали, что при работе с указанным прибором величина возможной ошибки при подсчете площадей даже очень сложного контура составляет менее 0,1%.

Использование электронного планиметра возможно при наличии равноплощадной картографической основы, которая позволяет производить подсчет любых площадей непосредственно по карте без внесения необходимых поправок и коэффициентов. Для нашей работы выбрана равновеликая проекция, специально разработанная В. О. Муревским как вариант проекции Вернера (Муревский, 1975).

Описанные измерения проводились для каждого океана. При этом границы между океанами были приняты в соответствии с предложениями А. М. Муромцева (1951). Положение береговой линии Антарктиды было взято по Атласу Антарктики (1966), шельфовые ледники при подсчете площадей соответствующих океанов не учитывались. Крайние и внутренние моря включены в площадь связанных с ними океанических бассейнов.

В результате выполненных измерений получены значения площадей выделенных ступеней. Сумма этих площадей дает общую площадь каждого из океанов. В целях ликвидации возможной

ТАБЛИЦА 9

Распределение глубин в Мировом океане и отдельных океанах по данным разных авторов (площадь, млн. км²)

Океан	Интервал глубин, км				
	0—0,2	0,2—1	1—2	2—3	3—4
Мировой*	27,491	15,437	15,184	24,347	70,860
	7,6	4,3	4,2	6,7	19,6
Северный Ледовитый**	4,900	2,550	2,000		>—3,650
Тихий**	10,131	6,142	7,145	13,011	37,845
Атлантический ^{3*}	8,172	5,568	4,861	9,018	17,859
Индийский ^{3*}	3,084	2,166	2,696	7,367	18,547
Арктический ^{3*}	5,771	2,136	1,142	1,367	1,573
Мировой ^{3*}	27,158	16,012	15,844	30,763	75,824
Тихий ^{4*}	9,486	5,914	6,933	12,159	38,557
Атлантический ^{5*}	6,624	3,662	3,353	7,189	17,618
Атлантический ^{6*}	7,886	4,829	4,256	8,545	18,206
Индийский ^{3*}	4,592	2,610	3,168	7,427	19,142
Северный Ледовитый ^{3*}	6,250	2,779	1,433	1,860	2,034
Тихий ^{3*}	8,514	6,093	7,572	12,695	37,279
Мировой ^{3*}	27,242	16,311	16,429	30,527	76,661

* По данным Коссина (1921). ** По данным Саускана и Сомова (1940). *** По данным Менарда и Смита (1966). **** По данным Лариной (1968). ***** По данным Литвина и Емельяновой (1970). ***** По данным Звонарева, Фролова, Черняевой (1972).

ТАБЛИЦА 10

Площади батиметрических ступеней и океанов (по Леонтьеву и др., 1974б)

Океан		Интервалы глубин, м				
		0—200	200—1000	1000—2000	2000—3000	3000—4000
Северный Ледовитый	тыс. км ²	6 267	3 016	1 459	1 803	2 193
	%	41,13	19,80	9,58	11,83	14,39
Индийский	тыс. км ²	4 586	2 492	3 094	7 404	19 670
	%	5,97	3,25	4,03	9,64	25,62
Атлантический	тыс. км ²	8 011	4 135	3 892	7 669	17 909
	%	8,78	4,53	4,27	8,40	19,63
Тихий	тыс. км ²	8 635	6 036	7 237	13 085	37 908
	%	4,83	3,38	4,05	7,33	21,22
Мировой	тыс. км ²	27 499	15 679	15 682	29 961	77 680
	%	7,60	4,33	4,33	8,28	21,47

4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	Общая площадь океанов
119,092	84,317	3,919	0,328	0,126	0,018		
33,0	23,4	1,1	0,1	—			100%
							13100
58,869	44,840	2,903	0,318	0,105	0,032	0,002	181,343
28,682	19,436	0,647	0,060	0,010	—	—	94,313
26,906	12,476	0,911	0,001	—	—	—	74,154
0,269	—	—	—	—	—	—	12,258
114,725	76,752	4,461	0,379	0,115	0,032	0,002	362,067
60,861	43,590	5,397	0,278	0,105	0,037	0,004	183,321
29,462	19,005	0,542	0,050	0,007	—	—	87,512
29,740	17,392	0,748	0,042	0,010	0,001		91,655
							25,4%
26,390	12,151	0,694	0,001	—	—		76,175
							21,1%
0,432	—	—	—	—	—		14,788
							4,1%
61,091	42,565	2,574	0,221	0,059	0,021		178,684
							49,4%
117,653	72,108	4,016	0,264	0,069	0,022		361,302
							100,0%

4000-5000	5000-6000	6000-7000	7000-8000	8000-9000	9000-10000	Общая поверхность
493	5	—	—	—	—	
3,24	0,03	—	—	—	—	
26 670	12 445	420	3	—	—	76 784
34,73	16,21	0,55	0,004	—	—	100,0
29 160	20 051	356	52	10	—	91 245
31,96	21,97	0,39	0,06	0,01	—	100,0
61 433	41 859	2160	179	59	19	178 610
34,40	23,44	1,21	0,10	0,03	0,01	100,0
117 756	74 360	2936	234	69	19	361 875
32,54	20,55	0,81	0,06	0,02	0,01	100,0

ошибки за счет толщины линии обвода контура отдельных ступеней также на электронном планиметре контрольно измерялась суммарная площадь каждого океана. Если при этом получалось расхождение в оценке общей площади океана, то оно пропорционально разносилось между выделенными батиметрическими ступенями этого океана. Представленные в табл. 10 результаты всех расчетов послужили основой для построения батиграфических кривых океанов, а в итоге и для Мирового океана в целом (рис. 18).

Полученные кривые использовались также в дальнейшем для подсчета объемов воды по ступеням глубин как для отдельных океанов, так и для Мирового океана (табл. 11). Эти расчеты производились графическим способом. Подсчет объема конкретного водного слоя сводится к определению площади геометрической фигуры, ограниченной прямой, показывающей толщину выбранного слоя, отрезком батиграфической кривой, соответствующим данной батиметрической ступени, и параллельными линиями, проведенными через концы этого отрезка кривой и ограничивающими площадь водного слоя в пределах всего океана в границах конечных глубин указанного батиметрического интервала.

Когда нами были начаты работы по вычислению батиграфической кривой Мирового океана, вышли в свет статьи ленинградских картографов (Фролов, 1971; Звонарев и др., 1972), в которых сообщалось, что картометрической лабораторией кафедры картографии ЛГУ определены основные морфометрические характеристики Мирового океана и в том числе площади батиметрических ступеней (0—200, 200—1000 и далее через 1000 м). В отличие от принятой нами методики, ленинградские исследователи проводили свои подсчеты по морским картам в меркаторской проекции различных масштабов: от 1:500 000 до 1:10 000 000. Морфометрические характеристики высчитывались по сферодическим трапециям $5^\circ \times 5^\circ$, а для некоторых наиболее изученных морей использовались трапеции более мелкие — $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ и меньше. «Использование малых по величине сферодических трапеций, — отмечает Ю. С. Фролов, — позволило, применяя соответствующую методику, практически свести к нулю ошибку за счет искажения меркаторской проекции» (1971, стр. 85).

Работа, выполненная картографами Ленинградского университета, помимо ее большого общенаучного значения, имела для нас интерес в том смысле, что она давала возможность сопоставлять результаты работ, выполненных по разной методике (табл. 9—12). Расхождения получились незначительные. Наиболее близки результаты, полученные по Мировому океану в целом. Поскольку исследования проводились независимо одно от другого и по совсем разным методикам, эта почти полная идентичность результатов может рассматриваться как хорошая проверка их достоверности. Небольшие различия в полученных величинах для

ТАБЛИЦА 11

Распределение объемов воды в океанах по ступеням глубин

Океаны	Глубина, км									Общий объем	Средняя глубина, м
	0,0-0,2	0,2-1,0	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8		
	Объем, млн. км ³										
Северный Ледовитый	2,1	5,5	5,0	3,3	1,3	0,2	—	—	—	17,4	1149
Индийский	14,5	56,0	67,4	62,9	50,3	27,2	5,4	0,1	0,001	283,8	3696
Атлантический	17,2	65,1	77,6	72,4	59,8	44,5	6,5	0,2	0,04	343,3	3761
Тихий	34,6	133,9	160,9	151,4	130,4	75,1	12,9	1,2	0,2	700,6	3923
Мировой	68,4	260,5	310,9	290,0	241,8	147,0	24,8	1,5	0,2	1345,1	3717

ТАБЛИЦА 12

Распределение объемов воды в океанах по ступеням глубин, млн км³ (Звонарев и др., 1972 г.)

Океаны	Глубина, км									Суммарный объем	Средняя глубина, м
	0,0-0,2	0,2-1,0	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8		
Атлантический	17,5	64,8	76,9	71,0	58,0	33,0	8,5	0,4		330,1	3602
Индийский	14,8	56,2	67,5	62,8	49,6	26,6	6,8	0,3		284,6	3736
Северный Ледовитый	1,25	5,62	4,96	3,42	1,38	0,09				16,7	1131
Тихий	34,9	138,5	160,1	151,1	126,9	76,3	22,8	1,4	0,1	712,1	3957
Мировой	68,4	260,1	309,5	288,3	235,9	136,0	38,1	2,1	0,1	1338,5	3704

отдельных океанов, возможно, связаны не с недостатками той или иной методики, а с тем, что нами при составлении нашей батиметрической основы использовались преимущественно карты, изданные ГУГК, с рисовкой изобат по методу геоморфологической интерполяции (Удинцев, 1951), а Ю. С. Фроловым и др. — морские карты, вычерченные в традициях морской гидрографической службы.

Из сопоставления наших определений и данных, приведенных в классической работе Е. Коссина (Kossina, 1921), видны наиболее значительные расхождения в величинах площадей батиметрических ступеней 2000 — 3000, 3000 — 4000, 5000 — 6000 м, что отражает значительно большую детальность современных знаний о глубинах в пределах ложа океана и срединно-океанических хребтов. Однако, несмотря на количественное уточнение, качественно батиграфическая кривая Мирового океана, определенная нами, как и кривая, вычисленная ленинградскими исследователями, не отличается от той, которая была дана Е. Коссина.

На всех батиграфических кривых Мирового океана, построенных различными авторами, выделяются четыре достаточно резко отличающихся по крутизне отрезка: от 0 до глубины 200 м, от 200 до 3000, от 3000 до 6000 м и глубже 6000 м. Обычно эти отрезки идентифицируются непосредственно с крупными элементами рельефа дна океана: первый — с материковой отмелью, второй — с материковым склоном, третий — с ложем океана, четвертый — с глубоководными желобами. Нами, однако, неоднократно указывалось на неправомочность подобного сопоставления (Леонтьев, 1965; 1968а, б), и в современных специальных работах этого уже не делается (см., например, Литвин, Емельянова, 1970).

Неправомочность такой идентификации видна из того, что батиграфическая кривая, как упоминалось, по способу построения относится к кумулятивным кривым, и каждый ее участок изображает суммарную величину площадей, находящихся на данной глубине, совершенно независимо от того, к какому элементу рельефа дна относится данная площадь. Так, например, интервал глубин 0—200 м включает не только шельф, но и ряд других элементов дна: вершины отдельных подводных гор, днища лагун коралловых атоллов и некоторые другие мелководные участки, вовсе не обязательно расположенные на материковой отмели. С другой стороны, как будет показано далее, есть значительные площади шельфа, которые лежат на гораздо больших, чем 200 м, глубинах. Правильнее говорить, что батиграфическая карта дает возможность разделить дно океана на батиметрические зоны и выявить их количественные соотношения.

Используя уже существующую терминологию, целесообразно выделить следующие батиметрические зоны: неритовую (0—200 м), батинальную (200—3000 м), абиссальную (3000—

6000 м) и гипабиссальную (более 6000 м). При этом неритовой зоне соответствуют, кроме большей части шельфа, мелководья, окружающие океанические острова, вершины некоторых подводных поднятий и гор, в ряде случаев — самая верхняя часть материкового склона. Батиальная зона охватывает, кроме материкового склона, склоны и вершинные поверхности различных подводных поднятий, а также днища отдельных впадин на шельфе и некоторых глубоких морей (например, Черное море, Восточно-Китайское море). Абиссальная зона включает главным образом ложе океана, но также значительные пространства материкового подножья, днища многих глубоководных морей, склоны подводных хребтов и т. д. В гипабиссальную зону входят, кроме глубоководных котловин, значительные участки дна океанических котловин и некоторые депрессии, связанные с так называемыми трансформными разломами (например, впадина Романж в Атлантическом океане).

Приведенная здесь качественная характеристика каждой из батиметрических зон убедительно свидетельствует о том, что традиция выделения основных элементов рельефа дна океана на основе непосредственного анализа батиметрической (гипсометрической) кривой должна быть отвергнута как несостоятельная.

Гипсографическая (батиграфическая) кривая и без того содержит в себе научную информацию первостепенной важности. Помимо представления о существовании батиметрических ступеней, она представляет собой, как это было показано, совершенно необходимую основу для вычисления объемов океанических впадин. Кроме того, ценный результат дает сопоставление батиграфических кривых отдельных океанов и Мирового океана в целом. Из этого сопоставления (см. рис. 18) следует вывод о близком подобии батиграфических кривых Тихого, Атлантического и Индийского океанов, что может косвенно свидетельствовать о сходстве строения их рельефа и, вероятно, происхождения. Резко отличается от них по структуре батиграфическая кривая Северного Ледовитого океана. Данные В. Н. Степанова (1959) убедительно показывают, что батиграфическая кривая Северного Ледовитого океана и средиземных морей (собственно Средиземного, Южно-Китайского, Карибского, в значительной степени Берингова) близки между собой. Это, очевидно, свидетельствует о том, что Северный Ледовитый океан, строго говоря, представляет собой одно из средиземных морей системы Атлантического океана.

Интересно сопоставить гипсографическую кривую с кумулятивной кривой мощности земной коры: между обеими кривыми существует тесная связь. Это можно рассматривать как дополнительное подтверждение тезиса Р. М. Деменицкой (1967) об обратной функциональной зависимости рельефа Земли от мощности земной коры, что вытекает из представлений об изостатической уравновешенности земной коры.

Как известно, рельеф Земли непрерывно изменяется одновременно с развитием земной коры в ходе ее тектонической эволюции, поэтому гипсографическая кривая характеризует лишь современное состояние рельефа Земли, соответствующее современной тектонической эпохе. В одной из последующих глав будет показано, что батиграфическая кривая позднемезозойского океана в значительной степени отличалась от современной. Это связано, с одной стороны, с меньшей глубиной океанических впадин, а с другой — значительно большим распространением океана в пределах материковых структур, чем это наблюдается в настоящее время. Можно пока в очень общем виде сделать заключение о том, что прослеживание основных закономерностей изменения гипсографической кривой во времени должно явиться ключом к предвидению дальнейшей эволюции рельефа Земли.

Планетарные морфоструктуры дна Мирового океана и их площади

Рельеф дна Мирового океана в большой степени сохраняет черты первично-тектонического происхождения (особенно его макроэлементы). Поэтому при изучении подводного рельефа очень важное значение приобретает морфоструктурный подход к истолкованию его особенностей.

За основу при структурно-геоморфологическом (морфоструктурном) анализе дна океана должна быть принята достаточно четкая, т. е. выдержанная по одному принципу, классификация крупнейших и крупных морфоструктурных элементов дна океана. Таковым является принцип выделения основных морфоструктур по их важнейшим морфологическим особенностям и по основным различиям в строении земной коры под теми или иными частями океанического дна.

Ранее была показана несостоятельность представлений о том, что основные элементы рельефа дна океана отражены на батиграфической кривой. Совершенно очевидно, что для получения общего представления об основных элементах рельефа дна Мирового океана необходимо рассмотрение фактических данных о характере подводного рельефа (рис. 19). Эти данные свидетельствуют о том, что в пределах океанического дна выделяются четыре крупных морфологических элемента: 1) подводные окраины материков, 2) ложе океана, 3) переходные зоны и 4) срединно-океанические хребты (Леонтьев, 1965, 1968 а, б, 1971).

Геофизические исследования (главным образом сейсмические) показывают, что в океане распространены четыре типа

земной коры: материковый, океанический, рифтогенальный и геосинклинальный. При этом наблюдается достаточно хорошее соответствие развития различных типов земной коры и основных элементов рельефа дна Мирового океана, выделенных при изучении профилей дна, и батиметрических карт: подводной окраине материка соответствует материковый тип, ложу океана — океанический, срединно-океаническим хребтам — рифтогенальный, переходным зонам — геосинклинальный тип земной коры.

В данном случае речь идет о структурах наиболее высокого ранга — о типах земной коры, которые охватывают в совокупности решительно все виды геологических структурных форм. Каждый из выделенных типов земной коры соответствует крупнейшим структурным формам Земли — материковым платформам, океаническим талассократонам, георифтогеналям и геосинклинальным областям (Леонтьев, 1971).

Следовательно, названные крупнейшие элементы рельефа — материковые выступы (в океане — их подводные окраины), ложе океана, срединно-океанические хребты и переходные зоны — представляют собой морфоструктуры наивысшего порядка. Глобальное распространение и геотектоническое своеобразие этих морфоструктур позволяет назвать их планетарными морфоструктурами поверхности Земли (Леонтьев, 1971).

Критерием правильности разделения земной поверхности на названные планетарные морфоструктуры служит то обстоятельство, что, во-первых, их число без ущерба для научной логики и фактических данных нельзя сократить, скажем, до двух или трех, а во-вторых, тем, что на поверхности Земли не остается ни одного участка, который не входил бы в какую-либо из выделенных планетарных морфоструктур.

Планетарные морфоструктуры делятся на морфоструктуры первого порядка, т. е. элементы более низкого ранга. Они выделяются по более тонким различиям в строении земной коры и в выраженности их в подводном рельефе. Так, для материковых платформ в пределах дна океана морфоструктуры первого порядка — это материковый склон и материковое подножье. Вместе с тем, шельф, в отличие от названных морфоструктур подводной окраины материка, не является самостоятельной морфоструктурой, поскольку это более или менее «случайно» очерченная затопленная часть той или иной геоструктурной области материка.

К морфоструктурам первого порядка переходных зон относятся глубоководные желоба, островные дуги и котловины окраинных или средиземных морей, для ложа океана — океанические котловины и океанические поднятия, для срединно-океанических хребтов — рифтовые зоны и зоны флангов.

Элементы донного рельефа первого порядка, в свою очередь, подразделяются на морфоструктуры второго порядка (например,

в котловинах геосинклинальных морей выделяются абиссальные равнины и горные поднятия) и т. д.

Классификация морфоструктур высших порядков была положена в основу системы условных обозначений при составлении Геоморфологической карты дна Мирового океана масштаба 1:20 000 000. Карта выполнена на батиметрической основе в равновеликой проекции В. О. Муревскиса, что было необходимым условием при проведении дальнейших подсчетов площадей выделенных морфоструктур (табл. 13)

Элементы морфоструктуры рельефа дна Мирового океана разного порядка составляют основную часть легенды к карте «Структурный рельеф». Все мелкие особенности рельефа этих морфоструктурных элементов, связанные с проявлением главным образом различных экзогенных процессов, объединяются во вторую часть легенды — Скульптурный рельеф.

Основное содержание предлагаемой карты — изображение четырех ранее названных планетарных морфоструктур океанического дна и их подразделений, выявленных с учетом особенностей наиболее значительных черт рельефа, различий в строении земной коры, геофизических полей, процессов, протекающих в пределах каждого из выделенных элементов (рис. 20).

Подводные окраины материков

Подводная окраина материка в ее современных границах занимает 22,6% (см. табл. 13) от общей площади дна Мирового океана. Это лишь часть планетарной материковой морфоструктуры (материковых платформ). Еще раз подчеркнем, что внутренняя граница подводной окраины материка зависит прежде всего от довольно случайной и изменчивой величины — гипсометрической отметки уровня поверхности океана. Поэтому только внешние зоны подводной окраины материков (склон, подножие) имеют структурные границы, тогда как ее внутренняя зона — шельф — характеризуется (в геологических масштабах времени) заметным непостоянством своей границы с сушей и в этом смысле служит в большей степени морфодинамическим, нежели морфоструктурным понятием.

Подводная окраина материка состоит из шельфа, материкового склона и материкового подножья. Надо заметить, что среди исследователей нет единого мнения о том, куда следует относить названные элементы и следует ли их объединять в единую высшую категорию — подводную окраину материков. Так, Б. Хизен и его соавторы (Heezen et al., 1959; Хизен и др., 1962), а вслед за ними и Г. Б. Удинцев (1972) в подводную окраину материка включают и комплекс островных дуг, глубоководных желобов и окраинных морских котловин. Л. И. Красный (1972), напротив, говорит «о правомерности выделения континентального склона

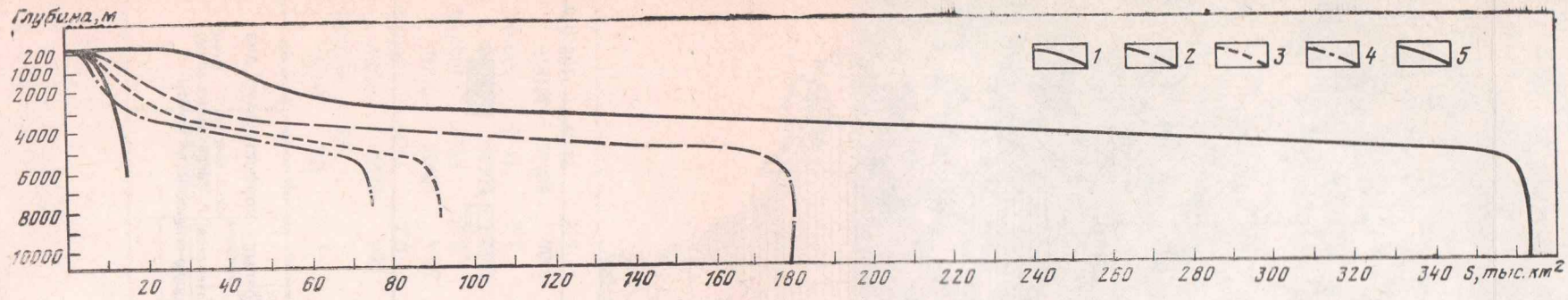


РИС. 18. Батиграфические кривые Мирового океана и отдельных океанов
 1— Мирового; 2— Тихого; 3— Атлантического; 4— Индийского; 5— Северного Ледовитого

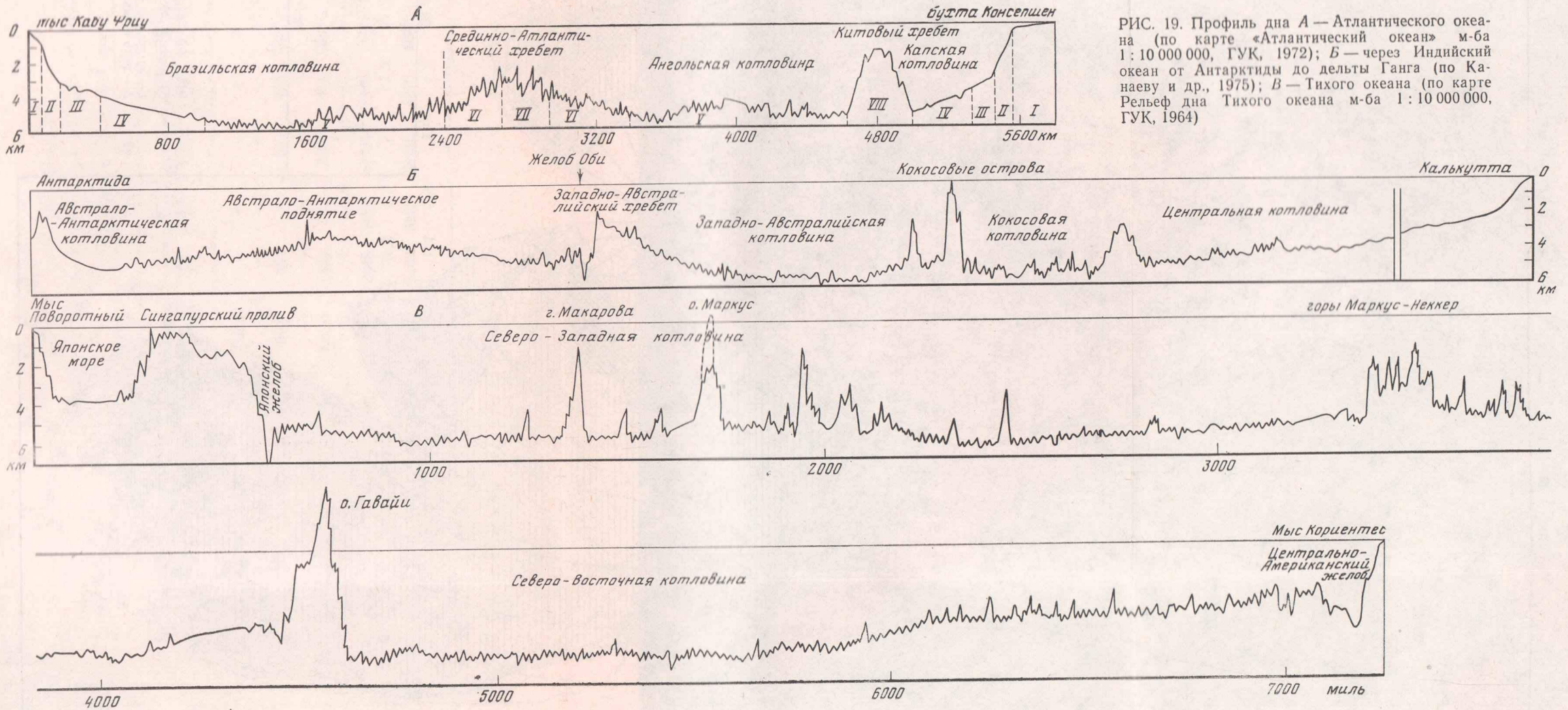


РИС. 19. Профиль дна А — Атлантического океана (по карте «Атлантический океан» м-ба 1:10 000 000, ГУК, 1972); Б — через Индийский океан от Антарктиды до дельты Ганга (по Канаеву и др., 1975); В — Тихого океана (по карте Рельеф дна Тихого океана м-ба 1:10 000 000, ГУК, 1964)

Уровень, берега и дно океана

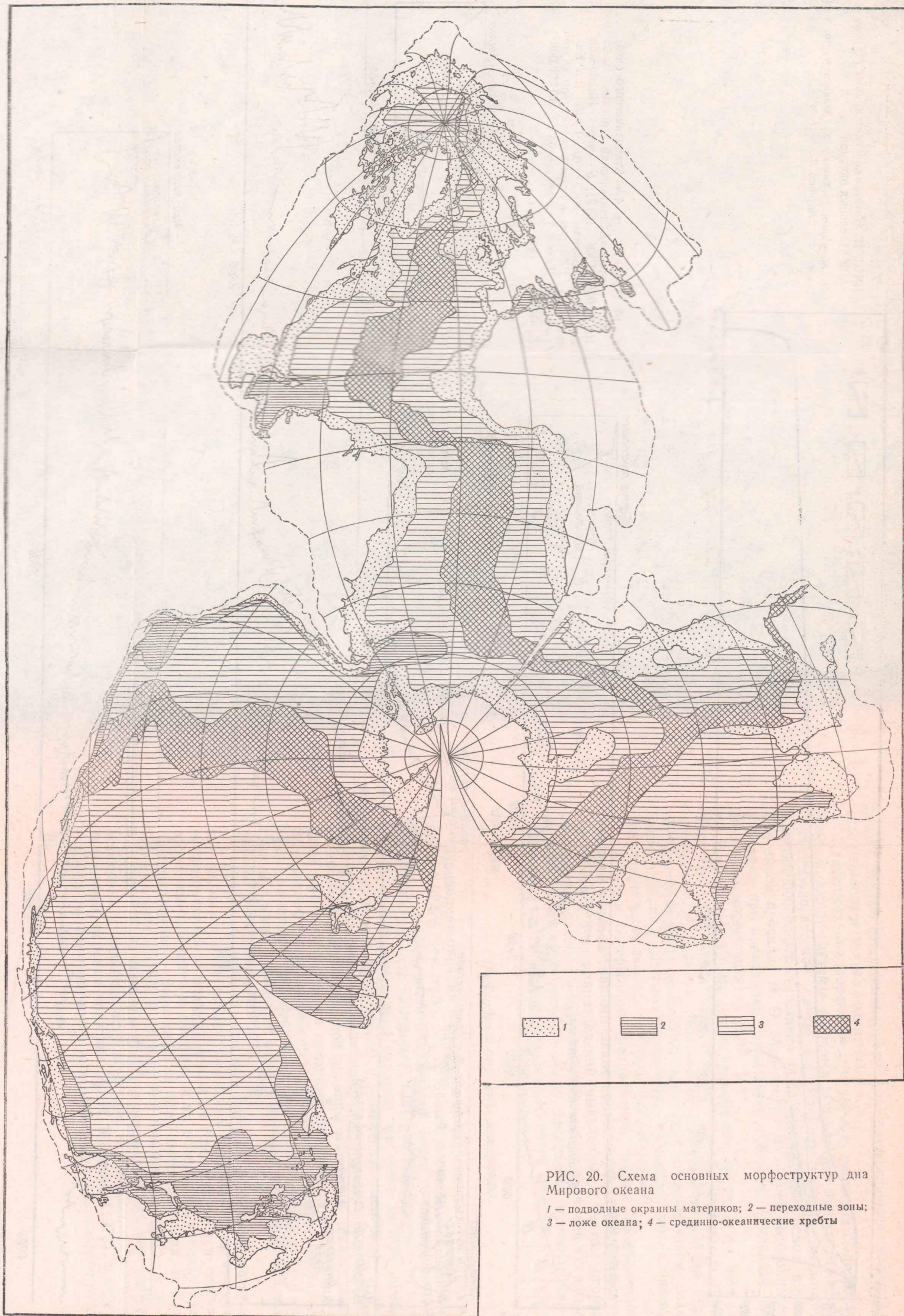


РИС. 20. Схема основных морфоструктур дна
Мирового океана

1 — подводные окраины материков; 2 — переходные зоны;
3 — ложе океана; 4 — срединно-океанические хребты

ТАБЛИЦА 13

Площади основных элементов рельефа дна Мирового океана (тыс. км²)

Океаны	Основные элементы дна Мирового океана										Срединно-океанические хребты	Всего
	подводные окраины материков			переходные зоны				ложе океана				
	шельф	материковый склон	материковое подножье	островные дуги	внутренние поднятия	котловины внутренних морей	глубоководные желоба	океанические котловины	океанические поднятия (сводовое, глубоководное, плато)	краевые валы		
Северный	7666	2804	903	—	—	—	—	2347	1064	—	452	15236
Ледовитый	50,3	18,4	5,9	—	—	—	—	15,4	7,0	—	3,0	100,0%
Индийский	4358	8680	9450	854	—	440	490	35598	3640	394	12880	76784
	5,7	11,3	12,3	1,1	—	0,6	0,6	46,4	4,7	0,5	16,8	100,0%
Атлантический	9417	7740	12554	1330	564	2492	452	29630	2548	2064	22454	91245
	10,3	8,5	13,8	1,4	0,6	2,7	0,5	32,5	2,8	2,3	24,6	100,0%
Тихий	9753	5367	3099	3918	4658	11584	3928	91315	21550	3878	19560	178610
	5,5	3,0	1,7	2,2	2,6	6,5	2,2	51,1	12,0	2,2	11,0	100,0%
Мировой	31194	24591	26006	6102	5222	14516	4870	158890	28802	6336	55346	361875
	8,6	6,8	7,2	1,7	1,4	4,0	1,3	43,9	8,0	1,8	15,3	100,0%

в группу самостоятельных пограничных структур» (стр. 91). В «Международной программе океанического бурения» (1973) рассматриваемая здесь планетарная морфоструктура именуется «пассивной окраиной океана» и противопоставляется «активной окраине», соответствующей нашему понятию «переходная зона».

Шельф

Для шельфа в целом характерен равнинный рельеф. В геологическом отношении — это непосредственное продолжение материковых платформ, а в геоморфологическом — прибрежных материковых равнин. Бурение на шельфе показывает идентичность его геологического строения прилегающим к морю пространствам суши. Так, нефтегазоносная моноклинал терригенных неогеновых отложений побережья Мексиканского залива в США, осложненная солянокупольными структурами, как показывает бурение и геофизические исследования, продолжается в пределах шельфа и даже материкового склона. Платформенные структуры Таврии и северного Крыма продолжают на шельфе северо-запада Черного моря. Таких примеров можно привести много.

Обширные пространства шельфа, как показывают геоморфологические исследования, еще недавно были сушей. Здесь обнаруживается много форм реликтового субаэрального рельефа: различные ледниковые образования в местах четвертичного оледенения, затопленные речные долины, структурно-денудационные формы типа куэст или глинта (Балтийское море) и другие. На поверхности шельфа можно выделить также комплексы форм рельефа, маркирующих древние береговые линии, соответствующие времени более низких, чем современное, стояний уровня моря.

По этим геологическим и геоморфологическим признакам шельф можно проследить вплоть до его бровки — геоморфологического рубежа, отделяющего его от материкового склона. Бровка обычно бывает выражена резким перегибом поперечного профиля дна, знаменующего переход от пологой выровненной поверхности шельфа к более наклоненной в сторону океана поверхности морского дна — материковому склону. В ряде случаев такой перегиб может оказаться не на глубине 100 или 200 м, как это обычно бывает, но на гораздо больших глубинах. Например, большая часть дна Охотского моря, за исключением его южной глубоководной части — Курильской котловины — по строению земной коры и положению бровки должна быть отнесена к шельфу, хотя эта бровка при переходе к борту названной котловины лежит на глубинах около 1200—2000 м. Можно было бы привести и ряд других примеров, свидетельствующих о том, что пространства шельфа могут распространяться на глубины,

измеряющиеся многими сотнями, а иногда и несколькими тысячами метров.

В связи с этим термин «материковая отмель» неудобен для использования, и чисто символический для русского языка, не несущий непосредственной смысловой нагрузки термин «шельф» нам кажется предпочтительнее для обозначения рассматриваемого элемента подводной окраины материка (Леонтьев, 1968а).

Внутри шельфов отмечаются региональные или локальные возвышенности и депрессии, обычно соответствующие положительным и отрицательным элементам платформы в пределах ее подводной части. Ярким примером такого регионального структурно-геоморфологического расчленения служат возвышенности и впадины на дне Баренцева моря, соответствующие антеклизам и синеклизам Баренцево-мурской платформы.

Довольно четко прослеживается также зональное разделение шельфа на внутренний (прибрежный), средний и внешний шельф (Гершанович, 1962). Внутренний шельф обычно совпадает в своих границах с относительно выровненной его зоной, прилегающей к берегу и в значительной степени перекрывающейся в динамическом отношении с береговой зоной (с ее подводным береговым склоном). Эта поверхность нередко выделяется под названием прибрежной отмели (Удинцев, 1959). Основанием для этого служит ее обычное распространение до глубин порядка 30—50 м и не свыше 100 м. Более детальный анализ рельефа прибрежной отмели позволяет здесь выделить в мелководных морях высоких широт более или менее измененный волнением реликтовый ледниковый рельеф, во многих районах — затопленные речные долины и следы древних береговых линий, маркирующих низкие уровни океана. Важная черта этой зоны шельфа заключается также в его относительной выровненности и развитии мелких форм рельефа, созданных современными субаквальными процессами: песчаных гряд и эрозионных борозд, формируемых приливно-отливными течениями и ориентированных обычно по направлению этих течений, а также песчаных волн, ориентированных фронтально по отношению к течениям. В тропических водах в пределах прибрежной отмели довольно обычны окаймляющие коралловые рифы, а по внешней ее границе — барьерные рифы.

Средняя зона шельфа выделяется не всегда, обычно лишь при значительном его развитии в ширину. В ее пределах могут быть встречены субаэральные или береговые реликтовые формы, но преимущественно на глубинах менее 100—200 м. Нередко в пределах этой зоны обнаруживаются также и крупные неровности, связанные с особенностями тектонической структуры затопленной платформы. В среднем же эта зона характеризуется минимальными уклонами дна.

Внешний шельф, напротив, является зоной наиболее крутых (до одного или нескольких градусов) уклонов поверхности дна и относительно расчлененного рельефа. Расчлененность связана

главным образом с верховьями подводных каньонов — форм, приуроченных к материковому склону, но верховьями обычно врезающихся во внешний край шельфа. Нередко также на внешнем крае шельфа располагаются отдельные поднятия дна, во многих случаях увенчанные островами или архипелагами (например, внешний край Баренцевоморского шельфа). В тропических водах внешний край шельфа зачастую подчеркивается барьерным рифом (например, Большой Барьерный Риф Австралии). Д. Е. Гершанович (1969) подчеркивает родство внешнего края шельфа с материковым склоном и даже предлагает выделять весь внешний край подводной окраины материка в виде особой структурной зоны — маргинали.

Описанное разделение шельфа на три зоны подчеркивается также особенностями распределения донных осадков и некоторыми чертами геологической структуры. Внутренний шельф — это преимущественно зона волновой сортировки донных отложений; если же его поверхность сложена реликтивными субаэральными по генезису осадками, то это зона достаточно ясно выраженной тенденции к такой сортировке. Средний шельф обычно лежит вне пределов современного воздействия волн, и здесь преобладают илистые осадки. На внешнем шельфе во многих случаях обнаруживается заметное укрупнение механического состава донных отложений. Увеличение размера частиц, составляющих здесь донные осадки, связывается с воздействием приливных волн, заметно возрастающим вблизи бровки шельфа за счет резкого перепада глубин на ней и над материковым склоном, а также с работой квазистационарных течений, обычно приуроченных к этой полосе моря. Кроме того, в тех случаях, когда внешний край шельфа оказывается приподнятым, также возникают условия для более энергичного воздействия на дно развитых здесь гидрогенных факторов и как следствие — для укрупнения механического состава донных осадков.

Широкое применение сейсмоакустического профилирования показало, что нередко средней зоне шельфа соответствует четко выраженный структурный прогиб, а внешнему краю — поднятие основания шельфа. К. О. Эмери (1971) считает, что один из основных путей образования шельфа — это заполнение прогиба на окраине материковой платформы, ограниченного со стороны океана поднятием, которое как бы играет роль плотины по отношению к поступающим сюда с континента осадкам. По генезису краевых поднятий могут быть выделены шельфы с глыбово-блоковым или складчатым краевым поднятием, с серией краевых диапировых (солянокупольных) структур, а также с барьерными рифами. Впрочем, К. О. Эмери (1971) допускает также и образование «простого типа шельфа», где не имеется никаких краевых поднятий» (стр. 69).

Нам представляется, что шельфы с краевым поднятием в основании представляют собой лишь один из многих других струк-

турных типов шельфа. Исходя из данных исторической геологии, шельфы существовали всегда — разумеется, в иных границах, чем сейчас — на протяжении всей обозримой геологической истории Земли, и их существование связано преимущественно с затоплением материковых платформ. Собственно осадочный чехол материковых платформ образовался главным образом тогда, когда они становились шельфами. Если структура окраины затопленной платформы характеризуется наличием краевых поднятий, возникает тот тип шельфа, о котором говорит К. Эмери, но это не обязательный и не единственный, более того, вероятно и не самый распространенный тип. В целом же вопрос о генезисе шельфа, как это вполне очевидно, не может решаться в отрыве от генезиса и эволюции подводной окраины материка вообще, включая сюда и материковый склон, и материковое подножье.

Итак, шельф — это прежде всего затопленные окраины приморских равнин материковых платформ, и именно в этом случае он характеризуется значительной шириной и может захватывать также относительно глубоководные участки морского дна. Но в ряде случаев гористые побережья молодых или омоложенных горных сооружений также сопровождаются полосой мелководья, обычно гораздо более узкой и редко распространяющейся на глубины большие чем 50—100 м. Это прибрежное мелководье также называют шельфом. Генетически оно представляет собой или абразионный бенч, или педиплен, чаще всего узкую подгорную равнину, образовавшуюся в результате отступления склона горного сооружения под совместным воздействием абразии и денудации. Но, как и в описанном ранее случае, характерным для шельфа этого рода остается общность его геологического строения со строением прилегающей полосы суши.

Следовательно, наиболее общее определение шельфа следующее. Шельф — это продолжение поверхности прилегающей суши, затопленное морем. Это очень важно с практической точки зрения, главным образом, для расширения перспектив ресурсов минерального сырья и в особенности нефти и газа. Можно считать установленным, что шельфы, примыкающие к нефтегазоносным бассейнам суши и являющиеся их продолжением, более продуктивны в отношении нефти и газа, чем прилегающие к берегу районы суши. (Калинко, 1969). Зоны затопленных береговых линий с их реликтовыми аккумулятивными формами и затопленные речные долины с их террасами нередко могут таить россыпи различных полезных ископаемых, таких, например, как циркон, титансодержащие минералы, олово, алмазы, золото и др. (Венк, 1971). Освоение пространств шельфа в перспективе должно создать значительное приращение ресурсов полезных ископаемых, необходимых для дальнейшего развития народного хозяйства.

Материковый склон начинается от бровки шельфа и простирается до глубины 2—3 тыс. м, а иногда и до больших. Средний уклон его около 4—7°, но нередко крутизна склона может быть весьма значительной — до 20—30°, т. е. она вполне сопоставима с крутизной горных склонов на суше. Изобаты в пределах материкового склона сближены, глубины нарастают быстро.

Сбор образцов горных пород со склона при помощи драги проводился, например, на материковом склоне атлантического побережья США, а также на материковом склоне в Беринговом море (Хизен и др., 1962; Котенев, Петров, 1967). В верхней части материкового склона к востоку от Флориды в 1965 г. проводилось первое морское бурение. Полученные данные, как и результаты (Эмери, 1971) геофизических исследований, показывают, что материковый склон сложен теми же породами, что и прилегающие пространства суши и шельфа. Однако здесь часто обнаруживаются разрывные дислокации, отмечены значительные магнитные аномалии. Довольно часто на материковом склоне обнаруживаются более или менее широкие ступени, которые, вероятно, свидетельствуют о его ступенчато-сбросовой структуре. На отдельных участках он может быть выражен и в виде единого крутого откоса, как, например, к западу от Флориды. Иногда отдельные ступени сильно развиты в ширину и тогда образуются платообразные участки, осложняющие общий профиль материкового склона. Такие участки названы краевыми плато. Примерами могут служить плато Блэйк к востоку от Флориды, Чукотское на материковом склоне Чукотского моря, Новозеландское и др.

Нередко материковый склон бывает образован сплошной толщей рыхлых осадков, как это обнаружено, например, вблизи дельты Миссисипи. На таких аккумулятивных склонах можно видеть многочисленные борозды, образованные оползанием осадков или промытые суспензионными потоками, а у подножий таких склонов формируется характерный холмисто-западинный оползневой рельеф. В некоторых районах в рельефе склона отчетливо выделяются солянокупольные структуры и отдельные грядовые формы, связанные, возможно, со складчатыми деформациями.

Наиболее характерная форма рельефа материкового склона — подводные каньоны (Леонтьев, Сафьянов, 1973; Shepard, Dill, 1966). Это глубоко врезаемые в склон ложбины действительно похожие на каньоны горных рек суши. Как уже упоминалось, вершины каньонов врезаются в бровку шельфа, а в ряде случаев каньоны даже прорезают весь шельф и вторгаются верховьями в береговую зону моря. Нередко каньоны располагаются на продолжении затопленных речных долин (например,

подводные каньоны Гудзон, Инд) или долин суши (каньон Конго). Это последнее обстоятельство послужило причиной появления гипотезы об их речном происхождении. В соответствии с этой гипотезой подводные каньоны — это затопленные речные долины. Однако большинство каньонов достигает глубин 2—3 тыс. м, и трудно допустить, что всюду столь значительное опускание земной коры произошло за сравнительно короткое время или же, что до таких отметок когда-либо снижался уровень океана. Более вероятно, что в своей основе подводные каньоны связаны с радиальными разломами, образовавшимися на материковом склоне как реакция на напряжения, возникающие в зоне склона в результате противоположно направленных движений — медленного поднятия материковых платформ и медленного опускания ложа океана. Ступенчатые сбросы, о которых уже упоминалось, также могут рассматриваться как результат этих напряжений, но они связаны с системой продольных и «концентрических» разломов. Эта точка зрения, высказанная более 20 лет назад О. К. Леонтьевым (1955), подержана Л. И. Красным (1972), который подчеркивает, что материковый склон представляет собой зону приконтинентальных активных движений земной коры и что заложение подводных каньонов и образование ступеней на материковом склоне может рассматриваться как проявление этих движений. Эту точку зрения разделяет также Х. Хошино (Hoshino, 1975).

В подводных каньонах действует такой мощный гравитационный фактор как суспензионные или мутьевые потоки. Подобно русловому потоку суспензионное течение деформирует первоначально прямолинейный «врез» подводного каньона, и последний приобретает извилистость и нередко асимметричность поперечного профиля. На отдельных участках каньона (еще до устья) возможно выпадение материала из суспензии и образование различных аккумулятивных форм в виде террас или прирусловых валов. Основная же часть материала, содержащегося в мутьевых потоках, аккумулируется за пределами склона, на материковом подножье.

Многие авторы указывают на беспокойный характер магнитного поля в пределах материкового склона (Гайнанов, Карякин, 1967; Туезов и др., 1967; Красный, 1972). Констатируется также повышенная сейсмическая активность материкового склона, отмечается быстрое сокращение мощности материковой коры. Л. И. Красный полагает, что все эти черты свидетельствуют о том, что материковый склон надо относить к переходной зоне. Однако, как мы уже указывали ранее, по типу строения земной коры материковый склон представляет собой, несомненно, часть подводной окраины материка.

Как подчеркивает Л. И. Красный (1972), «постепенно отпали сомнения в тектонической природе континентальных склонов» (стр. 88). Однако широкое применение непрерывного сейсмо-

акустического профилирования (НСП) показало также, что материковые склоны, образованные толщей полого залегающих осадков, не обнаруживающих заметных геологических дислокаций, также весьма распространены. Такая «структура наслоения» характерна, например, для многих участков материкового склона Северной Америки в Атлантическом океане. Здесь возможно или пологое моноклиналиное залегание осадков, или прислонение пачки крутых моноклиналиных слоев к погрешенному уступу. Первый из двух случаев дает представление об аккумулятивном генезисе материкового склона в полном смысле этого понятия, второй — об аккумулятивном погрешении тектонического уступа материкового склона.

Донные осадки в области материкового склона — это либо терригенные, либо органогенные, преимущественно карбонатные отложения, не имеющие сколько-нибудь отчетливых отличий от аналогичных осадков других прилегающих частей подводных окраин материков. Преобладают алевроитовые и мелкоалевритовые осадки. Местами (в подводных каньонах, на крупных краевых плато) встречаются турбидиты. Мощность осадочного слоя в пределах материкового склона сильно меняется, нередко выходы коренных пород, особенно в подводных каньонах и на крутых уступах.

Материковое подножье

Полоса дна, занимающая промежуточное положение между материковым склоном и ложем океана, получила название материкового подножья (Удинцев, 1959; Heezen et al., 1959). В большинстве случаев эта промежуточная морфоструктурная зона геоморфологически выражена в виде наклонной волнистой аккумулятивной равнины, окаймляющей основание материкового склона и обычно в несколько раз превосходящей его в ширину. Эта равнина представляет собой своеобразный аккумулятивный шлейф, напоминающий подгорные шлейфы у подножий хребтов на суше. Чаще всего этот шлейф образуется благодаря слиянию многочисленных конусов выноса, формируемых у устьев подводных каньонов мутьевыми потоками. Кроме того, значительная часть осадочного материала приносится сюда придонными течениями, или сваливается в результате подводных оползней, или осаждается из водной толщи.

Сейсмические исследования (Drake et al., 1959) показали, что мощность осадков в пределах материкового подножья описываемого типа достигает 4—4,5 км и эти осадки выполняют в земной коре, сильно сократившейся по мощности, глубокий прогиб, по-видимому, материкового типа. Именно благодаря выполнению, этого прогиба осадками и достигается небывало большая для океана мощность осадочного слоя.

О том, что материковое подножье в некоторых случаях представляет собой структуру прогиба, можно судить на примере ма-

терикового подножья к востоку от Флориды. Здесь, у основания материкового склона плато Блэйк, располагается глубокая замкнутая впадина глубиной до 5,5 км. Нетрудно видеть, что это такой же прогиб, как и тот, который характеризует материковое подножье севернее плато Блэйк, но в отличие от него не компенсированный осадконакоплением.

Существуют и другие морфогенетические типы материкового подножья. По данным непрерывного сейсмоакустического профилирования, крупнейшая положительная форма рельефа — Внешний хребет Блэйк-Багама (по номенклатуре американских авторов) представляет собой гигантское аккумулятивное образование, которое формировалось, по-видимому, в течение нескольких десятков миллионов лет в результате накопления осадков, перемещающихся вдоль подножья материкового склона с севера. Возможно, что отклонение направления этой аккумулятивной формы от подножья склона было обусловлено воздействием Гольфстрима, как известно, развивающего максимальные скорости течения на отрезке от Флоридского пролива до мыса Гаттерас и здесь же, по-видимому, воздействующего на дно океана. Кроме того, по разным данным, суммированным в книге Эмери и Учупи (Emery, Uchupi, 1972, см. также Леонтьев 1975б), положение «хребта» Блэйк-Багама весьма точно соответствует положению Западного донного течения (Western Boundary Undercurrent), обусловленного стоком холодных вод из Гренландско-Норвежского бассейна.

Другой пример, когда материковое подножье выражено гигантской аккумулятивной формой, связанной с продольным перемещением осадков — это Ньюфаундлендский «хребет», известный еще по классическим исследованиям, проведенным в 50-х годах (Heezen et al., 1959). При попытке геоморфологического или структурного районирования неизменно возникали сомнения в том, куда его следует отнести — к подводной окраине материка или же к ложу океана. По новейшим данным (Леонтьев, 1975б; Emery, Uchupi, 1972) — это крупнейшая аккумулятивная форма, напоминающая гигантскую косу и образовавшаяся также благодаря длительному осаждению материала, поступающего сюда, видимо, с тем же потоком донных вод из Гренландско-Норвежского бассейна.

В отдельных случаях материковое подножье выражено одним или несколькими смежными гигантскими конусами выноса мутьевых потоков. Таковы, например, материковое подножье у Калифорнийского побережья США, состоящее из конусов выноса каньонов Дельгадо и Монтерей; в Аравийском и Бенгальском заливах (конусы выноса из Индского и Гангского каньонов). Очевидно, в ряде подобных случаев возможно далеко не полное соответствие границ материкового подножья и материковой земной коры. И конусы выноса, и аккумулятивные формы, связанные с продольным переносом осадочного материала донными

течениями, могут далеко выдвигаться в пределы распространения земной коры океанического типа. Это, однако, не должно препятствовать отнесению материкового подножья к подводной окраине материка, так как в своем формировании он очень тесно связан с особенностями развития маргинальной зоны. Поскольку морфоструктуры образуются при совместном действии эндогенных и экзогенных процессов, границы морфоструктур и тектонических форм могут и не совпадать. Иначе и не было бы необходимости в дифференциации этих понятий.

При общем весьма широком развитии материкового подножья нельзя не упомянуть о том, что на отдельных участках подводных материков оно либо слабо выражено, либо его нет. Например, слабо развито материковое подножье в Бискайском заливе. Оно имеет незначительную ширину и лишь довольно условно отделяется от ложа океанических котловин также в Северном Ледовитом океане и практически не выделяется во многих котловинах морей переходной зоны. В последних двух случаях это связано с общей высокой интенсивностью осадконакопления в котловинах окраинных морей.

*Бордерленды и другие виды
раздробленных материковых окраин.
Микроконтиненты*

Обзор строения подводных окраин материков можно закончить, если кратко описать две ее довольно редких, разновидностей. Это, прежде всего, бордерленд, представляющий собой сильно и мелко раздробленную разломами подводную окраину материка, характеризующуюся сочетанием поднятых и опущенных глыб материковой земной коры. Наиболее яркий пример такого бордерленда — подводная окраина Калифорнийского региона Северо-Американского материка (Emery, 1960; Menard, 1964), Эгейское море. По мнению Л. И. Красного (1972), бордерленд образуется в результате раздробления и дифференцированного погружения зрелых островных дуг, но точнее, вероятно, будет сказать — передовых поднятий горных сооружений, примыкающих к окраинам океанов. Думается, такие фиордовые районы как побережье Британской Колумбии и южного Чили по характеру и генезису расчленения также следует отнести к бордерлендам.

В северной Атлантике, а также на юго-западной окраине Индийского океана мы встречаемся с крупными положительными элементами глыбового рельефа, сложными материковой корой, но распространяющимися на большие глубины океана. В Индийском океане таковы плосковершинные глыбовые возвышенности, именуемые обычно хребтами, хотя они больше соответствуют понятию «подводное плато» — Мозамбикский и Мадагас-

карский «хребты». К этой же категории относится, видимо, «хребет» Кергелен, представление о материковой структуре которого недавно подтверждено в работе Т. В. Молчановой (1972), банка Гуннерус (Живаго, 1971). Все это крупные выступы подводных окраин материков, отсеченные разломами и представляющие собой погруженные блоки, испытавшие в целом большее опускание, чем шельфовые пространства, что роднит эти структуры с краевыми плато.

Своеобразно строение полярной окраины Северо-Американского материка и области северной Атлантики между Исландией и Британскими островами. Северный край Канадского щита в палеоген-неогене подвергся интенсивному тектоническому дроблению, крупнейшим результатом которого явилось образование Баффинова моря, пролива Девиса и сложной системы проливов и блоков Канадского архипелага. Обращает на себя внимание океанический тип земной коры в Баффиновом море, что дает основание предполагать, что здесь происходило не только опускание, но и раздвижение блоков материковой коры. В пределах Гренландии этот процесс сопровождался излияниями платобазальтов (Кинг, 1972).

Между восточной Гренландией и шельфом Британских островов в это же время и позднее (миоцен — плиоцен) произошло интенсивное тектоническое дробление крупного выступа Европейского материка, включавшего в себя Исландию, Феррерско-Исландский порог и возвышенность Роккол. Образование здесь серии блоков, испытавших различные по характеру и по размаху вертикальные движения, сопровождалось излияниями платобазальтов и интенсивнейшим вулканизмом. В целом регионы Канадского архипелага и порогов северной Атлантики также напоминают бордерленды, но отличаются от них гораздо большими масштабами форм и происходивших здесь тектонических процессов. Такие структуры можно назвать макробордерлендами.

Известно несколько участков дна океана (довольно сильно отличающихся один от другого по размерам), сложенных материковой земной корой, но окруженных со всех сторон типичной океанической корой. Эти морфоструктуры не совсем удачно названы микроконтинентами. Наиболее бесспорные микроконтиненты — это Сейшельская банка в Индийском океане и гигантское по сравнению с ней Новозеландское плато вместе с самой Новой Зеландией. Имеется еще несколько районов в океане, предположительно считающихся микроконтинентами, например, Западно-Австралийский хребет в Индийском океане. По гипотезе океанизации земной коры объяснение происхождения микроконтинентов не вызывает затруднений. Они могут рассматриваться как обломки гигантского гипотетического материка Гондваны (подобно всем южным материкам, но отличаясь от них малыми размерами). По противоположной гипотезе происхождения

океанов микроконтиненты — участки, где по каким-то неизвестным причинам развитие процесса образования земной коры материкового типа прекратилось прежде, чем материковая структура достигла размеров нормального континента.

Переходная зона

Термин «переходная зона» можно употреблять в двояком смысле: во-первых, не вкладывая в него генетического или исторического содержания, а лишь констатируя переходность некоторой зоны между материком и океаном (в этом смысле и материковый склон с подножьем можно считать переходной зоной); во-вторых, подчеркивая генетический и исторический смысл этого понятия, т. е. тем самым имея в виду обозначение некоторой зоны, где происходит переход, превращение одного состояния земной коры в другое. Именно в этом смысле этот термин и употребляется в дальнейшем. Переходная зона, точнее ее подводная часть, занимает 8,4% от общей площади океана¹. Для нее характерен геосинклинальный тип земной коры. Основные элементы рельефа переходной зоны — это глубоководные котловины окраинных морей, островные дуги и глубоководные желоба (см. табл. 13).

Котловины морей переходной зоны

Большую часть площади каждой из переходных областей занимает котловина окраинного моря (см. табл. 13). Со стороны континента она обычно ограничена шельфом и материковым склоном. Рельеф котловин довольно разнообразный. Так, для глубоководных котловин Берингова и Охотского морей характерна выровненность поверхности, которая обусловлена мощным накоплением осадков на их дне. В котловине Японского моря наряду с участками плоского дна распространены горный и холмистый рельеф. Здесь крупная подводная возвышенность — поднятие Ямато в южной части котловины. В Беринговом море также имеется два подводных хребта. Очень сложный рельеф и малая мощность осадков отмечается в Филиппинской котловине, которая с системой ограждающих ее островных дуг и глубоководных желобов также образует переходную область.

Одним из примеров сложно построенного рельефа дна глубоководной котловины может служить котловина Южно-Китайского моря (Турко, 1973). Ее западный и южный борты образуют материковый склон, который на большей части сильно растя-

¹ Отдельные, довольно крупные элементы переходной зоны могут находиться и в субэвральном состоянии (например, п-ов Камчатка, Японские о-ва, Филиппины и др.).

нут и имеет ложбинно-холмистый рельеф. Восточная окраина котловины образована островными склонами Филиппин и Борнео. Вдоль о. Лусон протягивается Манильский глубоководный желоб. Северная часть дна котловины лежит в основном глубже 4 км, ее рельеф выровненный или волнистый. Местами поднимаются отдельные вулканические, очень крутосклонные пики. Южная часть дна котловины характеризуется сильно расчлененным горным рельефом. Многочисленные подводные горы здесь надстроены коралловыми рифами, образующими архипелаг Наньша.

Средиземноморье по ряду признаков также можно рассматривать как область переходной зоны. Наиболее значительные котловины Средиземного моря сложены субокеанической земной корой. В целом Средиземноморью свойствен вулканизм, здесь часто происходят сильные землетрясения. В северо-восточной части Средиземного моря сохранились реликты глубоководного желоба — Эллинского, хотя этот желоб заметно мельче других глубоководных желобов.

Сложное расчленение дна отмечается также в котловинах морей Карибского и Скотия (Скоша). Здесь характерны крупные подводные хребты, обширные выровненные площади дна, а в море Скоша также значительные по протяженности и глубине желобообразные депрессии, которые, по-видимому, образовались в результате сбросовой тектоники (Гершанович, 1969). Своеобразная черта некоторых крупных морей переходной зоны — аномальное расположение в них глубоководных желобов, тогда как обычно они протягиваются вдоль внешней стороны островной дуги.

В котловинах морей переходной зоны наблюдается значительное возрастание мощности осадочного слоя. «Второй слой» или «океаническое основание» выделяется не всегда, но мощность третьего слоя (базальтового или океанического) также существенно возрастает (табл. 14).

По данным табл. 14 видно, что земная кора в котловинах морей переходной зоны по строению субокеаническая, причем в некоторых случаях главным образом за счет возрастания мощности осадочного слоя ее толщина увеличивается более чем вдвое по сравнению с океанической, а иногда становится близкой к толщине материковой коры. Любопытно, что толщина базальтового слоя здесь также заметно возрастает.

По периферии котловин отмечается сейсмическая активность. Редкие, но обычно глубокофокусные и сильные землетрясения имеют очаги и под центральными частями котловин. Тепловой поток под котловинами имеет повышенные значения (1,3—2,5 ед., в редких случаях даже до 3 ед.). Аномалии силы тяжести (в редукции Буге) здесь обычно положительные и достигают 200—250 мгл., в Филиппинской котловине — до 400 мгл., т. е. примерно такие же значения, что и в океанических котловинах. Магнитное поле изучено недостаточно. В Японском море, где магнито-

ТАБЛИЦА 14

Строение земной коры в глубоководных морских котловинах по сейсмическим данным (по «Строение земной коры...», 1964; Ewing, 1970; Ryan et al., 1970), км

Море	Максимальная глубина моря	Осадочный слой, мощность	Базальтовый слой, мощность	Глубина залегания поверхности «М» (от уровня моря)
Японское	3,5	1,5	6	11
Охотское	3,5	5,0	7	15,5
Берингово	4,0	2,5	6	12,5
Карибское (Венесуэльская котловина)	3,5	3,0	8,5	15,0
Средиземное (Балеарская котловина)	2,8	5,0	7	14,8
Черное	2,2	10,0	10	22,2
Каспийское (Южная впадина)	1	25,0	15	41,0

метрические исследования проводились более детально, магнитное поле на большей части площади дна имеет «знакопеременный полосовой характер» (Ковылин, Мерлин, 1971). В Центральной котловине Японского моря отмечается спокойное, близкое к нулю магнитное поле, представленное широкими и протяженными полосами положительных и отрицательных аномалий. Неспойное и сложно построенное поле характеризует область внутрикотловинной возвышенности Ямато.

В Японском море проводились также в значительном объеме драговые работы. Интересно, что на возвышенности Ямато были подняты лейкократовые граниты позднепалеозойского возраста (197—220 млн. лет), а также молодые базальты (19—22 млн. лет). Андезиты и базальты возраста 4—7 млн. лет были обнаружены также на материковом и островных склонах, что вместе с наличием в котловине новейших подводных вулканических сооружений (хребет Богорова и др.), свидетельствует о развитии активных тектонических и вулканических процессов на протяжении всего неогена. На материковом склоне Приморья драгами были подняты палеозойские граниты материкового фундамента (Берсенева, 1972).

Островные дуги

Островным дугам посвящена огромная литература. Одиочная островная дуга в типичном случае представляет собой линейно ориентированное подводное поднятие, вытянутое вдоль глубоководного желоба с его внутренней стороны, причем по гребню и склонам поднятия «насажены» вулканические конусы. Отдельные вершины вулканических сооружений выступают над уровнем

моря, образуя цепочку или гирлянду островов. Нередко дуги бывают двойными, их внешняя гряда может быть полностью или в большей ее части подводной. Таковы, например, дуги Курильских, Алеутских, Зондских островов. Вулканы на них приурочены к внутренней гряде. Вулканизм островных дуг — андезитовый и андезитово-базальтовый.

Анализ рельефа и геологического строения островных дуг показывает, что в их формировании и развитии важнейшая роль принадлежит разломам и связанным с ними дислокациям. Кажущийся единым вал островной дуги в действительности состоит из ряда сегментов, разделенных поперечными разломами. Обычно с пересечениями осевой линии островной дуги и этих разломов связаны эпицентры землетрясений, а также вулканы. В морфологии островной дуги такие зоны разломов подчеркиваются глубокими проливами типа проливов Фриза, Крузенштерна, Буссоль в Курильской дуге.

Относительно изученная Курильская дуга — двойная. Ее внешнюю гряду образует подводный хребет Витязя и только в юго-западной части внешней гряды над уровнем моря поднимаются отдельные участки гребня, образуя Малые Курильские острова. По сейсмическим данным (Строение земной коры ..., 1964), внешняя гряда имеет субматериковый или материковый тип земной коры, мощность ее здесь достигает 30—35 км. Под внутренней, вулканической грядой толщина земной коры менее 15 км, цоколь ее, как замечают Л. К. Затонский, В. Ф. Канаев и Г. Б. Удинцев (Затонский и др., 1961), «представляет собой вероятно, пологую складку базальтового слоя» (стр. 126).

В сложной системе Индонезийской переходной области выделяются, по крайней мере четыре, разновозрастные островные дуги, причем не только внешняя, но и на отдельных отрезках внутренние дуги сопровождаются глубоководными желобами. Обращают внимание отдельные «сростки» островных гряд, образующие крупные массивы островной суши. Такие массивы обычно сложены типичной материковой земной корой. По крупным разломам, пересекающим дуги, отдельные звенья их могут быть сильно смещенными в горизонтальном направлении. Об интенсивности проявления вулканизма на островных дугах свидетельствуют такие данные. На Курило-Камчатской островной дуге имеется более 200 наземных вулканов, из них 60 действующих (Апродов, 1965). Кроме них здесь известно еще около 80 подводных вулканов (Затонский и др. 1961). В Индонезии насчитывается более 500 вулканов, из них 170 действующих.

Островным дугам обычно свойственны слабые линейно ориентированные положительные гравитационные аномалии и полосчатый рисунок магнитных аномалий. Замеры интенсивности теплового потока в пределах островных дуг дают очень высокие значения — порядка 2,5—5 ед., более высокие значения бывают только на срединно-океанических хребтах. Эта особенность, как и

бурные проявления современного вулканизма и исключительно напряженный сейсмизм островных дуг, свидетельствует об огромной интенсивности протекающих здесь эндогенных процессов.

Глубоководные желоба

Глубоководные желоба — сильно вытянутые, обычно дугообразные в плане (реже прямолинейные) депрессии, располагающиеся вдоль внешнего края островных дуг. Как редкое исключение, иногда глубоководные желоба расположены с внутренней стороны островных дуг (о них упоминалось раньше). Имеется также несколько глубоководных желобов, примыкающих не к островным дугам, а к молодым передовым горным сооружениям на континенте. Таковы желоба Центрально-Американский и Перуанско-Чилийский — на восточной окраине Тихого океана.

Глубоководные желоба — это глубочайшие депрессии на поверхности Земли. Все наибольшие глубины Мирового океана приурочены именно к глубоководным желобам (табл. 15).

Поперечный профиль глубоководных желобов обычно асимметричен — со стороны островной дуги склон выше и круче. Не-

ТАБЛИЦА 15

Максимальные глубины глубоководных желобов (по Фалееву и др., 1977).

№№	Наименование	Глубина, м	№№	Наименование	Глубина, м
<i>Тихий океан:</i>					
1.	Алеутский	7 822	2).	Маккуори	6727
2.	Курило-Камчатский	9 717	21.	Ново-Гвинейский	5633
3.	Японский	8 412	22.	Западно-Меланезийский	6534
4.	Идзу-Бонинский	9 810	23.	Малаита	6767
5.	Волкано	9 156	24.	Витязь	6150
6.	Марианский	11 022	25.	Перуанский	6601
7.	Яп	8 850	26.	Центрально-Американский	6489
8.	Палау	8 069	27.	Чилийский	8069
9.	Навсей	7 790	<i>Атлантический океан:</i>		
10.	Филиппинский	10 265	28.	Пуэрто Рико	8742
11.	Банда	7 440	29.	Кайманов	7491
12.	Манильский	5 249	30.	Южно-Сандвичев	8264
13.	Ново-Британский	8 320	31.	Эллинский (в Средиземном море)	5121
14.	Бугенвильский	9 103	<i>Индийский океан:</i>		
15.	Сан-Кристоваль	8 332	32.	Зондский	7209
16.	Санта-Крус	9 174	33.	Тиморский	3310
17.	Ново-Гебридский	7 633			
18.	Тонга	10 882			
19.	Кермадек	10 047			

редко сам желоб бывает отделен от островной дуги ступенью, природа которой совершенно не ясна, но которая, несомненно, представляет собой вполне закономерное явление. Склоны желобов обычно рассечены глубоководными подводными каньонами, что, кстати, может служить лучшим опровержением гипотезы их «речного» происхождения, поскольку склоны глубоководных желобов никогда не были сушей.

Строение земной коры под глубоководными желобами, как отмечает Л. И. Красный (1972), сложно и характеризуется сейсмическими скоростями, близкими то к субматериковому, то к субокеаническому типам. Например, склон Курило-Камчатского желоба со стороны Курильских о-вов подстилается субматериковой корой, а со стороны океана — океанической. Характерно увеличение мощности базальтового слоя, хотя, по исследованиям Уорзела (Земная кора, 1956) возможно и растяжение базальтового слоя под желобом. Время заложения большинства желобов, по мнению Л. И. Красного (1972), относится к меловому, но высокая степень тектонической активности сохраняется в большинстве из них в течение всего кайнозоя.

Типы переходных областей

По особенностям строения котловин, глубоководных желобов, островных дуг переходные зоны подразделяются на ряд геоморфологических типов (Леонтьев, 1968а, 1974), которые образуют единый генетический ряд.

1. **Витязевский тип.** Представлен глубоководным желобом Витязя. Этот тип переходной зоны отмечается сравнительно малой глубиной желоба (6150 м) и отсутствием островной дуги, а, следовательно, и обособленной окраинной морской котловины. К югу от желоба имеется только несколько подводных вулканов, представляющих собой как бы прообраз будущей островной дуги. Расположенная к югу от желоба, Северо-Фиджийская котловина по геофизическим данным, имеет небольшой по мощности слой осадков, сложнорасчлененный рельеф дна типа абиссальных холмов, обычно свойственный типичным океаническим котловинам, и океанический тип земной коры. Существенная особенность этой переходной зоны заключается также в относительно слабой сейсмичности.

2. **Марианский тип.** Очень четко выраженная в виде высокого в основном подводного хребта островная дуга, большая глубина желоба (до 10—11 км), интенсивная сейсмичность и вулканизм, малая мощность осадочного слоя в нем и в морской котловине (последняя по существу ничем не отличается от смежных океанических котловин) — таковы отличительные черты этого типа переходных областей. Преимущественно базальтовый состав магматических продуктов.

3. Курильский тип. По многим чертам переходная область этого типа сходна с предшествующим, но отличается значительно большей обособленностью морских котловин, субокеаническим типом земной коры под их дном, значительно большими размерами островов. Появляются участки с субматериковой земной корой, островные дуги нередко двойные. Состав вулканических выбросов — базальтовый и андезитовый. Напряженность сейсмических и вулканических явлений достигает максимума. Глубины желобов весьма значительны.

4. Японский тип. Разновозрастные островные дуги сливаются в единые крупные массивы островной или полуостровной суши. Появляются крупные по размерам участки типичной материковой земной коры. Интенсивность вулканизма сильно снижается, но напряженность сейсмических процессов еще очень велика. Днища морских котловин сложены субокеанической корой, возможны отдельные пятна материковой коры. Наряду с широким распространением базальтов и андезитов многочисленны гранитные интрузии, встречаются зеленокаменные породы.

У рассматриваемого типа возможны еще две разновидности. Одну из них можно назвать Индонезийской. Для этой разновидности четвертого типа характерны ее географическое положение между двумя соседними материковыми массивами, а также наличие нескольких островных дуг (которые могут быть и разобщены), обычно сильно изогнутых, в виде «полупетель». Другая разновидность — Восточно-Тихоокеанская. Она характеризуется отсутствием морской котловины, а роль островной дуги здесь выполняют передовые молодые цепи горного сооружения (например, в Чили, Центральной Америке). Все три разновидности объединяются такими чертами как весьма существенное участие «материковых элементов» в строении переходной области, меньшая (по сравнению с предыдущим типом) глубина желобов, явно наметившийся спад вулканической активности.

5. Средиземноморский тип. Характеризуется дальнейшим нарастанием роли материковой коры в строении переходной области. Субокеанические котловины остаются лишь в виде «окоя», окруженных со всех сторон материковой корой. Бывшие островные дуги по существу представляют собой молодые горные сооружения, образующие край континента или его полуострова. Вулканизм посторогенного характера преимущественно андезитовый. Глубоководные желоба или сохранились в виде реликтов (Эллинский желоб в Средиземном море), или их нет совсем. В некоторых случаях мощность субокеанической коры очень велика и в рыхлом чехле возможны современные складчатые процессы или образование диапировых структур (например, Южный Каспий, Балеарская котловина Средиземного моря).

Этот краткий обзор особенностей переходных областей может быть дополнен данными о возрасте генетических формаций, распространенных в их пределах. В первом и втором типах переход-

ТАБЛИЦА 16

Сравнительная характеристика строения переходных областей различных типов

№ № п/п	Тип переходной области	Глубина желоба, км	Островная дуга	Глуководная котло- вина	Мощность (км) и тип коры в котловине	Вулканизм	Роль материковых элементов в стро- ении переходной области
1.	Витязевский	6,5	отсутствует	отсутствует	—	умеренный, подводный	отсутствует
2.	Марианский	до 11	преимущественно подводная, очень небольшие о-ва	непреобразованный рельеф ложа океана	4—5, океа- ническая кора	умеренный, главным об- разом, под- водный	»
3.	Курильский	до 10	подводный хребет с неболь- шими о-вами	неровности корен- ного рельефа по- гребены под осад- ками	7—10, суб- океаническая кора	интенсивный надводный и подводный	появляется гра- нитный слой под островными дугами
4.	Японский	8—9	несколько слив- шихся островных дуг, крупные о-ва	то же, но местами осадочный слой всхолмлен складко- образованием	10—12, суб- океаническая кора	то же	мощность гранитного слоя достигает под дугами 10—20 км
5.	Средиземно- морский	5,5	реликты остров- ных дуг	замкнутые релик- товые котловины, по окраинам запол- няющиеся современ- ными складчатыми структурами	20—40, суб- океаническая кора	остаточный, главным образом, над- водный	материковые структуры доминируют

ных областей нет породы древнее неогена. В переходных зонах Курильского типа встречаются уже вулканогенно-осадочные меловые породы. В переходных зонах четвертого и пятого типов возможно присутствие любых по возрасту генетических формаций, включая протерозойские, но довольно обычны значительные массивы палеозойских пород, в том числе и кристаллических.

Основные особенности выделенных и рассмотренных типов переходных зон суммированы в табл. 16. Настоящий обзор, как нам кажется, в целом свидетельствует о том, что переходная зона — это зона по преимуществу превращения океанической земной коры в материковую, т. е. именно благодаря протекающим в ней тектоническим процессам происходит наращивание окраин материка за счет переработки краевых зон океанов. Таким образом, мы можем сделать заключение, к которому в свое время пришел Вильсон (1959): он предложил рассматривать все горные системы геосинклинального генезиса как бывшие островные дуги. Наиболее серьезное возражение против этой точки зрения заключается в наличии гранитных срединных массивов и некоторых других признаков (например, материковая кора под возвышенностью Ямато) возможного заложения геосинклинальных систем на материковой, а не на океанической коре.

В общем, в настоящее время сосуществуют три гипотезы о генезисе и эволюции переходных зон (геосинклинальных областей): одна из них связывает их образование и развитие с тектоникой плит, другая — с представлением о наращивании материков за счет превращения океанической коры в материковую, третья — с представлением о базальтизации (океанизации) окраин материков. Вторая из названных гипотез нам кажется наиболее убедительной.

Срединно-океанические хребты и ложе океана

За андезитовой линией в Тихом океане и за внешней границей материкового подножья в других океанах простирается собственно дно Мирового океана, резко отличающееся по строению от переходных зон и тем более от подводных материковых окраин. Эти огромные пространства составляют около 70% площади всего дна океана (см. табл. 13). Специфика этих пространств подчеркивается геофизическими особенностями и своеобразием не только земной коры, но и глубинных недр под нею. Для всей площади дна океанов характерны высокие положительные аномалии силы тяжести (в редукции Буге), превышающие +150 мгл, большая часть площади дна океана характеризуется своеобразным полосчатым рисунком знакопеременных магнитных аномалий.

Астеносфера (т. е. слой пониженной вязкости) под океанами, как указывает Л. И. Красный (1972), лежит на глубине

50—60 км и распространяется до глубины 350—400 км, тогда как под материками и в переходных зонах глубины залегания этого слоя значительно больше.

Эволюция тектоносферы, как указывает Л. И. Красный (1972), привела к расчленению океанов на крупные, относительно стабильные и малосейсмические области, в целом имеющие близкие к изотермическим очертания, и на подвижные вытянутые области, образующие пояса так называемых срединно-океанических хребтов. В тектонике за областями первого рода утвердилось название талассократонов, за вторыми — срединноокеанических подвижных поясов или рифтогеналей. В геоморфологии за талассократонными образованиями целесообразно сохранить емкий термин «ложе океана», а рифтогенали мы объединяем под общим названием «планетарной системы срединно-океанических хребтов». В зарубежной литературе этим понятиям соответствуют термины Normal basins (ocean floor) и Mid-oceanic ridges (Heezen et al., 1959; Menard, 1966).

По принятому нами критерию — выделению планетарных форм рельефа по типам земной коры — ложе океана и срединно-океанические хребты таксономически стоят рядом с рассмотренными материковыми структурами и переходными зонами, хотя занимают гораздо большую площадь дна океана (соответственно 193,8 млн. км² и 55,3 млн. км²).

Есть основания предполагать, что рифтогенальный тип земной коры образуется в результате эволюции океанической коры и в связи с этим можно было бы, казалось, рассматривать ложе океана и срединные хребты как части единого целого, равнозначного материкам и переходным зонам. Однако, по нашему убеждению, имеется немало фактов, которые позволяют считать, что и материковый, и геосинклинальный типы земной коры также не что иное как производные от океанической. Между тем, тектоническая подвижность срединных хребтов резко контрастирует с относительно стабильным регионом ложа океана, что сближает их с переходными (геосинклинальными) зонами. Это также дополнительно подтверждает справедливость представления о таксономической равнозначности таких элементов как материка (подводные окраины материков), переходные зоны, срединно-океанические хребты и ложе океана. То, что два последних элемента рассматриваются в общей главе, определяется лишь удобством описания, но не соображениями таксономического деления.

Срединно-океанические хребты

Планетарная система срединно-океанических хребтов стала известна недавно, хотя отдельные ее фрагменты были обнаружены значительно раньше. Так, еще в результате промеров, предпринятых для прокладки первых подводных телеграфных кабелей через Атлантический океан в 50-х годах прошлого столетия,

в северной части Атлантики был обнаружен срединно-океанический хребет. Работами экспедиции на «Метеоре», первой экспедиции в океане, производившей массовый глубинный промер при помощи эхолота (20-е годы нашего века), было установлено, что этот хребет продолжается к югу от экватора. В 1928—1930 гг. экспедицией на корабле «Дана» был обнаружен Индийско-Аравийский хребет (хр. Карлсберг).

Однако в основном внимание к проблеме срединных хребтов стало проявляться после детальных геологических и геоморфологических исследований, проведенных в Атлантическом океане Б. Хизеном и М. Юингом и опубликования соответствующей работы и карт (Heezen et al., 1959; Heezen, Ewing, 1961). За несколько лет, к 1966 г. (ко II Международному океанографическому конгрессу) сложилась концепция единой планетарной системы срединных хребтов. Заметим, что О. К. Леонтьевым представление о единстве системы срединных хребтов было выдвинуто задолго до этого (Леонтьев, 1955).

Морфологически срединные хребты представляют собой гигантские валообразные вздутия земной коры линейного простираения и протягивающиеся в виде сплошной цепи от Северного Ледовитого океана через Атлантический и Индийский в Тихий океан. Обычно в этих хребтах различаются следующие элементы: а) осевая или гребневая зона, для которой характерен резко расчлененный горный рельеф, обусловленный разломной рифтовой тектоникой; б) в меньшей степени расчлененные фланги хребтов. Общая ширина срединных хребтов колеблется от нескольких сотен до 2 тыс. км. По существу это, конечно, не хребты, а огромные нагорья, по занимаемой ими площади и по протяженности не имеющие равных среди горных систем на суше.

Для рельефа осевой зоны срединного хребта характерно наличие узких впадин и ограничивающих их хребтов, причем эти впадины представляют собой рифты, т. е. грабены, образовавшиеся в условиях растяжения и разрыва земной коры. В связи с этим впадины, обычно ориентированные примерно по простираанию оси хребта или под острым углом к ней, называют рифтовыми долинами, а ограждающие их хребты, имеющие асимметричный поперечный профиль, — рифтовыми хребтами.

На некоторых участках гребневая зона срединно-океанического хребта хотя и более расчленена, чем фланги, но лишена четко выраженных рифтовых структур. Отдельные звенья системы хребтов имеют вид довольно слабо расчлененных, очень широких и пологих валов. Другие сильно сужены и представлены только рифтовой зоной. Тем не менее, и геофизически, и морфологически это единая система, не имеющая перерывов на всем протяжении.

Система в Северном Ледовитом океане начинается хребтом Гаккеля (Гаккель и др., 1966), который прослеживается в широтном направлении до долготы северо-западного Шпицбергена.

Здесь простирание хребта резко меняется на субмеридиональное. Его отрезок, вытянутый вдоль западного материкового склона Баренцева моря, называют хребтом Книповича, а между южным окончанием этого отрезка и Исландией — хребтами Мона и Кольбейнсей. Хребты Гаккеля и Книповича узкие и представлены только рифтовой зоной, в последующих звеньях появляются фланговые зоны. Исландия еще недавно рассматривалась как часть срединно-океанического хребта, поднявшаяся над уровнем моря (Ward et al., 1969), но в новейших работах (Баскина, 1972), показано, что Исландия представляет собой материковый массив, лишь пересекаемый системой срединно-океанического хребта. К югу от нее располагается следующее звено системы — хребет Рейкьянес, характеризующийся сравнительно слабой расчлененностью (Ильин, 1971). У южного окончания этого хребта начинается собственно Срединно-Атлантический хребет, который под этим названием простирается до 55° ю. ш., где вновь резко изменяется простирание всей системы.

Срединно-Атлантический хребет характеризуется всеми типичными чертами срединно-океанических горных поясов. Следует лишь в дополнение к сделанной характеристике упомянуть еще об одной особенности — о многочисленных поперечных разломах, секущих хребет особенно глубоко и часто в приэкваториальной части. Обычно к местам пересечения хребта этими разломами, названных трансформными, приурочены эпицентры землетрясений и современные или недавние проявления вулканизма. Участки пересечения морфологически подчеркнуты глубокими желобами — «трогами», глубины в которых достигают 7300 м (трог Романш).

От южного окончания Срединно-Атлантического хребта, маркируемого подводной горой Кэптен Шпис, намечается новое звено системы — Африканско-Антарктический хребет субширотного простирания. Это поднятие характеризуется всеми отмеченными ранее специфическими чертами срединно-океанических горных сооружений. Близ 30-го меридиана этот хребет приобретает северо-восточное простирание и называется Западно-Индийским.

Западно-Индийский хребет — одно из звеньев системы срединных хребтов Индийского океана. Он прослеживается до района, лежащего южнее о. Родригес. Здесь мы можем наблюдать уникальный «узел» срединно-океанических хребтов. На север отсюда отходит Аравийско-Индийский хребет, рифтовая зона которого в Аденском заливе разветвляется и продолжается к северо-северо-западу в виде рифта Красного моря, а к югу — в виде системы восточно-африканских рифтов, взламывающих восточную часть Африканской платформы. На юго-юго-восток ответвляется Центральнo-Индийский хребет, заканчивающийся массивом о-вов Амстердам и Сен-Поль. Все три названных срединных хребта Индийского океана характеризуются хорошо развитой рифтовой зоной, широкими, сильно расчлененными флангами.

Они рассечены поперечными трансформными разломами, которые, однако, в Индийском океане в отличие от Атлантического не широтного, а меридионального или субмеридионального простирания.

Начинающееся к востоку от о-вов Амстердам и Сен-Поль следующее звено описываемой системы — Австрало-Антарктическое поднятие существенно отличается от упомянутых ранее хребтов (Канаев, 1972). Это скорее не хребет, а широкий вал с отлогими и слабо расчлененными склонами. Между 120 и 130° в. д. поднятие пересекает широкая зона меридиональных разломов, и на этом участке рельеф поднятия представлен многочисленными хребтами и депрессиями, ориентированными вкост простирания поднятия. К югу от Виктории и Тасмании описываемое поднятие имеет резко расчлененный горный рельеф, оно пересекается многочисленными меридиональными трансформными разломами, по которым отдельные сегменты хребта резко сстились относительно друг друга.

Продолжение Австрало-Антарктического срединного хребта в южной части Тихого океана называется Южно-Тихоокеанским хребтом, а восточнее 130° з. д. последний сменяется Восточно-Тихоокеанским. Южно- и Восточно-Тихоокеанские хребты имеют большое сходство с Австрало-Антарктическим поднятием. Это тоже очень широкие валообразные вздутия земной коры с менее расчлененным рельефом, чем Срединно-Атлантический и срединные хребты Индийского океана, с выраженной не всюду рифтовой структурой гребня. Однако по крупным чертам рельефа, полосчатости магнитных аномалий, высоким значениям теплового потока, интенсивным проявлениям вулканизма и сейсмичности, строению земной коры — это типичные срединно-океанические хребты. Калифорнийский залив, подобно Красному морю, также рассматривают как рифтовую зону этого хребта, который в данном районе как бы примыкает к окраине материка или проходит под ней, и вновь появляется в океане западнее Орегона в виде подводных хребтов Хуан-де-Фука и Горда, являющихся последним звеном системы срединных хребтов Мирового океана.

Как и в других океанах, срединно-океанические хребты в Тихом океане рассечены серией трансформных разломов, по которым их крупные сегменты сдвинуты по горизонтали и деформированы в вертикальном направлении. Другая черта, общая для Восточно-Тихоокеанского и Аравийско-Индийского хребтов, — это их активное распространение на материковые платформы, что как бы подчеркивает их общепланетарное тектоническое значение. Эта особенность указывает на то, что образование и эволюция срединно-океанических хребтов связанных с подкорковыми процессами, действие которых может проектироваться как на океаническую, так и на материковую кору. При этом в первом случае формируется новый тип земной коры — рифто-

генальный. Он характеризуется более высокой плотностью, чем океаническая кора. Такая повышенная плотность обусловлена внедрением более тяжелых пород верхней мантии в базальтовую кору. Это представление подтверждается образцами ультраосновных пород в рифтовых зонах, поднятых при драгировании с судов, и наличием выходов этих пород на некоторых островах, генетически связанных с рифтовыми зонами (например, о. Святого Павла в Атлантическом океане).

При проектировании зон рифтогенеза на материковую земную кору, более мощную и сложную, чем океаническая, нового типа земной коры не образуется, а оживляются древние разломы, формируются новые (в том числе и рифты) и появляются резко дифференцированные глыбовые вертикальные движения земной коры, приводящие к возникновению гор на месте ранее выровненных материковых платформ.

Напомним некоторые характерные геологические особенности срединно-океанических хребтов. Прежде всего — это сейсмические пояса, возможно, не в меньшей степени, чем переходные зоны. Но в отличие от последних зарегистрированные в пределах срединных хребтов землетрясения относятся исключительно к поверхностным. Они представляют собой также области интенсивных проявлений современного и недавнего вулканизма, однако по составу вулканогенных продуктов они также отличаются от переходных зон. Магматические продукты в пределах срединно-океанических хребтов представлены исключительно основными и ультраосновными породами.

Срединно-океанические хребты резко отличаются от соседних с ними участков ложа океана высокими значениями теплового потока (от 2—3 до 8 и даже 10 единиц), т. е. и в этом отношении они обнаруживают большое сходство с переходными зонами.

В заключение можно сказать, что срединно-океанические хребты — это подобно переходным областям, подвижные пояса Земли, хотя характер проявлений тектонических движений и вулканизма, а также сейсмичности, здесь существенно иной. Это пояса интенсивного горообразования, но если для геосинклинальных областей (переходных зон) характерны накопления мощных осадочных толщ и последующие интенсивные складчатые деформации и метаморфизм, то здесь формирование гор происходит в результате вздутия, растяжения и взламывания земной коры.

Срединно-океаническим хребтам придается очень большое значение в гипотезе «глобальной тектоники», т. е. в гипотезе расширения (разрастания) дна океана. Согласно этой гипотезе, рифтовые зоны представляют собой зоны выхода на поверхность и последующей дивергенции восходящих токов глубинного вещества и тепла в смежных конвекционных ячейках астеносферы. При этом ультраосновные породы, представляющие это вещество,

вступают в реакцию с водой и в результате серпентинизируются, формируя тем самым океаническую земную кору (напомним, что по последним представлениям сторонников гипотезы этот тип земной коры имеет не базальтовый, а серпентинитовый состав). Прорыв следующей «порции» глубинного вещества происходит посреди зоны магматической породы, поступившей в рифтовый пояс перед этим. В результате единая прежде зона разрывается надвое и обе ее половины отесняются в стороны. Затем такая же участь постигает эту вторую «порцию», и т. д. Древние «порции» или полосы отодвигаются все дальше и дальше от рифта, океаническое дно все больше расширяется, и таким образом, наиболее удаленные участки или полосы оказываются самыми древними, а располагающиеся в рифтовой зоне — самыми молодыми.

По «гипотезе глобальной тектоники», образующиеся океанические плиты медленно перемещаются подобно ленте конвейера от рифтовой зоны к окраине океана и на периферии океана погружаются, что обусловило образование здесь глубоководных желобов; а если соседние плиты надвигаются одна на другую (поскольку зоны глубоководных желобов — это зоны конвергенции), образуется складчатость, формируются горные сооружения геосинклинального типа. На наш взгляд, представление о геосинклинальном процессе как о результате «стискивания» осадочной толщи между гроздящимися одна на другую плитами литосферы имеет явный оттенок примитивизма и игнорирует или существенно недоучитывает достижения мировой геологии в развитии учения о геосинклиналиях.

Но какой бы глобальной тектонической гипотезы мы не придерживались, несомненно одно: открытие срединно-океанических хребтов, о мировой системе которых еще четверть века назад мы не имели представления, оказалось величайшим геологическим событием нашего столетия. В результате, рядом с учением о геосинклинальных подвижных поясах в геологической теории появилось представление о срединно-океанических подвижных поясах, имеющих, видимо, не меньшее значение, чем геосинклинальные области, в процессе общей эволюции земной коры и рельефа ее поверхности.

Ложе океана

Ложе океана — это океанические области с базальтовой, (океанической) земной корой. Эта морфоструктура в целом занимает наинизший гипсометрический уровень земной поверхности и составляет более половины всей площади дна океана — 53,7% (см. табл. 13).

Рельеф ложа океана в целом отличается крупноячейстой структурой. Обширные котловины с глубинами, как правило, более 4—4,5 км, а в отдельных местах и до 6—7 км, отделяются одна от другой подводными хребтами и возвышенностями. В этой общей ячейстой или сетчатой структуре рельефа абис-

сальной, т. е. глубоководной части океана важная роль принадлежит также и уже рассмотренным срединно-океаническим хребтам, но в пределах ложа имеется также большое количество горных сооружений, не связанных с системой срединно-океанических хребтов.

Итак, в первом приближении рельеф ложа океана состоит из котловин и разделяющих их положительных форм рельефа. Океанические котловины — это крупные впадины ложа океана, имеющие более или менее изометричные очертания. Общая площадь котловин ложа океана составляет 158,7 млн. км² (см. табл. 13). О величине некоторых котловин можно судить по следующему примеру: Северо-Восточная котловина Тихого океана занимает площадь, примерно равную площади Северной Америки и Южной Америки. Гораздо более ограниченные по площади вытянутые и узкие впадины типа желобов, распространенные в пределах срединных хребтов ложа океана, а иногда встречающиеся и в переходной зоне, как упоминалось, называют трогами.

Днища океанических котловин имеют неоднородный рельеф. Обычно здесь выделяют два основных типа поверхности: абиссальные плоские равнины и абиссальный холмистый рельеф. Плоские равнины, в пределах которых уклоны дна ничтожны (от 0,001 до 0,0001 и даже меньше), обычно расположены не в самой глубокой части той или иной котловины, а сдвинуты к тому краю, который ближе к материку. Выровненность поверхности здесь достигается накоплением донных осадков, под мощным плащом которых оказываются погребенными все неровности «коренного» рельефа. Поскольку наибольшее количество осадочного материала в океаны поступает с суши, то и абиссальные равнины образуются на тех участках океанического дна, которые ближе к материкам.

Абиссальные плоские равнины (abissal plains) наиболее распространены в Северном Ледовитом и в Атлантическом океанах в меньшей степени в Индийском и занимают ничтожную площадь в Тихом океане. Немаловажную роль в таком их распределении играет то обстоятельство, что берега Тихого океана отделены от его ложа переходными зонами с их котловинами окраинных морей и глубоководными желобами, которые в первую очередь перехватывают осадочный материал, поступающий с материков и с островных дуг. В целом по Мировому океану абиссальные плоские равнины, видимо, занимают не более 10% ложа.

Абиссальный холмистый рельеф (abissal hills), напротив, очень широко распространен. Абиссальные холмы это разнообразно ориентированные положительные формы рельефа, обычно разрозненные, нередко образующие более густые скопления или же обнаруживающие на отдельных участках более или менее общую ориентировку. Высота их от нескольких десятков до сотен метров, при поперечнике от сотен метров до нескольких кило-

метров (Хизен и др., 1962). Нередко это мелкогорье, отдельные же «холмы» могут достигать в высоту 1000 м. Более высокие образования называются подводными горами (seamounts). Наиболее типичны, по описаниям Менарда (Menard, 1964), холмы высотой около 300 м и в поперечнике по основанию около 6 км. Абиссальные холмы занимают до 85% площади Тихого океана и, несомненно, представляют собой наиболее распространенный тип рельефа на Земле. По мнению Менарда, они представляют собой неровности кровли «второго» слоя океанической коры и в основной массе являются мелкими щитовыми вулканами или лакколитами. Возможно, многие холмы соответствуют неровностям поверхности эффузивных покровов, например, шлаковым конусам. Некоторыми авторами (Канаев, 1972; Удинцев, 1972; и др.) выделяются еще волнистые абиссальные равнины, занимающие промежуточное положение между плоскими равнинами и холмистым рельефом. Они образуются в результате неполного захоронения абиссальных холмов под донными осадками.

В Тихом океане Менардом (Menard, 1964) был выделен еще один тип рельефа дна котловин — «подножья архипелагов» (archipelagic aprons). Их можно назвать также наклонными равнинами островных шлейфов. Они представляют собой выровненные наклонные поверхности, прилегающие к подножьям некоторых островных групп и сложенные, по мнению Менарда, накоплениями вулканогенных продуктов. Такие островные шлейфы окружают, например, подножья Гавайских островов, о-вов Лайн и некоторых других океанических архипелагов. Вероятно, подобные образования имеются и в остальных океанах. Например, наклонная равнина вокруг о-вов Зеленого мыса (Атлантика), по-видимому, также представляет собой равнину подножья архипелага.

Крупные положительные формы рельефа ложа океана могут быть разделены на различного рода хребты, которые имеют линейную ориентировку, и на возвышенности или массивы, имеющие более или менее изометрические очертания в плане. Разумеется, это очень грубое разделение, которое проведено лишь по весьма поверхностному признаку. Так, при самом первом взгляде становится ясным, что, например, хребты весьма неодинаковы по строению. Многие из них представляют собой крупные валы, напоминающие срединно-океанические структуры, на гребни которых насажены цепи или группы подводных вулканических вершин. Некоторые из этих вершин выступают над уровнем океана, образуя группы океанических островов. Примером такого океанического вала может служить хребет Гавайских островов. Выделяются также так называемые краевые валы, обычно окаймляющие глубоководные желоба с их внешней (океанской) стороны. Так, например, Курило-Камчатский глубоководный желоб со стороны океана окаймляет довольно слабо расчлененная

вытянутая параллельно желобу возвышенность — Вал Зенкевича. В противоположность краевым валам, валы типа Гавайского имеют очень контрастный рельеф и отдельные их вершины могут иметь огромную высоту. Так, вершина г. Мауна-Кеа на Гавайях имеет высоту 4214 м над уровнем океана, тогда как подножье Гавайского хребта лежит на глубине около 5000 м. Таким образом, общая высота Гавайского хребта близка к 10 км.

Обращает на себя внимание закономерное расположение океанических валов в центральной и северо-западной частях Тихого океана. Самый северный из них — Гавайский имеет вид выпуклой к северо-востоку очень пологой дуги. Далее параллельно ему протягивается наиболее крупная форма этого рода — вал Маркус-Некер, переходящий южнее Гавайев в хребет Лайн и затем в подводное основание островов Туамоту. Это в целом также дуга, но более выпуклая, чем Гавайская. Южнее параллельно ей протягиваются все укорачивающиеся дуги Маршалловых о-вов (о-вов Эллис, Каролинских о-вов порога Капингамаранги, порога Эаурипик). Обособленно, резко не совпадая по простираю с названными дугами, расположены валы Императорских гор (к северу от Гавайского хребта) и возвышенности Шатского. В центральной части Тихого океана имеется также ряд хребтов, простирающихся параллельно упомянутым валам, но не связанных с ними (например, Тубуаи и др.). Эти различия в простирающих главных структур отражают неизвестные пока для нас, но, вероятно, очень важные этапы эволюции рельефа и структуры океанского дна.

Наряду с океаническими валами, которые, по мнению Г. Б. Удинцева (1959), представляют собой вздутия земной коры, выделяются глыбовые хребты, образованные поднятыми блоками коры, выкроенными по системам разломов. Таковы, например, Восточно-Индийский (Канаев, 1967), Китовый, Западно-Чилийский хребты и некоторые другие.

Разломная тектоника вообще играет важнейшую роль в формировании рельефа ложа океана. В Тихом и Атлантическом океанах выявлены зоны разломов субширотного простираения огромной протяженности (до 3 тыс. км), очень четко выраженные в рельефе в виде сопряженных узких и коротких глыбовых хребтов и таких же узких впадин (в Тихом океане) или цепочек подводных вулканов (в Атлантике, например, цепь Ново-Английских гор). Эти разломы секут и срединно-океанические хребты, причем в рельефе отчетливо проявляются крупные горизонтальные сдвиги по ним отдельных сегментов хребтов. Зоны разломов имеют собственные названия: в Тихом океане — Чинук, Импайр, Мендосино, Меррей, Кларин, Элтанин, Хейзена, Удинцева и др., в Атлантическом — Романш, Атлантис, Чейн. В Индийском океане океанические разломы большой протяженности также известны, но здесь большинство их субмеридионального простираения. Наиболее значительны среди них разломы Оуэн и Амстердам.

Подводные возвышенности или массивы, не имеющие ясно выраженного линейного простирания, также, по всей вероятности, обусловлены разломами и являются блоками океанической коры, испытавшими абсолютное или относительное поднятие. Например, в рельефе Бермудского плато отчетливо выражена система ортогонально расположенных разломов, предопределивших как общие очертания этой возвышенности, так и детали строения ее поверхности. В Тихом океане крупный глыбовый массив — плато Манихики, отдельные вершины которого возвышаются над уровнем моря и образуют о-ва Кука.

Для характеристики рельефа ложа океана большое значение имеют также многочисленные подводные горы (seamounts), не обязательно привязанные к каким-либо хребтам, а нередко обособленно возвышающиеся над дном котловины или над подводными плато. Морфологические особенности этих отдельно стоящих гор также заставляют предполагать их вулканический генезис. Некоторые из них имеют уплощенные вершины, такие горы называют гайотами.

По-видимому, возможны два механизма, обуславливающие уплощение их вершин. Можно предполагать, что некоторые гайоты в прошлом были вулканическими островами, затем они были срезаны абразией и денудацией, после чего значительно погрузились (глубины над вершинами гайотов могут достигать 2 тыс. м). В тропических районах океана гайоты могли образоваться также в результате погружения коралловых атоллов и последующего заполнения их лагун донными осадками. Довольно многочисленны недавно погружившиеся атоллы-гайоты, которые еще сохранили в рельефе своих вершинных поверхностей черты кольцевого рифа, лагуны и т. д. С другой стороны, известны поднятые атоллы, бывшие лагуны которых находятся в настоящее время на несколько десятков метров над уровнем моря (например, Наура, Рождества и др.).

И атоллы, и гайоты представляют собой благодарный объект для изучения вертикальных движений земной коры в океанах. Бурение, проведенное на некоторых коралловых атоллах, показывает, что мощности коралловых построек были близки к 1300 м, и что самые древние коралловые отложения имеют эоцен-палеоценовый возраст. Глубины над вершинами большинства гайотов также около 1300 м. По-видимому, 1300 м — это та величина, которую можно считать нормальной для погружения гайотов и оснований атоллов за палеоген-четвертичное время. Большие глубины над гайотами свидетельствуют об «избыточном» погружении, также как и погруженные атоллы, утратившие возможность роста кораллового рифа. Напротив, глубины над гайотами менее 1300 м и атоллы с отмирающими или поднятыми обсохшими лагунами указывают на поднятия земной коры или меньшую амплитуду погружения.

Попытка интерпретации данных о строении атоллов и глубин

над гайотами для получения представлений о масштабе вертикальных движений земной коры в центральной части Тихого океана показала, что положительные элементы рельефа ложа океана — океанические хребты — испытали опускания более чем на 1300 м за время от эоцена до наших дней. Поскольку эти величины относятся к хребтам и возвышенностям, их, по-видимому, следует считать минимальными для океанических котловин. Иначе говоря, океанические котловины тоже опускаются, и по крайней мере, с меньшей скоростью, чем хребты и возвышенности ложа океана (Леонтьев и др., 1974).

Таким образом, если попытаться оценить современное состояние геодинамики земной коры в области ложа океана, то оно характеризуется прежде всего значительными по амплитуде погружениями, которые охватывают почти все ложе океана, включая и положительные элементы его рельефа. В среднем за отрезок времени с эоцена до наших дней это погружение составляет величину порядка 0,02 мм/год. Если к этому добавить, что обширные котловины окраинных морей и значительные части материковых платформ также испытывают отрицательные движения, то это неизбежно приводит к выводу о том, что Земля, во всяком случае на кайнозойском этапе развития, испытывает заметную контракцию, сжатие (Леонтьев и др., 1974а). Нам кажется, что этот вывод не согласуется с представлением о разрастании океанического дна и о ведущей роли горизонтальных движений тектоносферы и дает основание вернуться к прежним по существу ничем не опровергнутым представлениям об огромном значении вертикальных движений в эволюции земной коры в целом и океанической коры — в частности.

Заслуживает пристального внимания широкое распространение вулканогенных процессов в пределах ложа океана. Огромное количество подводных гор (известно около 9000) преимущественно вулканического происхождения (Агапова и др., 1977; Menard, Ladd, 1963); широко распространенные выходы подушечных лав на дне, цепи надводных и подводных вулканов в пределах ложа океана — все это свидетельствует о большой напряженности тектонических процессов, проявляющихся не только на срединно-океанических хребтах, но и на ложе океана. Таким образом, говоря об относительной стабильности тектонического режима ложа океана, целесообразно подчеркнуть именно относительность этой стабильности. В целом же из сказанного, очевидно, вытекает представление о значительной подвижности этого элемента мегарельефа Земли.

О предполагаемых масштабах вертикальных движений дна океана и изменениях объема океанических впадин

В последнее время все чаще стали появляться работы, рассматривающие изменения уровня Мирового океана не только за четвертичное время, но и за более длительные геологические отрезки времени (Леонтьев, 1970, Найдин, 1972; Васильковский, 1973; Пронин, 1973; Сорохтин, 1974 и др.; Fairbridge, 1961; Menard, 1964). Неоднократно отмечалось, что при попытках реконструкции древних морских уровней исследователь сталкивается с большим количеством неизвестных величин. На положение уровня влияют тектонические движения дна и берегов морского бассейна, накопление на его дне толщи осадков и вулканогенных пород, перераспределение массы воды вследствие так называемого «замыкания» геосинклиналей (Леонтьев, 1970), продолжающееся поступление новых количеств воды в гидросферу в результате дегазации вещества мантии (Полдерварт, 1957; Виноградов, 1967; Rubey, 1951; Menard, 1964) временные изъятия вод из океана за счет перехода ее в твердую фазу в ледниковые эпохи и обратный переход в жидкую фазу в эпохи межледниковий и послеледниковий. В большинстве случаев возможна лишь весьма вероятностная оценка количественной роли каждого из этих факторов. Далеко не все авторы сходятся во мнении даже относительно качественной оценки тех или иных факторов. Так, например, Н. П. Васильковский (1973) считает «общее прогибание ложа океанов — невероятным» (стр. 1035), а Д. П. Найдин (1972) полагает, что ведущими причинами колебаний уровня океана «являлись ... накопления на дне океанов осадков, а также формирование системы океанических поднятий» (стр. 100). Р. Фейрбридж (Fairbridge, 1961), например, придает важную роль прогибанию «бассейнов осадконакопления», гляциоизостатическим движениям, а также воздыманию материковых массивов.

Из сказанного следует, что любая попытка реконструкции положения уровня Мирового океана в геологическом прошлом при современном состоянии изученности этого вопроса будет иметь гипотетический, вероятностный характер. Конечно, и приведенные далее результаты предпринятой нами подобной попытки также ни в коем случае не претендуют на бесспорность.

Прогибание дна ложа океанов и глубоководных морских впадин имеет важнейшее значение в колебаниях уровня Мирового океана, что неоднократно отмечалось в свое время Н. С. Шатским (1937), К. К. Марковым (1948) и другими исследователями. В этом нас убеждают факты, большая часть которых уже приводилась. Во-первых, нахождение на больших глубинах вершин гайотов невозможно объяснить без привлечения к

этому объяснению фактора прогибания дна океана. Начав свое развитие близ уровня моря, о чем свидетельствует выровненная абразией поверхность гайотов, эти подводные горы в дальнейшем испытали относительное погружение в среднем на величину 1300 м. К тому же результату ранее пришел Хесс (Hess, 1946), определивший, что гайоты погружались в течение кайнозой в среднем со скоростью 0,02 мм в год. Примерно такова же скорость погружения оснований океанических коралловых атоллов в Тихом океане (Emery et al., 1954) и верхнемеловых известняков с кординированной поверхностью на о. Андрос (Багамские острова) в Атлантическом океане (Newell 1955).

Поступление воды в океан за кайнозой (вследствие дегазации мантийных продуктов) могло повысить его уровень только на 60—65 м, накопление осадков и вулканогенного материала на 40 м, подъем срединных хребтов — на 200 м, «замыкание» части геосинклинальных морей Тетиса — на 40—45 м (Леонтьев, 1970; Mepard, 1964). Таким образом, в сумме это составляет слой воды примерно в 350 м толщины. Следовательно, допуская неподвижность дна океана в течение кайнозойского времени, мы могли бы объяснить положение вершин гайотов или оснований коралловых атоллов на глубине порядка 300—400 м, но никак не 1300 м. Совершенно очевидно, что здесь не обойтись без признания погружения дна.

Во-вторых, результаты глубоководного бурения в океанах, проведенных «Гломар-Челленджер», показывают, что в ряде скважин в Атлантическом, Тихом и особенно Индийском океанах, пробуренных на глубинах значительно больших, чем глубина уровня карбонатной компенсации (ГКК), под красными глинами или радиоляриевыми осадками обнаруживаются карбонатные илы. В некоторых случаях залегание древнего уровня карбонатной компенсации приходится на современные глубины порядка 6 км и более, что никак нельзя объяснить лишь поднятием уровня океана за счет перечисленных факторов. Наконец, обнаруженные при бурении мелководные осадки и эвапориты, залегающие в настоящее время на несколько километров ниже современного уровня моря, прямо говорят о значительных погружениях дна Мирового океана.

Приведенные факты использовались в качестве исходных в предпринятой нами попытке построения изолиний предполагаемых вертикальных движений земной коры за кайнозойское время в области Мирового океана (рис. 21). При этом речь идет о суммарных движениях, т. е. показанные гипотетические изолинии отражают суммарный эффект поднятий или опусканий за весь кайнозой.

Таким образом, при построении изолиний поднятий или опусканий (изобаз) использовались данные о распределении коралловых атоллов, развивающихся при оптимальных условиях слабого погружения, поднятия и угнетаемых значительным погру-

жением (Леонтьев, Медведев, 1972; Леонтьев и др., 1974а); о глубинах над вершинами гайотов; о глубине залегания (от современного уровня моря) горизонта карбонатной компенсации (ГКК) прошлых (кайнозойских) геологических эпох; о нахождении на больших глубинах явно мелководных образований, захороненных под позднейшими батинальными или абиссальными осадками.

Кроме того, в отдельных случаях использовались данные о мощности кайнозойских осадков (например, по Сомалийской котловине, материковому подножью Северной Америки в Атлантическом океане, по Южному Каспию и Средиземному морю, по Мексиканскому заливу). В большой мере учитывались также крупные черты рельефа дна океанических котловин, поднятий, а также дна глубоководных геосинклинальных морей. Там, где приходилось руководствоваться только рельефом, естественно, проведение изолиний вертикальных движений наиболее условно, гипотетично.

При оценке величины вертикальных движений в зоне срединно-океанических хребтов мы исходили из таких двух предпосылок: 1) средняя глубина океана в начале кайнозоя приблизительно была равна 3 км (Леонтьев, 1970) и 2) к началу кайнозоя срединно-океанических хребтов не существовало (Menard, 1964). Следовательно, нулевая изобата в этих зонах условно совпадает с современной 3-километровой изобатой. Соответственно те участки срединных хребтов, которые оконтуриваются 2-километровой изобатой, отвечают поднятию дна свыше 1 км. Более значительные поднятия в пределах дна не фиксируются. Что же касается погружения, то нами выделяются на карте три градации: от 0 до 1 км, от 1 до 2 км и более 2 км. По-видимому, имеются участки испытывавшие прогибания намного большие, чем 2 км. Таковы, например, глубоководные желоба, которые, по всей вероятности, все или в большей своей части — кайнозойские образования; однако, ни масштаб карты, ни степень обеспеченности сколько-нибудь достоверными данными не позволяют нам провести на нашей карте соответствующие изолинии. Условно будем считать, что не менее половины глубины каждого глубоководного желоба — есть результат прогибания за кайнозой. Такое допущение понадобится нам в дальнейшем при построении гипотетической батиграфической кривой позднемелового океана.

Заметим, что из числа названных в начале этой статьи исследователей безоговорочно идею крупнейших прогибаний в кайнозое принимает А. А. Пронин (1973). Однако по данным А. А. Пронина весь океан как глубоководный бассейн сформировался в кайнозое и, таким образом, этим автором принимаются в несколько раз большие темпы погружения дна океана, чем нами. Ссылки на результаты глубоководного бурения, содержащиеся в книге А. А. Пронина и приводимые в подтверждение гипотезы мелководности и малой площади океана в до-

кайнозойское время, не убеждают нас в правильности его точки зрения. Все или почти все приводимые им примеры относятся к подводным окраинам материков, которые действительно, в ряде случаев испытали в кайнозой очень крупные погружения. Результаты же бурения в пределах ложа океана убедительно свидетельствуют об относительной неизменности условий осадкообразования в абиссальных зонах океана, неизменности в том смысле, что в течение всего кайнозоя здесь сохранялась обстановка абиссального осадкообразования. Заметим, что в этом вопросе мы полностью солидарны с мнением Н. П. Васильковского (1974), который также говорит о стабильности абиссальных условий осадконакопления для большей части дна океана.

Вместе с названным исследователем, мы считаем также, что нахождение на больших глубинах дна океана эвапоритов и связанных с ними солянокупольных структур далеко не во всех случаях должно истолковываться однозначно как признак значительного погружения океанического дна. В упомянутой работе Н. П. Васильковский (1974) высказывает предположение о возможности «находок в ближайшее время высачиваний ювенильных горячих рассолов в зонах разломов, нарушающих океаническое дно в абиссальных областях» (стр. 15), с которыми может быть связано образование соленосных толщ, а вместе с тем и форм солянокупольной тектоники. Однако и в Баlearской котловине и в западной части Мексиканского залива (в особенности в последнем случае), соляные купола, видимо можно принимать в качестве признака погружения, так как они здесь встречены в областях, тяготеющих к материковому подножью, и вероятно, не имеющих океанической земной коры.

На рис. 21 показаны гипотетические изолинии погружения и поднятия дна океанов, проведенные нами на основе учета изложенных принципов. Эта схема предположительно характеризует деформацию рельефа дна океанов за весь кайнозой. Так, для Тихого океана можно предполагать, что характер этой деформации существенно различался в западной и восточной его частях. В восточной части океана в этот период происходили мощные воздымания, в основном связанные с ростом срединно-океанического хребта. Остальные районы восточной части Тихого океана отличаются слабой дифференцированностью вертикальных движений. Это может свидетельствовать о сравнительно простом облике докайнозойского рельефа дна восточной части океана, так как наибольшие деформации обычно связаны со сложным рельефом. Относительно мелководный и довольно спокойный рельеф дна восточной части океана заметно отличался от глубоководного и значительно более сложного рельефа западной части Тихого океана. Контуры изобаз довольно отчетливо очерчивают здесь горную систему, начинавшуюся на юго-востоке островами Паумоту, а на севере заканчивавшуюся

хребтом Императорских гор, но конфигурация и направление осевой линии этой горной системы, видимо, заметно отличалась от очертаний и простираения гипотетического поднятия Дарвина (Menard, 1964). Нам кажется более правильным считать, что поднятие, которое Менард склонен рассматривать как срединный хребет Тихого океана в мезозойское время, продолжалось далеко на север от 30 параллели, включая Императорские горы и возвышенность Обручева. Можно видеть также, что это поднятие пересекало некоторые более древние структуры (рис. 22), реликтами которых являются Гавайский вал и горы Мид-Пасифик (Маркус-Некер). Возвышенность Шатского, простираение которой также резко не совпадает с простираением Императорских гор и Гавайского вала, возможно, представляет собой еще более древнюю структуру. В пределах современного Тихого океана не сохранилось других крупных форм, имеющих такое же простираение.

Можно полагать, что контуры поднятия Дарвина очерчиваются двумя параллельными «краевыми» (по отношению к его предполагаемой осевой зоне) структурами. Западный край образован Императорскими горами, центральным горстом гор Мид-Пасифик, поднятиями островов Феникс, Такелау, Тубуаи, а восточный — Горами Музыкантов и поднятиями островов Лайн и Паумоту. Осевая же часть поднятия за исключением плато Манихики испытала в дальнейшем наиболее значительные прогибания. При этом самые крупные опускания (как в пределах бывшего поднятия Дарвина, так и вне его) отмечаются в северо-западном регионе ложа океана.

В Индийском океане наиболее обширное и значительное по амплитуде погружение отмечается в его восточной части. Здесь, а также в районах, прилегающих к Индостану, крупные опускания характеризуют и окраины материка (Канаев и др., 1975). Значительные погружения (более 2 км) происходили также в Сомалийской, Аравийской и Центральной котловинах, где они в большей степени компенсировались накоплением донных осадков. Ю. М. Пушаровский и П. Л. Безруков (1973) считают, что погружение в Сомалийской котловине, начиная с миоцена, составило величину 4300 м. Нам кажется, что погружение в данном районе хотя и значительно, но все же имело, наверное, примерно вдвое меньшие размеры и вряд ли может быть столь близким по величине к общей современной глубине Сомалийской котловины. Если принять те цифры, которые дают названные авторы, придется признать, что в начале кайнозоя эта океаническая котловина почему-то не существовала вовсе.

Анализ крупных черт рельефа и изолиний поднятий и опусканий океанического дна показывает, что в Индийском океане преобладают меридиональные структуры и что они унаследованы от более древнего структурного плана. Исключения составляют широко простирающиеся Западно-Австралийское

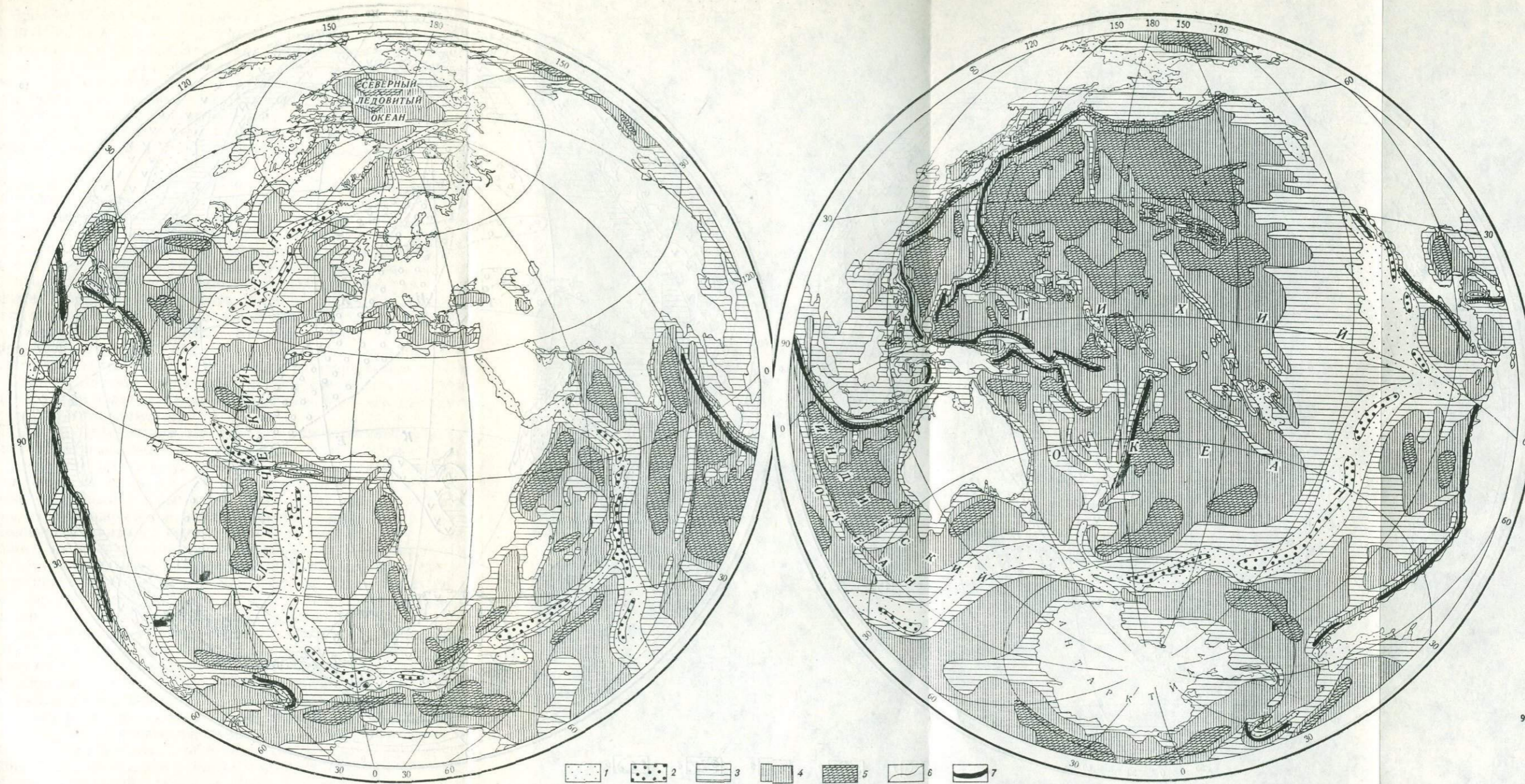


РИС. 21. Предполагаемые вертикальные движения дна Мирового океана за кайнозойское время

Области поднятия (км): 1 — от 0 до 1, 2 — более 1. Области погружения (км): 3 — от 0 до 1; 4 — от 1 до 2; 5 — более 2; 6 — гипотетические изоаномалы; 7 — глубоководные желоба

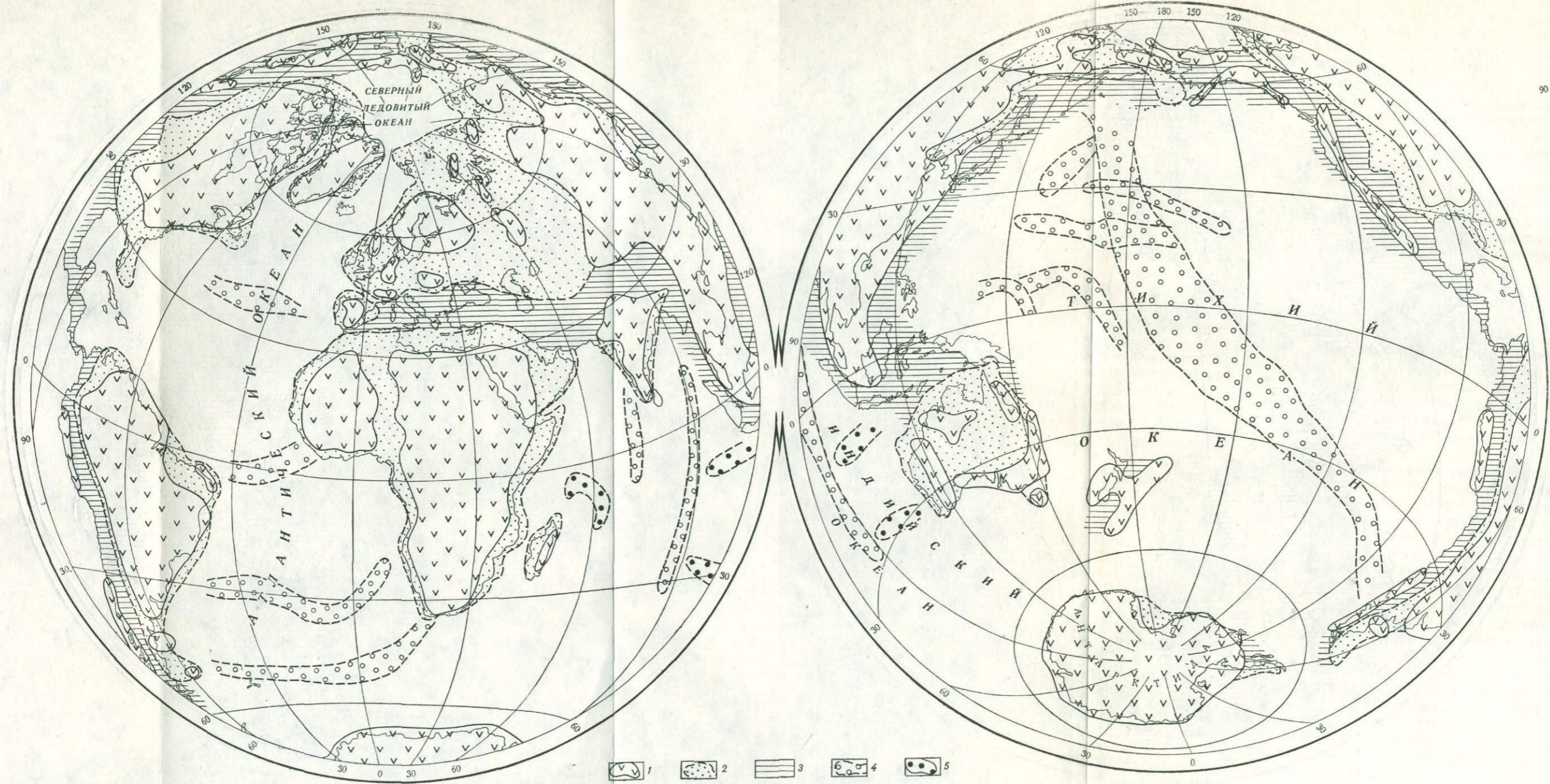


РИС. 22. Схема позднемезозойского океана
 1 — суша (по Москвину, 1974 с некоторыми изменениями); 2 — шельф; 3 — геосинклинальные моря; 4,5 — крупные океанические поднятия в Тихом и Индийском океанах, существовавшие еще в «Додарвинское» время

(хр. Брокен) и Кокосовое поднятия в восточной части океана, ассоциирующиеся с первым из них океанические трогги Обь и Диамантина, а также поднятие банок Обь и Лена в юго-западной части океана. Возможно, что названные поднятия — реликты весьма древних структур океанического дна. Достоверно известен очень древний (более 600 млн. лет) (Matthews, 1965) возраст Сейшельского структурного поднятия, которое морфологически является частью более обширного и имеющего дугообразные очертания поднятия, именуемого Маскаренским хребтом.

В Атлантическом океане кайнозойские прогибания океанического ложа распределены более или менее равномерно и в западной, и в восточной его частях. Наиболее значительные опускания у материкового подножья средней части Северо-Американского побережья и в Мексиканском заливе компенсированы осадконакоплением. При общем преобладании меридиональных простираний, обусловленных генеральным направлением Срединно-Атлантического хребта, в ходе изоанабаз улавливаются простирания более древних структур, близкие к широтным. Таковы зоны Риу-Гранди — Китовый хребет, Демерара — Сьерра-Леоне, Азорского поднятия, а на юге — зона поднятий дна, начинающаяся Фолклендским плато и завершающаяся банкой Агульяс. Все эти структуры секутся срединным хребтом, который, таким образом, является по отношению к ним наложенным структурным элементом.

Срединно-океаническим хребтам в целом свойственны положительные вертикальные движения коры. Как наиболее молодые структуры, они всюду, где пересекают элементы древнего структурного плана ложа океана, представляют собой наложенные образования. Обычно эти зоны пересечения или наложения характеризуются наиболее сложным рельефом и резко дифференцированными движениями блоков земной коры. Нанесенные на нашу карту гипотетические изобазы отражают лишь общую тенденцию движений земной поверхности в пределах срединных хребтов, так как ни масштаб карты, ни степень изученности не позволяют дать на этой схеме представление о характере этих дифференцированных движений.

В переходных зонах за кайнозой происходили особенно резкие изменения, но малый масштаб схемы и далеко недостаточная, изученность не позволяют нам дать здесь даже схематичную характеристику этих событий. Ограничимся лишь несколькими замечаниями. Области глубоководных желобов и котловин окраинных и средиземных морей переходных зон в кайнозойе — это области преимущественно значительных по размаху опусканий земной коры, а области островных дуг — преимущественно поднятия, однако в целом и те, и другие имеют резко дифференцированный характер. Заметим также, что на схеме эти очень подвижные элементы рельефа и структуры изобра-

жены лишь условно, в границах их современных очертаний. Нам не удалось по указанным ранее причинам показать на нашей карте поднятия и опускания по всем морям переходных зон. Однако, имея в виду сугубо оценочный и гипотетический характер наших построений, игнорирование или неполнота данных по некоторым морям переходной зоны не должны существенно отразиться на результатах этих построений, поскольку объем всех морей составляет лишь несколько более 2% от общего объема Мирового океана (Океанографическая энциклопедия, 1974).

Подсчет площадей океанического дна, отличающихся по характеру и интенсивности вертикальных движений земной коры за кайнозой, в целом по Мировому океану дает следующие результаты.

Площади, испытавшие поднятие более чем на 1 км	~5,6 млн. км ²
Площади, испытавшие поднятие в пределах от 0 до 1 км	~41,5 млн. км ²
Площади, испытавшие погружение в пределах от 0 до 1 км	~120,5 млн. км ²
То же, от 1 до 2 км	~145,2 млн. км ²
То же, более 2 км	~48,4 млн. км ²

Отсюда получаем, что объем воды, вытесненной при поднятии срединно-океанических хребтов (на которые в основном приходится сумма восходящих движений), составляет ~40 млн. км³, приращение объема океанических впадин, возникшее за кайнозой в результате прогибания дна, составляет ~270 млн. км³. Таким образом, объем океанических впадин в конце мезозоя был примерно на 230 млн. км³ меньше, чем в настоящее время.

Количество воды в позднемезозойском океане, по-видимому, было примерно тем же, что и в современном, а возможно, несколько большим. Как это следует из предшествующих работ (Лентьев, 1970; Menard, 1964), объем водной массы за кайнозойское время (за счет дегазации мантийного вещества) увеличился на 20 млн. км³, однако, появление в кайнозойе ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии должно было изъять из океанической впадины около 25 млн. км³ (Суетова, 1974). Следовательно, объем воды в океане в начале кайнозоя лишь немного отличался от современного.

Широкое развитие мезозойских особенно верхнемеловых трансгрессий совершенно однозначно указывает на то, что емкость океанических впадин в то время была недостаточна для того, чтобы вместить все воды позднемезозойского океана. Значительные массы воды не умещались в океанических впадинах и «выплескивались» за их пределы, затопляя поверхности материков. Исходя из этого, нетрудно подсчитать, что позднемезозойский океан включал в себя $1345 - (20 - 25) = 1350$ млн. км³ воды (здесь 1345 млн. км³ — современный объем вод Мирового океана, по нашим данным). Площадь же его была значительно больше современной за счет затопления обширных пространств

материковых платформ, а также широкого развития геосинклинальных морей, впоследствии в большей части осушившихся в результате альпийского орогенеза (см. рис. 22). Учитывая данные, приведенные в руководствах по исторической геологии (Леонов, 1956; Страхов, 1973; Москвин, 1974) и геологические карты «Физико-географического атласа Мира» (1964), эту «избыточную» площадь позднемезозойского океана можно оценить примерно в 55 млн. км², т. е. общая площадь океана в конце мезозоя составляла $361 + 55 = 416$ млн. км².

Из полученных данных нетрудно установить, что средняя глубина позднемезозойского океана составляла около 3 км, т. е. мы приходим к той же цифре, которая была получена нами ранее (Леонтьев, 1970) другим путем.

Прогибание океанической чаши в кайнозой и в результате этого увеличение ее объема на 230 млн. км³ должно было вызвать соответствующее понижение уровня Мирового океана. Оценить величину этого понижения можно лишь весьма приблизительно. По данным И. А. Суевой (1968), таяние 24 млн. км³ антарктического льда могло бы вызвать повышение уровня Мирового океана на 66 м. Близкую величину предлагает В. Ф. Таннер (Tanner, 1968). Следовательно, в расчете на современную площадь океана увеличение объема вод на 1 млн. км³ дает повышение уровня примерно на 2,8—2,9 м или грубо округленно — на 3 м. Соответственно увеличение объема океанических впадин на 1 млн. км³, не компенсированное поступлением воды, может обеспечить понижение уровня приблизительно на 3 м. Таким образом, увеличение объема океанических впадин на 230 млн. км³ могло вызвать снижение уровня Мирового океана за кайнозой более чем на 600 м.

Концентрация 5 млн. км³ воды в Антарктиде и Гренландии, не компенсированных поступлением новых порций воды за счет дегазации вещества мантии, могло вызвать дополнительное понижение уровня океана примерно на 14 м.

Однако наряду с прогибанием океанической чаши в течение кайнозоя одновременно действовали факторы, способствовавшие поднятию уровня океана. По расчетам Г. Менарда (Menard, 1964) и О. К. Леонтьева (1970), накопление за это время на дне океана толщи рыхлых осадков могло вызвать приращение уровня океана на 26 м (0,4 мм/1000 лет), осаждение вулканических продуктов — на 13 м (0,2 мм/1000 лет). Часть вод гидросферы в конце мезозоя — начале кайнозоя размещалась в геосинклинальных морях, которые впоследствии «замкнулись» и осушились, превратившись в площади материков, примкнувшие к периферии ранее существовавших материковых платформ. Это количество воды примерно оценивается в 20 млн. км³ (Леонтьев, 1970), что способствовало повышению уровня океана при поступлении этих вод в океаническую чашу на 55 м. Дополнительный объем водной массы поступал также за счет осушения в

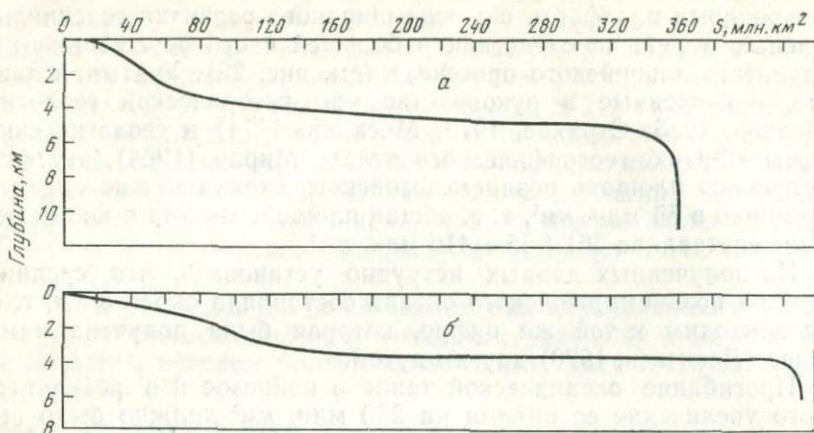


РИС. 23. Батиграфические кривые
а — современная, *б* — позднемезозойская

кайнозой обширных шельфовых морей и стягивания их вод в прогибавшиеся океанические впадины. Палеогеографические реконструкции (Москвин, 1974) позволяют ориентировочно оценить площадь этих шельфовых морей в 50 млн. км². Если принять среднюю глубину позднемеловых шельфовых морей около 200 м, то объем вод, покрывавших эту площадь, составит приблизительно 10 млн. км³, что даст прирост уровня океана примерно на 28 м.

Таким образом, общая толщина слоя воды, нарастившего уровень Мирового океана в кайнозой за счет проявления перечисленных факторов, могла достигать более 100 м. Следовательно, общее понижение уровня Мирового океана за кайнозой с учетом прогибания дна, вероятно, могло достигать 500 м.

Имея приблизительное представление о площади шельфа, объеме водной массы и средней глубине позднемезозойского океана, а также принимая сделанное ранее допущение, что максимальная глубина глубоководных желобов в конце мезозоя была вдвое меньше современной, можно построить гипотетическую батиграфическую кривую позднемезозойского океана. Как это и следовало ожидать, она имеет более растянутый и в целом более пологий вид по сравнению с современной, заметно отличаясь от нее также почти вдвое большей площадью мелководья (глубины до 200 м), общей меньшей средней глубиной ложа и укороченным нижним крутым участком кривой, соответствующим глубинам, превышающим 4 тыс. м (рис. 23). Кроме этих характерных особенностей, важна и еще одна ее черта. Из сравнения обеих батиграфических кривых следует, что площадь, занятая глубинами более 2,5—3 тыс. м, в позднемезозойском океа-

не также была больше, чем в современном. Поскольку такие глубины характеризуют главным образом ложе океана, мы получаем еще одно подтверждение ранее высказанному как Н. В. Васильковским, так и нами (Леонтьев, 1971) представлению, согласно которому формирование всех планетарных морфоструктур дна океана происходит за счет преобразования ложа океана, являющегося поистине «изначальной» субстанцией для зарождения и развития переходных, материковых и рифтогенальных структур. Необходимо отметить, что процесс углубления океана, по крайней мере, на кайнозойском этапе его развития не компенсируется полностью поступлением новых «порций» воды за счет глобальных процессов в мантии и перераспределения на уменьшившейся площади океана.

Подытоживая все изложенное, можно предположительно оценить количество воды в Мировом океане в различные эпохи кайнозойского времени:

Конец мезозоя — начало кайнозоя	—1350,1 млн. км ³ ,
Конец плиоцена — начало плейстоцена	—1348,8 млн. м ³ ,
Голоцен	—1345,1 млн. км ³ .

Очень важно, что океаническая кора менее плотна (хотя и не в такой степени как материковая), чем подстилающая ее верхняя мантия. Существенно также, что рельеф поверхности мантии в крупных его чертах является «обратным» по отношению к рельефу земной поверхности. Наиболее значительным депрессиям (океаническим котловинам) соответствуют крупнейшие выступы поверхности мантии, что, в частности, подчеркивает Р. М. Деменицкая (1967). Сравнительно редкие исключения составляют глубоководные желоба и материковое подножье, представляющие, по-видимому, действительно структуры прогибания, т. е. отрицательным формам поверхности океанического слоя здесь соответствуют и отрицательные формы поверхности мантии.

Сказанное обязывает нас признать относительность понятия «прогибание». Употребляя этот термин применительно к ложу океана, мы в общем случае должны иметь в виду не вдавливание подошвы океанической земной коры в мантию, а погружение поверхности дна, не сопровождающееся таким вдавливанием. Совершенно очевидно, что подобного рода вертикальные движения дна океана возможны лишь как результат уплотнения материала, слагающего земную кору, и по всей вероятности, также уплотнения подстилающей океаническую кору мантии.

Такое уплотнение материала, охватывающее осадочный слой, подстилающие его слои океанической коры и верхнюю мантию, по-видимому, возможно лишь в результате общего сжатия Земли, во всяком случае, в той ее части, которая соответствует распространению океанической коры и океанических морфоструктур.

ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА
В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ

Некоторые вопросы эволюции гидросферы

Гидросфера Земли — это одна из древнейших оболочек нашей планеты, которая, вероятно, могла возникнуть около 4,0—3,5 млрд. лет назад. Как уже указывалось (см. гл. I), по мнению многих исследователей (Виноградов, 1959; Poldervaart, 1955; Rubey, 1964), основная масса гидросферы формировалась в результате процессов выплавления и дегазации вещества мантии Земли и определялось глубинными геофизическими процессами. Дегазация как следствие мощного механизма химико-плотностной гравитационной дифференциации вещества мантии на границе с ядром (Артюшков, 1968, 1970; Wilson, 1965) и приводила к возникновению в мантии конвективной циркуляции, период которой предположительно совпадает с планетарными тектономагматическими циклами (Сорохтин, 1972).

В истории Земли выделяется целый ряд тектонических циклов, в которых наиболее четко выделяется интервал в 150—200 млн. лет, разделяющий эпохи тектономагматической активности (Тугаринов, Войткевич, 1966, Хаин, 1971). Существует мнение, что тектоническая цикличность может быть связана с периодом вращения солнечной системы по галактической орбите (Тамразян, 1967). Период обращения солнечной системы вокруг центра Галактики оценивается от 180 до 200 млн. лет при скорости орбитального движения около 250 км/сек (Паренаго, 1946; Бакулин и др., 1974). При определенном допущении, вероятно, можно принять длительность галактического хода в 190 млн. лет. Если последовательно вычитать полученный интервал времени от современности, то можно получить ряд периодов, сопоставляющихся с крупными эпохами тектономагматической активности в истории Земли, возраст которых определяется методами ядерной геохронологии.

Если принять, по данным А. П. Виноградова, что гидросфера Земли в значительной степени формировалась в процессе дегазации и дегидратации вещества мантии и была связана с развитием континентальной коры, то должна существовать связь между массой континентальной коры и массой Мирового океана. Поскольку в формировании континентальной коры отмечается определенная цикличность, то следует ожидать, что и поступление воды в гидросферу могло быть неравномерным.

Раскрытию весьма сложной и пока нерешенной до конца проблемы эволюции континентов и Мирового океана способствуют успехи современной геофизики. Полученная с помощью искусственных спутников Земли информация о строении геоида (Guier, Newton, 1965) указывает на компенсацию масс земной коры в континентальных масштабах. Исследования в области теории изостазии показывают, что возвышенные участки поверхности земной коры гидростатически уравновешены (Стейси, 1972). Информация, накопленная в глобальной геологии материков, свидетельствует также о том, что породы кристаллического фундамента, покрытого осадочной толщей, наращивались постепенно в основном в результате магматического процесса. Географическое распределение кристаллических глубинных пород, возраст которых определен радиоактивными методами, показывает перемещение зон тектонической активности. На основе этих факторов развилась гипотеза постепенного разрастания материков (Вильсон, 1959, Леонтьев, 1965, Стейси, 1972), которую можно принять за основу.

Анализ времени развития глобальных магматических процессов в докембрии привел Г. Гэстила (Gastil, 1960) к выводу об их прерывистом характере и синхронности для всех материков. Эти фундаментальные выводы в последние годы подтверждены в работах В. Е. Хаина (1971), О. Г. Сорохтина (1972) и других. Наконец, информация, содержащаяся в палеогеографических картах распределения суши и моря на территории современных континентов в различные периоды фанерозоя (Страхов, 1948; Termier H., Termier G. 1952), при определенном допущении (морские образования на суше и отсутствие континентальных образований в океане) может свидетельствовать о направленном периодическом увеличении площади материков и сокращении площади Мирового океана при условии, что объем последнего также направленно периодически увеличивался.

Определенный интерес представляет изостатическая компенсация массы Мирового океана (M_0) и массы материков (M_c), при которой можно принять:

$$M_0 = M_c$$

Массы океана (M_0) и суши (M_c) могут быть выражены через их среднюю плотность $\bar{\rho}$ и объем W , который в свою очередь можно представить через площадь S и среднюю глубину \bar{H}

$$W_0 \bar{\rho}_0 = W_c \bar{\rho}_c \quad S_0 \bar{H}_0 \bar{\rho}_0 = S_c \bar{H}_c \bar{\rho}_c$$

Исходя из этих соотношений, можно представить объем Мирового океана через общую площадь континентов

$$W_0 = S_c (\bar{H}_c \bar{\rho}_c) / \bar{\rho}_0$$

Таким образом, анализ данных изостазии и палеогеографии позволяет наметить гипотетическую связь между площадью

надводной части материков и объемов Мирового океана, имеющую определенную геофизическую основу. Представляя себе эволюцию площади материков, как показателя эволюции их массы можно построить динамическую схему изменения во времени объема, а также площади и средней глубины Мирового океана (Шлейников, 1976).

Многие исследования подтверждают, что ядра материков сформировались несколько ранее 3 млрд. лет назад в период, соответствующий трансваальской (кольской) тектоно-магматической эпохе, приходящейся на границу раннего и позднего архея (Хаин, 1971). Предполагается, что уже в этот период могли происходить трансгрессии и регрессии океана. В период 2—3 млрд. лет назад, вероятно со второй половины нижнего протерозоя, на земном шаре появились первые участки не подвергающейся затоплению суши. Эта тенденция разрастания материков продолжается на протяжении последующего времени, при этом происходили все ускоряющиеся нарастания глубин Мирового океана, связанные с прогрессивным увеличением его объема и сокращением площади. В течение всей геологической истории действовали два основных глобальных фактора, а именно, возрастание в глобальном водообмене суммарного количества воды и неуклонное углубление океана за счет изменения его емкости (Леонтьев, 1968). Различное соотношение этих факторов в конечном счете приводило к планетарным трансгрессиям и регрессиям.

Следует отметить, что анализ изотопного состава гидросферы и других оболочек Земли пока что не смогли подтвердить ювенильное происхождение поверхностных вод. Это вызвало необходимость рассмотрения происхождения гидросферы с некоторых новых позиций. Так В. П. Ферронский (1975), используя накопленные в последнее время космические, космохимические и геохимические данные, а также анализ изотопного состава верхних оболочек Земли, выдвинул новую теорию происхождения гидросферы. Эта теория основывается на гипотезе образования Земли и ее гидросферы на основе рассмотрения условий гравитационного сжатия первичного холодного газового протосолнечного облака, выделения из него планетных образований и последовательной температурной конденсации вещества планет, разогрев и дифференциация которого могли происходить в процессе его сжатия. Из этой теории вытекает, что современная гидросфера появилась на завершающем этапе конденсации Земли как планеты и что океан значительно моложе земной коры, а химический и изотопный состав его воды мало изменился с момента образования гидросферы.

Предложенная гипотеза очень интересна, так как показывает определенные возможности рассмотрения эволюции гидросферы и с других позиций.

Уровень океана в мезокайнозое

Предполагается, что определенная стабилизация уровня Мирового океана, нарушаемая тектоническими процессами, наступила к началу палеозоя (около 600 млн. лет назад).

О. К. Леонтьев (1970) на основе анализа совокупности процессов, протекающих в пределах акватории океана, рассчитал возможные изменения его уровня в мезокайнозое с учетом эволюции гипсографической кривой.

Используя материалы Н. М. Страхова (1948), Х. Термье и Г. Термье (Terrier, 1952) и О. К. Леонтьева и предполагая, что изменения гипсографической кривой поверхности Земли были сравнительно небольшими, можно приблизительно рассчитать вероятные колебания уровня Мирового океана за последние 600 млн. лет без учета изменения гипсометрии земной поверхности (рис. 24). В этот период колебания океанического уровня могли определяться как тектоническими причинами (преимущественно), так и изменениями водообмена на поверхности Земли. Следует отметить, что несмотря на довольно большую амплитуду, скорость изменения уровня для крупнейших геологических трансгрессий и регрессий в среднем достигала 0,01—0,02 мм в год. И все же для всего рассматриваемого периода (600 млн. лет и более) отмечается неуклонное увеличение площади суши, т. е. определенная тенденция падения уровня океана, составляющее в среднем около 0,0005 мм в год.

Тенденция к падению уровня океана за 600 млн. лет, как уже говорилось, связывается с геологической направленностью развития поверхности планеты. Эта направленность эволюции Земли проявляется в увеличении контрастности рельефа, т. е. перманентном поднятии горных сооружений и углублении чаши океана, что отмечалось в главе II.

Несколько более полная информация имеется применительно к посленижнемеловому периоду истории Мирового океана (последние 100 млн. лет). Этапы этой истории фиксируются уровнями морской абразии и аккумуляции, сформированными в ходе колебаний уровня и берегов океана. Колебания эти по своей природе преимущественно связаны с тектоническими процессами.

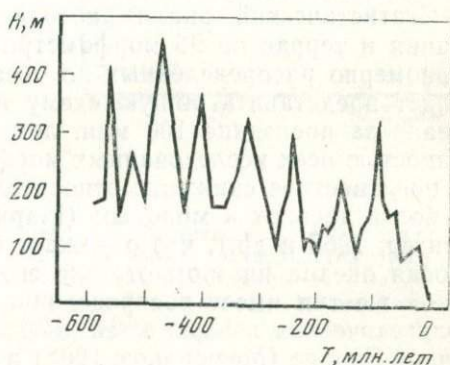


РИС. 24. Возможные изменения уровня океана за последние 600 млн. лет

Глобальными типами движений и деформаций земной коры, по классификации В. Е. Хаина (1971), являются общие (планетарные) колебания (пульсации), которые выражаются в общих одновременных поднятиях и опусканиях либо всей поверхности Земли, либо крупнейших ее сегментов. Следствием планетарных колебаний эпейрогенического характера служат планетарные трансгрессии и регрессии Мирового океана, а также денудационные поверхности, морские и речные террасы.

Для оценки колебаний уровня океана была сделана попытка статистической обработки высот террас и денудационных поверхностей, которая может дать дополнительный материал хотя бы для приблизительных выводов об изменениях уровня Мирового океана.

Статистический анализ абсолютных высот денудационных равнин и террас по 96 морфометрическим рядам, относительно равномерно распределенных по океаническому побережью, позволяет представить общую схему изменения уровня Мирового океана за последние 100 млн. лет. Весьма важной общей особенностью всех исследованных морфометрических рядов является повсеместное снижение относительных высот морских террас от более древних к молодым (Марков, 1948; Вольдштедт, 1955; Кригер, 1963 и др.), что отражает общую тенденцию снижения уровня океана на этом отрезке его истории. В известной мере такой же тип имеет распределение средних абсолютных высот полигенических поверхностей выравнивания, развитых в Восточной Европе (Мещеряков, 1965) и в области трансокеанического водораздела Северо-Восточной Азии (Шлейников, 1975а). О значительной кайнозойской регрессии Мирового океана свидетельствуют глубокие врезы и переуглубленные долины верхнего олигоцена — нижнего миоцена, а также плиоцена, которые отмечает в «предакчагыльское» время В. И. Бабак (1969). В результате регрессий произошло значительное осушение шельфа и переуглубление речных долин Восточно-Европейской равнины, Западно-Сибирской низменности и других районов земного шара до глубины —200, —300 м, впоследствии эти врезы были заполнены плиоценовыми и четвертичными отложениями. Этот факт подтверждался исследованиями Г. И. Лазукова (1965) в Полярном бассейне и анализом развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, проведенными С. С. Воскресенским (1967).

Характер распространения террас на севере Западной Сибири, анализ литолого-фациального состава слагающих их осадков и палеонтологические данные определенно свидетельствуют о том, что образование террасовых рядов здесь определялось изменениями уровня Арктического бассейна.

Для уточнения количества террас в этом регионе были проанализированы статистические закономерности в распределении абсолютных высот рельефа. С этой целью анализировались материалы высотных измерений, полученные при проведении сейс-

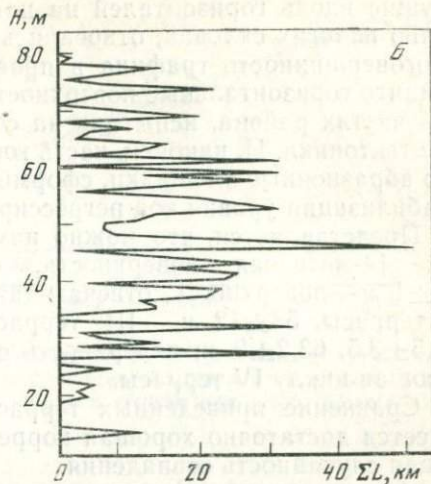
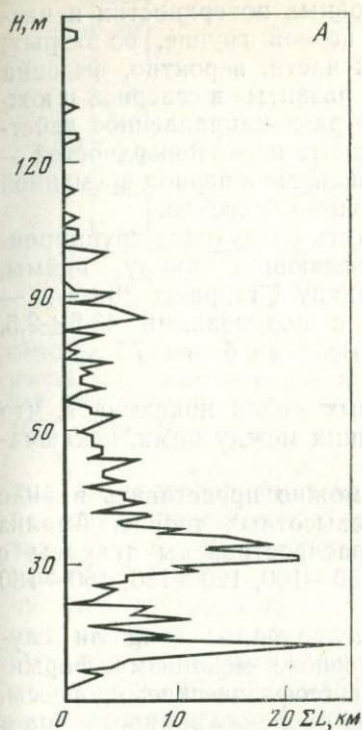


РИС. 25. Распределение сумм длин горизонтальных поверхностей (ΣL) по абсолютным высотам: А — на левобережье р. Пур; Б — по профилю Чум — Игарка

мического профилирования на левобережье р. Пур, а также данные о распределении абсолютных высот, полученных в результате инструментального нивелирования по профилю Чум — Игарка.

В первом случае было проанализировано 1080 км профилей. Анализ проводился следующим образом. Вначале были выделены такие рельефообразующие поверхности: горизонтальные (с углами наклона менее $0^{\circ}30'$); наклонные (с углами наклона от $0^{\circ}30'$ до 3°); склоны (с углами наклона более 3°). Были составлены таблицы длин участков профилей по выделенным группам поверхностей. Параллельно вычислялись средние арифметические высоты участков горизонтальных поверхностей, амплитуды колебания высот в пределах наклонных поверхностей и углы наклона участков склонов. По этим данным построен график распределения сумм длин участков горизонтальных поверхностей по абсолютным высотам (рис. 25).

Полученное распределение позволяет составить представление о горизонтальных площадях и их абсолютных высотах в исследуемом районе. Как видно из приводимого графика, спектр таких площадок достаточно сложен. Это зависит от нескольких причин. Во-первых, в процессе анализа участки профилей,

идушие вдоль горизонталей на наклонных поверхностях и частично пологих склонах, относились к первой группе, во-вторых, многовершинность графика в правой части, вероятно, вызвана тем, что горизонтальные поверхности, развитые в северной и южной частях района, испытали на себе разнонаправленные действия тектоники. И, наконец, часть горизонтальных поверхностей — это абразионные площадки, сформированные в период временной стабилизации уровня вод регрессирующего бассейна.

Представляется, что можно наметить следующие группировки: 14-метровая поверхность, отвечающая циклу поймы, 22 ± 1 м — поверхность, отвечающая циклу I террасы, 30 ± 4 м — II террасы, 53 ± 12 м — III террасы с подуровнями $43,5 \pm 2,5$, $52,5 \pm 3,5$, $63,2 \pm 2$ м; поверхность с высотами более 73 м, отвечающая циклу IV террасы.

Сравнение приведенных террасовых рядов показывает, что имеется достаточно хорошая корреляция между ними, исключая случайность совпадения.

Данные, приведенные на схеме, можно представить в виде графика частоты встречаемости одновысотных террас. Анализ графика показывает, что наиболее распространены террасы с абсолютными высотами 5, 15, 30, 60, 80—100, 120—130, 160—180 (200), 300 м.

Общепланетарное совпадение высот террас вряд ли случайно. Можно предположить, что в основе механизма формирования террас лежат универсальные геофизические процессы, действие которых распространяется на оболочку земного шара в целом.

Следует заметить, что при анализе высот террас в том или ином районе нельзя не учитывать действие региональных геофизических факторов — геотектонические процессы и особенности гидродинамического режима бассейна, результирующие действия которых зачастую приводят к значительным отклонениям регионального спектра от представленного общепланетарного. Вполне вероятно, что расхождения должны увеличиваться по мере движения от более молодых террас к более древним.

С целью статистического анализа морфометрических рядов абсолютных высот древних морских равнин и террас, развитых на побережье Мирового океана, а также внутриконтинентальных денудационных поверхностей как показателей глобального изменения уровня из имеющихся в нашем распоряжении морфометрических рядов была произведена выборка, основанная на принципе равномерности распределения морфометрической информации по побережью Мирового океана. В основу поинтервального группирования высот положено представление о все увеличивающемся их разбросе в пределах морфометрического уровня по мере увеличения возраста последнего и, следовательно, длительности воздействия эндогенных и экзогенных процессов. Далее поинтервально суммировались абсолютные высоты и вычисля-

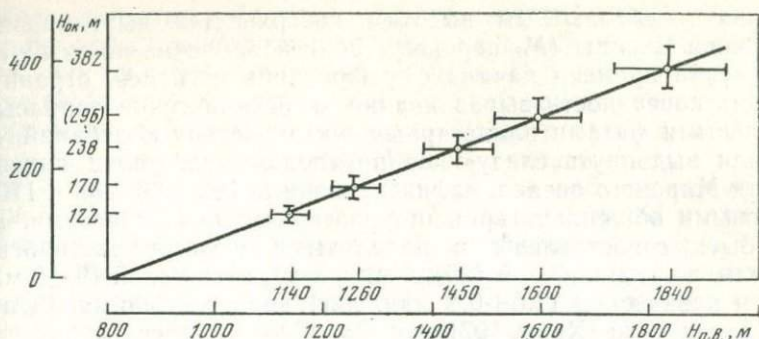


РИС. 26. Характер связи средних абсолютных высот полигенетических поверхностей выравнивания ($H_{п.в.}$) трансокеанического водораздела Северо-Восточной Азии (системы хр. Черского) и средних абсолютных высот уровня Мирового океана ($H_{ок}$)

лись их среднеарифметические значения. График распределения последних представляет собой полимодальный полигон. Это позволяет разбить среднеарифметические значения абсолютных высот по классам, за границы которых выбраны минимумы, вычислить взвешенные среднеарифметические значения абсолютных высот по классам и их среднеквадратические отклонения. Результатом явился следующий статистический ряд абсолютных высот: $382 \pm 40,5$; $238 \pm 45,5$; $170,5 \pm 17,1$ и $122,2 \pm 17,8$ м, который можно рассматривать как последовательность, характеризующую снижение уровня Мирового океана.

Корреляция океанического ряда с полученным нами ранее статистическим распределением средних абсолютных высот полигенетических поверхностей выравнивания, развитых в области трансокеанического водораздела Северо-Восточной Азии, достаточно тесна (рис. 26). Это позволяет с определенной уверенностью проводить параллелизацию между периодами стабилизации уровня Мирового океана и периодами формирования полигенетических поверхностей выравнивания в этой мобильной области земного шара. Кроме того, присутствие в рассматриваемой области денудационной поверхности, средняя абсолютная высота которой составляет 1600 м, свидетельствует о том, что в приведенном ряде средних абсолютных высот уровня Мирового океана пропущена ступень, определяемая высотой 296 м.

Подтверждением тому может служить двукратное увеличение среднего квадратического отклонения у второго элемента ряда (238 м) по сравнению с остальными и фиксация близкой по абсолютной высоте уровенной поверхности во многих районах земного шара.

Геохронологическое положение полигенетических поверхностей выравнивания в пределах Северо-Восточной Азии, а также

близких по абсолютным высотам поверхностей выравнивания Восточной Европы (Мещеряков, 1965) и принятие концепции о совпадении времени начала формирования ступеней, ограничивающих поверхности выравнивания и океанические террасы с начальными фазами планетарных тектонических колебаний, позволили выдвинуть следующее предположение: эпохи падения уровня Мирового океана, зафиксированные 382, 296, 238 и 170,5-метровыми общепланетарными уровнями поверхностями, могут быть сопоставлены с начальными фазами австрийской (98 млн. лет), дунайской (25 ± 2 млн. лет), аттической (9 ± 3 млн. лет) и кавказской ($1,6 \pm 0,4$ млн. лет) эпох тектоно-магматической активности (Хаин, 1971).

Статистический анализ морфометрической информации позволяет построить интегральную кривую изменения уровня Мирового океана за рассматриваемый геохронологический интервал. Характер изменения уровня определяется как функция времени и выражается уравнением $H = 9,8 T^{0,2}$, где H — абсолютная высота фиксированного положения уровня Мирового океана, m ; T — абсолютное время, *годы*.

Определение средней скорости снижения уровня Мирового океана в плейстоцене позволяет получить оценку, равную $0,17 \text{ мм/год}$. Это значение может быть применено при определении геотектонической составляющей в интегральной сумме изменения уровня Мирового океана за последние 300 тыс. лет, а именно $0,17 \text{ мм/год} \times 0,3 \text{ млн. лет} = 51 \text{ м}$.

Таким образом, результатом действия планетарных тектонических процессов должно было бы явиться снижение уровня Мирового океана с абсолютной отметки 122 м в начале плейстоцена до отметки $122 - 51 = 71 \text{ м}$ в современную эпоху. Но уровень Мирового океана в настоящее время фиксируется на отметке 0 м. Следовательно, дефицит, измеряемый величиной 71 м, должен определяться действием иных геофизических процессов. К таким в первую очередь могут быть отнесены процессы фиксации воды на континентах в твердой фазе, а именно покровного, горнодолинного и подземного оледенения. Оценка объема оледенения Антарктиды И. А. Суетовой (1968), а также материалы К. Фильберта по Гренландии и А. Бауэра по другим ледниковым областям, показала, что дефицит составляет 66 м, т. е. величину, достаточно близкую к приведенной ранее. В. Таннер (Tapner, 1968), проанализировавший характер изменения уровня Мирового океана в мезокайнозой по геологическим материалам юго-востока Северной Америки, определил величину дефицита в 68 м.

Итак, в результате анализа морфометрической, геотектонической и геохронологической информации удастся получить количественные оценки изменения уровня Мирового океана за последние 100 млн. лет и скорости этого изменения. Кроме того, подтверждается предположение о том, что ведущим геофизическим процессом, определяющим снижение уровня Мирового

океана, являются планетарные геотектонические движения земной коры, интегральное действие которых выразилось в изменении емкости океанических впадин. И только на последнем этапе развития Мирового океана — в плейстоцене — резкое изменение палеоклиматического режима Земли привело к активизации процесса снижения уровня Мирового океана.

В заключение необходимо отметить, что рассмотренный временной интервал, вероятно, только $\frac{1}{30}$ часть сложной и длительной истории изменения уровня и, следовательно, площади и объема вод Мирового океана. Таким образом, направленное изменение уровня океана за последние 100 млн. лет показывает, что на фоне значительных колебаний отмечается четкая тенденция к его снижению, обусловленному, преимущественно, прогибанием океанического дна (Леонтьев, 1968 б).

Уровень океана за последние 300 тыс. лет

Несколько детальнее можно представить схему изменения уровня океана за последние 300 тыс. лет. Для оценки изменения положения уровня океана в плейстоцене был проведен статистический анализ морфометрии морских равнин и террас, развитых на океаническом побережье. Полученные данные сопоставлялись с геохронологической шкалой Ч. Эмилиани (Emiliani, 1958), балансовыми расчетами К. К. Маркова и И. А. Суевой (1964), палеопостроениями Л. Р. Серебрянного (1973). В качестве исходных положений были приняты данные Ф. Шепарда (1951) о внешней бровке шельфа Мирового океана, средняя статистическая глубина над которой — 132 м; учитывалось также возможное ее изменение до 88 м, под влиянием гидростатической нагрузки, что следует из данных Н. И. Николаева (1972).

Для анализа использовано 250 морфометрических рядов морских террас, из которых было отобрано 20, относительно равномерно расположенных по побережью Мирового океана. Вычислены среднеарифметические и средневзвешенные значения по интервалам абсолютных высот террас с их среднеквадратическим отклонением (рис. 27). За границы интервалов принимались антимодальные минимумы (Шлейников, 1975б). В результате этих расчетов был получен статистический ряд абсолютных высот морских террас: $85,0 \pm 10,4$; $60,2 \pm 4,4$; $33,8 \pm 6,3$; $17,8 \pm 3,2$; $11,0 \pm 1,4$; $7,6 \pm 0,2$; $6,0 \pm 0,8$; $2,9 \pm 1,0$ м.

Если предположить, как считал Ф. Цейнер (1963), что снижение уровня океана в межледниковые эпохи плейстоцена аппроксимируется функцией, близкой к линейной, и формирование террас, как геоморфологических элементов, связано с гляциоэвстатическими регрессиями в ледниковые эпохи, то, используя геохронологическую шкалу Ч. Эмилиани (Emiliani, 1958), можно представить изменение уровня океана (H) во времени (T)

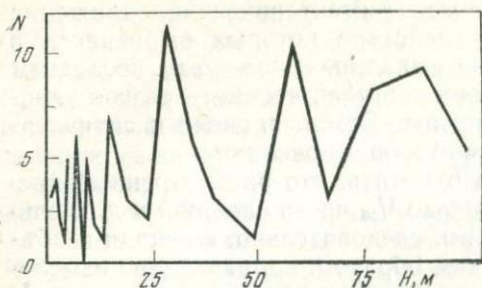


РИС. 27. Число случаев встречаемости (N) взвешенных средних арифметических значений абсолютных высот (H) морских террас, развитых на побережье Мирового океана

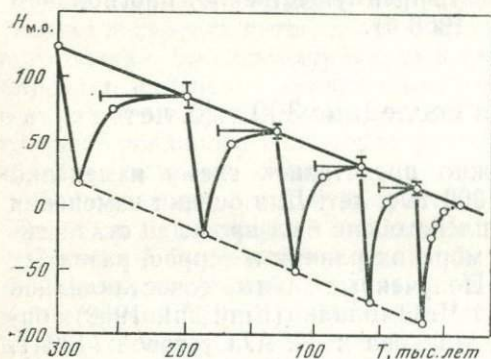


РИС. 28. Схема возможных изменений уровня океана за последние 300 тыс. лет

для дегляциального геоида в виде уравнения

$$H = 9,8 - 3,75 \cdot 10^{-4} T.$$

Периоды формирования наиболее высоких террас за рассматриваемый период могут быть сопоставлены с межледниковыми эпохами гюнц-миндель (85,0 м), миндель-рисс (60,2), рисс — вюрм (33,8 м) и вюрм I — вюрм II (17,8 м).

Используя оценки возможного количества воды, консервировавшейся в покровных оледенениях (Марков, Суетова, 1964), можно оценить положение уровня океана в ледниковые эпохи.

Линия, проходящая через точки минимального положения уровня Мирового океана в ледниковые эпохи, — это линия гляциального геоида (рис. 28), которая является линейной функцией вида:

$$H_{\text{м.о.}} = -94 - 3,9 \cdot 10^{-4} T,$$

где область определения абсолютного времени ограничена 15 тыс. лет. Используя полученные материалы, а также исследования Р. Фейрбриджа (Fairbridge, 1961) по оценке скорости подъема уровня в различные эпохи трансгрессий, можно пред-

ставить общую схему изменения уровня Мирового океана за последние 300 тыс. лет (см. рис. 28).

Следует отметить, что в течение плейстоцена развивался направленный циклический процесс, достигший особенной интенсивности в южнополярной области земного шара, изъятия значительных объемов вод Мирового океана и их концентрация в виде ледниковых покровов.

Многочисленное прохождение уровня Мирового океана через одни и те же отметки объясняет сложность стратификации отложений, развитых на океаническом побережье.

Присутствие на побережье Мирового океана низких террас с отметками 11; 7,6; 6; 3 м может свидетельствовать о временной стабилизации его уровня в любую из стадий плейстоценовой эволюции, в частности, в период последней гляциоэвстатической регрессии, хотя представляется вполне вероятным незначительное повышение уровня Мирового океана в период недавнего климатического оптимума.

Изменения уровня океана за последние 30 000 лет и их связь с глобальным водообменом

Анализ геологической истории Земли с помощью изотопных методов открыл возможность для построения достаточно обоснованных кривых изменения уровня океана в ближайшем геологическом прошлом, т. е. за последние 30—35 тыс. лет. Исследования Р. Фейрбриджа (Fairbridge, 1963), Д. Каррея (1968), К. Эмери (1971), Н. Кинд (1974) и др. показывают, что положение уровня океана 30 тыс. лет назад вероятно было близко к современному. Затем наблюдалось его падение более чем на 100 м, что было связано с нарушением глобального водообмена под влиянием изменения термических условий на поверхности Земли, приведших к трансформации водного баланса планеты (Калинин, Клиге, 1972).

Около 16 тыс. лет назад началось быстрое таяние ледниковых покровов с одновременным повышением уровня океана, скорость которого составляла около 10 мм в год (рис. 29).

Предполагается, что 6—7 тыс. лет назад уровень Мирового океана достиг современного положения. С этого времени его положение стало сравнительно устойчивым, изменения, вероятно, составляли ± 3 —4 м (Fairbridge, 1961) с небольшой тенденцией к подъему (около 1 мм в год).

Сокращение оледенения привело к увеличению поступления воды в океан и к соответствующему повышению его уровня. Одновременно, по-видимому, происходило общее иссушение континентов — падение уровня озер, сокращение запасов подземных вод и прочее. Эти явления также необходимо учитывать наряду

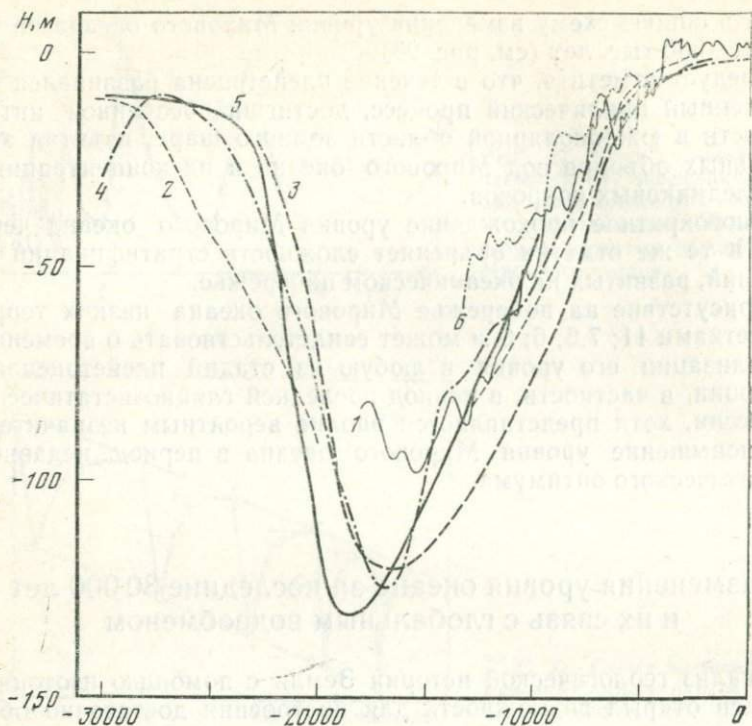


РИС. 29. Изменения уровня океана за последние 30 тыс. лет по данным 1—Р. Фейрбриджа (Fairbridge, 1961); 2—Г. Фаур, П. Флуард (Fauge, Flouard, 1965); 3—К. Эмери (1971); 4—Д. Коррей (1968); 5—Е. Олоусон, У. Джоноссон (Olousson, Jonosson, 1969); 6—Н. Мёрнер (Mürner, 1969)

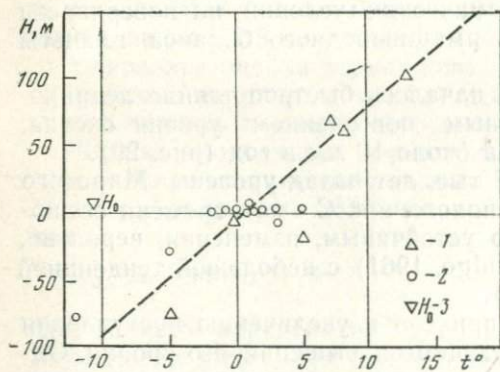


РИС. 30. Связь изменений уровня океана с температурой воздуха за последние 1,5—2,0 млн. лет по палеогеографическим показателям

1— по Ф. Цейнеру (уровень) и В. Шаферу (температура);
2— по Р. Фейрбриджу (уровень и температура);
3— современный уровень океана

с изменением объема оледенений при исследовании причин, вызывающих изменение уровня океана. В период современного потепления, которое составило около 1° , уровень океана после 1900 г. поднялся более чем на 10 см. Поэтому можно предполагать, что в прошлом, в периоды интенсивных регрессий и трансгрессий моря, темпы которых могли превышать современный более чем в 10 раз, происходили соответственно во много раз, более резкие изменения температуры воздуха, что подтверждается палеогеографическими данными.

На рис. 30 показана связь изменений уровня океана с температурой воздуха за последние 1,5—2,0 млн. лет по палеогеографическим показателям. Палеотемпературные данные были взяты по В. Шаферу (Марков и др., 1968), установившему изменение физико-географических условий в плиоцене и раннем плейстоцене по результатам изучения ископаемых флор Мизерны в Польше. О ходе уровня океана за последние 15 тыс. лет использованы данные Р. В. Фейрбриджа (Fairbridge, 1962), полученные по радиоуглеродным датировкам, и об изменении средних температур в Западной Европе, полученные по палеоботаническим данным. Они показывают, что уровень океана изменялся согласованно с изменением климатических условий.

Полученная зависимость уровня Мирового океана от температуры отражает в первую очередь изменение ледникового покрова нашей планеты, поскольку в оледенениях консервируется огромное количество воды, изъятая из влагооборота в период похолоданий. При таянии и отступании покровных оледенений в Европе и Америке уровень океана повышался со средней скоростью 9 м за 1000 лет (Menard, 1964). Изменения расстояний от центра оледенения до края ледника — Валдайского в Европе (Марков и др. 1968) и Висконсинского в Северной Америке (Голдтуэйт и др., 1968) хорошо согласуются с изменениями уровня океана в тот же период (Fairbridge, 1961). Во время последних крупных оледенений уровень океана очень четко реагировал на их величину: с уменьшением (т. е. сокращением) оледенений он повышался и наоборот (рис. 31).

На рис. 32 показана связь уровня Мирового океана с изменением положения осредненной границы Европейского и Американского оледенения. Несмотря на довольно большой разброс точек, она вполне определенно характеризует общую тенденцию изменения уровня.

Поскольку объем воды в океане зависит от общего баланса вод Земли, большую роль в изменении уровня океана играет общая увлажненность континентов. В случае их иссушения уменьшается объем вод озер, болот, подземных вод с одновременным повышением уровня океана.

Наиболее четко на изменения глобального водообмена реагировали бессточные водоемы. Анализ изменения и палеогеографических условий на поверхности Земли и их связь с уров-

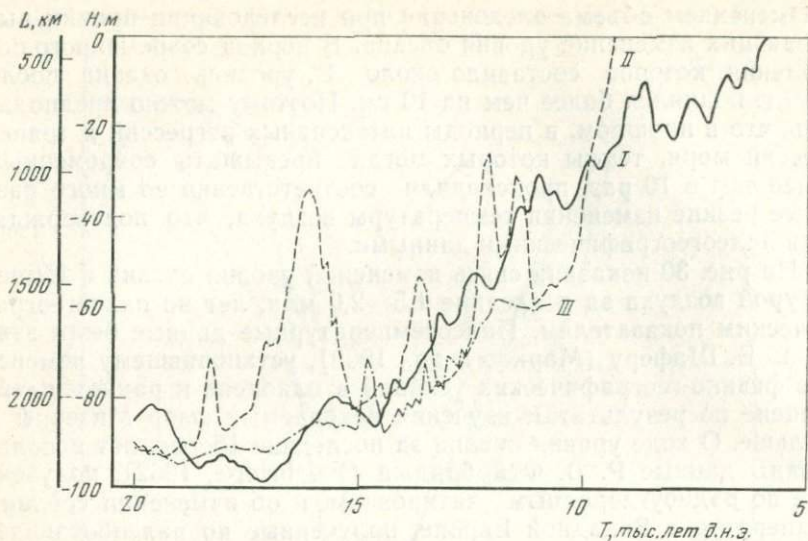


РИС. 31. Изменение уровня океана (I) и границ оледенений Валдайского (II) и Северо-Американского (III)

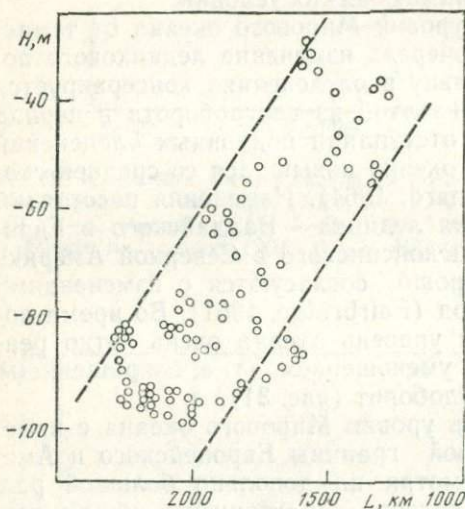


РИС. 32. Связь колебаний уровня Мирового океана с изменением границы последнего оледенения

нем Мирового океана и крупнейшим бессточным водоемом — Каспийским морем в геологическом прошлом показывает синхронность во времени эпох древнекаспийских трансгрессий ледниковым эпохам северного полушария и общепланетарным регрессиям Мирового океана (Берг, 1934; Федоров, 1961). Соответственно эпохи древнекаспийских регрессий совпадали с межледниковьем и трансгрессиями океана (рис. 33).

Характер связи двух процессов (рис. 34): интегрального снижения регрессивного уровня Мирового океана ($H_{o.l.}$) и трансгрессионного подъема уровня Каспия ($H_{к.л.}$) в ледниковые эпохи может быть выражен уравнениями:

$$H_{o.l.} = 0,82H_{к.л.} - 111,5,$$

а связь синхронных уровней Мирового океана ($H_{o.m.}$) и Каспийского моря ($H_{к.м.}$) в межледниковые эпохи (рис. 35) описывается уравнением

$$H_{o.m.} = -0,05H_{к.м.} - 0,02.$$

Все ледниковые эпохи плейстоцена распадаются на два периода: развития и деградации ледниковых покровов, соотношение длительности которых по аналогии с поздневалдайской ледниковой схемой, согласно Л. Р. Серебрянному (1973) может быть принято равным 7:5. Таким образом, если максимум похолодания относится к 437 тыс. лет назад, то длительность периода развития ледниковых покровов составит 26 тыс. лет, а деградации — 18,5 тыс. лет. Следовательно, варяжская ледниковая эпоха, сопоставляемая с эпохой раннебакинской трансгрессии древнего Каспия, занимает временной интервал от 463 000 до 418 500 лет назад.

Интегральная кривая снижения уровня Мирового океана в доплейстоценовый период может быть описана уравнением:

$$H_{m.o.} = 10T^{0,2}.$$

Тогда к моменту начала варяжского похолодания (463 тыс. л. н.) уровень Мирового океана находился на отметке 132 м. В период максимального похолодания (437 тыс. л. н.) согласно уравнению

$$H_{m.o.} = -39,10^{-5}T - 94$$

уровень понизился до отметки 76 м и, следовательно, общее снижение составило 56 м. В то же время в эпоху последнего — поздневалдайского — покровного оледенения оно составило 106 м.

Таким образом, снижение уровня Мирового океана в варяжскую ледниковую эпоху было в 1,89 раза менее значительным, чем в позднем валдае. По-видимому, именно с меньшей интенсивностью покровного оледенения в варяжскую эпоху следует связывать отсутствие соответствующих ледниковых отложений в разрезах Юго-Восточной Англии и Нидерландов.

Если же принять во внимание, что величина снижения уровня Мирового океана в варяжское время близка к величине подъема уровня последнего в современную эпоху (Суетова,

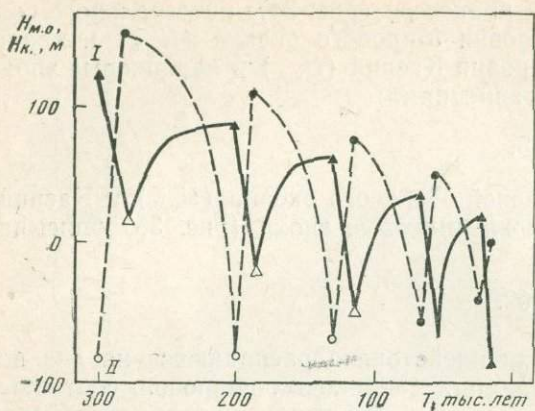


РИС. 33. Схема возможных изменений уровня Мирового океана (I) и Каспийского моря (II) в интервале от 300 до 15 тыс. л. н.

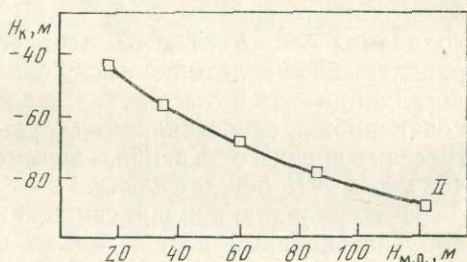
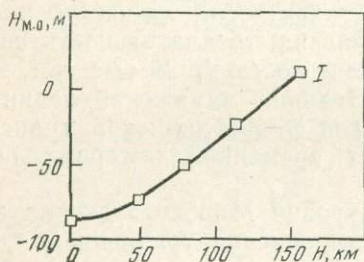


РИС. 34. Связь уровней Каспийского моря и Мирового океана в эпохи ледниковые (I) и в межледниковые (II)

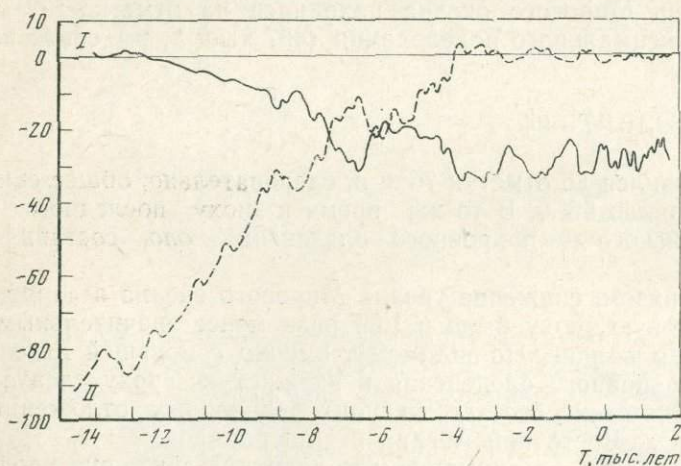


РИС. 35. Возможные изменения уровня Каспийского моря (I) и Мирового океана (II) за 16 000 лет

1968), в том случае если бы вода, законсервированная в современных ледниках, поступила в океан, то варяжская ледниковая эпоха может рассматриваться как объемный аналог современной эпохи, которая считается межледниковой в Северном полушарии. Можно высказать предположение, что варяжская эпоха похолодания — аналог ледниковой эпохи высоких широт главным образом Южного полушария.

Совместный анализ изменения уровня Каспийского моря и Мирового океана в предпозднехвалынскую эпоху позволяет сделать следующие выводы.

Во-первых, показанная синхронность максимальных фаз древнекаспийских трансгрессий с фазами максимального развития ледниковых покровов позволяет высказать предположение о том, что существенной составляющей водного баланса древнего Каспия мог послужить приток талых ледниковых вод по долине Пра-Волги.

Во-вторых, в эпохи максимумов трансгрессий Каспийское море было сточным бассейном, отток воды из которого осуществлялся по Манычскому проливу в древнечерноморский бассейн и далее в Средиземное море и Мировой океан, находившиеся в фазе максимальной регрессии.

В-третьих, резкий перелом на трансгрессионной кривой Каспия после раннехвалынской эпохи свидетельствует о том, что в позднехвалынскую эпоху конфигурация поздневалдайского ледникового покрова была такова, что стока талых ледниковых вод по Пра-Волге либо вообще не было, либо он составлял незначительную часть того количества воды, которое поступало в предыдущие ледниковые эпохи. Последнее привело к тому, что древнекаспийский бассейн из сточного превратился в бессточный — связь по Манычу была прервана. Следовательно, в позднехвалынскую эпоху начинает действовать принципиально иная балансовая схема развития Каспийского бассейна.

Рассмотрим вопрос об эволюции уровней Каспийского моря и Мирового океана в эпоху деградации ледниковых покровов поздневалдайского оледенения, синхронного позднехвалынской трансгрессии Каспия.

Максимуму позднехвалынской трансгрессии отвечает терраса, абсолютная высота которой равна 0. Средняя оценка времени ее формирования, определенная изотопным методом, составляет $16\,550 \pm 1950$ лет. С этого времени начинается все ускоряющаяся регрессия, в процессе развития которой в отдельные моменты наблюдается временная стабилизация уровня. Последнее прямо связано с фазами активизации Европейского покровного оледенения. Представляется, что формирование стадильных террас на абсолютных отметках — 10 и — 16 м может быть сопоставлено с фазой Сальпаусселькя (10 800—10 000 лет). И, наконец, в предбореальный период, т. е. 8900 лет назад, уровень Каспийского моря достиг отметки — 34,1 м.

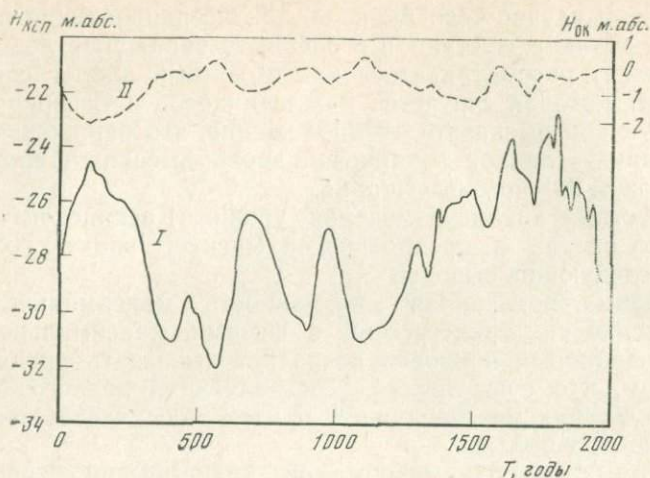


РИС. 36. Возможные изменения уровня Каспийского моря (II) и Мирового океана (I) за историческое время

Интегральная кривая снижения уровня Каспийского моря в рассматриваемый период (рис. 36), т. е. между 16 600 и 8900 лет назад, описывается уравнением:

$$-H_{\kappa} = 10^{-20,867 T^{5,87}} \quad (9)$$

Реконструкция вероятной картины изменения уровня Мирового океана в рассматриваемый период может быть осуществлена следующим образом. Если принять гипотезу о том, что бровка материковой ступени, средняя глубина которой составляет -132 м (Шепард, 1951), является тем предельным положением, на котором находился уровень Мирового океана в эпоху последнего покровного оледенения Северного полушария, то введя поправку на влияние гидроизостатической нагрузки, равную $1/3$ глубины столба воды (Николаев, 1972), мы получим оценку истинной величины падения уровня Мирового океана равную -88 м. Далее, в конце межледниковой средневалдайской эпохи уровень Мирового океана находился на средней абсолютной высоте $17,8$ м. Следовательно, суммарное гляциоэвстатическое понижение уровня в максимальную фазу последнего оледенения составило $105,8$ м, т. е. величину близкую к той оценке, которая получена И. А. Суевой (1968) в результате палеогляциологических расчетов.

Абсолютное время конца эпохи средневалдайского межледниковья равно 22 тыс. лет, а абсолютное время его максимальной фазы и, следовательно, минимального уровня Мирового океана -15 тыс. лет (Серебрянный, 1973).

Для восстановления дальнейшей эволюции уровня Мирового океана используем средние абсолютные глубины подводных

террас, формирование которых связано с моментами временной стабилизации или некоторого замедления скорости последней гляциоэвстатической трансгрессии. Согласно Р. Фейрбриджу (Fairbridge, 1961), эти события совпадают с фазами активизации ледниковых покровов Северного полушария, а именно: в фазу Порт-Гурон, нижняя граница которой датируется 12 500 лет, была сформирована терраса на глубине -55 ± 10 м, в фазу Вальдерс (10 800 лет) — терраса — 36 ± 4 м и в фазу Кочрейн (8900 лет) — терраса — $19,5 \pm 4,5$ м.

Интегральная кривая изменения уровня Мирового океана в этот период, т. е. от 12 500 до 8900 лет, описывается уравнением:

$$-H_{\text{м.о.}} = 10^{-10,75} T^{3,05} \quad (10)$$

Связь уровней Каспийского моря и Мирового океана в эпоху деградации последнего оледенения определяется уравнением:

$$H_{\text{К}} = 10^{4,153} H_{\text{м.о.}}^{-2,02} \quad (11)$$

Анализ уравнения показывает, что в начале периода деградации континентов уровень Мирового океана стремительно повышался, в то время как уровень бессточного плювиального бассейна — Каспийского моря, испытывал слабую тенденцию к падению. В заключительный период распада ледниковых покровов темп подъема уровня Мирового океана замедлялся, а скорость снижения уровня Каспийского моря резко нарастала. Причина подобного явления заключалась в том, что уровень Мирового океана прямо реагировал на количество воды, поступающей с континентов в результате таяния ледниковых покровов, в то время как уровень Каспийского бассейна был интегральным индикатором изменений структуры глобального водообмена.

Начиная с послехвалынской регрессии уровень Каспийского моря четырежды поднимался до отметок $-20,4$ — $-23,5$ м и, вероятно, трижды опускался до отметок -32 , -34 м, о чем свидетельствуют как надводные, так и подводные террасовые уровни, образованные в эпоху новокаспийской трансгрессии. Таким образом, максимальная амплитуда колебания уровня Каспия достигала 13,7 м. Как показано в табл. 17, имеющаяся информация о развитии процессов изменения уровня Каспийского моря и изменения уровня Мирового океана, Балтийского и Черного морей, а также оледенения Северного полушария свидетельствуют о наличии определенной связи между названными явлениями. Наиболее четко выражена временная связь между периодами активизации оледенения и трансгрессивными фазами Каспия. В то же время по отношению к трансгрессивным циклам Мирового океана и связанных с ним морей (Черного и Балтийского) Каспий находится в противофазе. Отмеченные зако-

ТАБЛИЦА 17

Временная корреляция событий позднейшего плейстоцена (голоцена)

Каспийское море	Абсолютный возраст, тыс. лет.	Мировой океан Балтийское и Черное море	Абсолютный возраст, тыс. лет	Оледенения Северного полушария	Абсолютный возраст, тыс. лет
Современная регрессия	0,165	Современная трансгрессия*	0,125	Современная деградация горно-долинного оледенения*	0,125
Трансгрессия	0,8	Регрессия Пария*	0,8±0,2	Активизация	0,7
Регрессия (дербентская)	1,4	Трансгрессия Роотнест*	1,3±0,3		
Трансгрессия	3,2±0,2	Регрессия Пелхам-Бей*, Постлиторина**, Фанаторийская***	3,0	Активизация Зимминг (Альпы)***	3,0
Регрессия	3,9	Трансгрессия Поздний Пирон*, Литорина*	3,9		
Трансгрессия	5,9±0,5	Регрессия (Балтика)**	6,2	Активизация Ларстиг (Альпы)***	6,3±0,4
Регрессия	6,7	Трансгрессия Гидробия*	6,7		
Трансгрессия	8,1	Начало регрессии (Балтика)**	7,9±0,1	Максимальная фаза стадии Кочрейн (Северная Америка)	8,1
Регрессия	8,9	Трансгрессия Июльдия*	8,9		

* по данным Р. Фейрбриджа (Fairbridge, 1961)
 ** по данным А. Л. Девирца и др. (1971)
 *** по данным Л. Р. Серебряного (1973)

номерности достаточно четко показывают климатическую обусловленность этих процессов.

Сопоставление данных о положении Каспийского уровня в историческое время и уровня океана, восстановленного Р. Б. Фейбриджем (Fairbridge, 1961), показало, что между ними имеется довольно определенная связь. Причем повышался уровень моря, как правило, в периоды понижения уровня океана, а снижался каспийский уровень в соответствии с подъемом океанического уровня.

Анализ палеоматериалов и характер изменения водообмена показывает, что крупные изменения уровня Мирового океана, происходящие в масштабах от столетия до десятков тысяч лет, в основном, определяются сравнительно быстро протекающими процессами водообмена. Уровни Каспийского моря и Мирового океана, находясь в противофазе, почти синхронно реагировали на изменения палеогидроклиматического режима планеты как в геологическом прошлом, так и в историческое время. Однако уже в пределах сотен тысяч и миллионов лет ведущие тенденции в колебаниях уровня океана принадлежат геологическим процессам, на фоне которых развиваются быстрые гидрометеорологические явления.

СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

В предыдущих главах рассматривались преимущественно геолого-геоморфологические особенности строения и развития океанического рельефа и краевой зоны океана, которые оказывали решающее влияние на положение уровня океана за большие геологические отрезки времени и в конечном итоге определили его современное положение.

Современный уровень Мирового океана постоянно изменяется как в пространстве, так и во времени под непрерывным воздействием множества различных факторов, таких как гидрометеорологические, приливообразующие силы, тектонические процессы в земной коре, изменения периода вращения Земли и положения ее оси, изменение термического режима планеты, изменение объема вод Мирового океана и целого ряда других. Под влиянием этих факторов колебания уровня океана могут иметь амплитуду от нескольких миллиметров до сотен метров и быть периодическими и непериодическими. Крупные изменения уровня, происходящие в масштабах от столетия до десятков тысяч лет в основном определяются сравнительно быстро протекающими процессами водообмена. Однако уже в пределах миллионов и миллиардов лет ведущие тенденции в колебаниях уровня океана принадлежат геологическим процессам, на фоне которых развиваются более быстротечные гидрометеорологические явления.

В сравнительно недавнем геологическом прошлом (20—25 тысяч лет назад) в результате изменений климатических условий на поверхности Земли происходили крупные изменения глобального водообмена, которые вызвали значительные колебания уровня океана. В периоды больших похолоданий увеличивался ледниковый покров, разрастались шапки континентальных оледенений, в которых консервировалось огромное количество воды (около 60 млн. км³), изъятой из влагооборота. Уровень Мирового океана мог понижаться в эти периоды более чем на 100 м.

На протяжении последних 7—8 тысяч установились сравнительно стабильные климатические условия и соответственно сравнительно устойчивые условия глобального водообмена, что подтверждается небольшими колебаниями (в пределах ± 3 —4 м) уровня Мирового океана (Fairbridge, 1961).

Наблюдения за уровнем океана

Конец XVII — начало XVIII веков ознаменовались открытием специальных уровнемерных постов, которые стали вести систематические наблюдения за морским уровнем. С 1682 г. ведутся наблюдения в Амстердаме, с 1703 г. — в Кронштадте, с 1774 г. — в Швеции, с 1807 г. — в г. Бресте во Франции и др. Непосредственные наблюдения за уровнем моря с этого периода позволяют судить уже не только о тенденции изменения уровня, но и представить его ход от года к году.

Об изменении морского уровня в этот период можно судить с определенной степенью достоверности на примере данных по Амстердаму, которые были обработаны Д. Ван Вееном (Van Veen, 1954). Эти данные за период с 1682 по 1860 гг. приводятся на рис. 37. Следует отметить, что в этот период наблюдалось «оседание», опускание уровнемерных постов в районе Амстердама. Поэтому на рис. 37 приводятся две кривые изменения уровня: одна видимого колебания уровня моря и другая с учетом изменения отметок постов — уточненная.

Исследование колебаний морского уровня в Амстердаме показывает, что в период с 1682 по 1760 гг. уровень имел слабую тенденцию к подъему со скоростью около 0,4 мм в год. С 1760 по 1820 гг. морской уровень был практически стабилен, колеблясь в пределах ± 6 см от года к году. Начиная с 1820 г. намечается опять тенденция к подъему морского уровня со скоростью около 0,5 мм в год.

Одно из первых крупных исследований, посвященное современному изменению среднегодового уровня Мирового океана, — это работа Б. Гутенберга (Gutenberg, 1941), который показал, что для периода 1860—1936 гг. характерно общее повышение уровня океана со средней скоростью около 1,2 мм в год (табл. 18). Близкие результаты были получены П. Кюененом (Kuennen, 1950). Для периода 1880—1930 гг. он получил величину изменения морского уровня +1,3 мм в год. Исследования Г. Валентина (Valentin, 1952) показали, что подъем уровня моря может достигать 1—2 мм в год. (1880—1950 гг.). В 1949 г. Х. Мармер (Marmer, 1949), изучая изменения морского уровня в районе побережий США, пришел к выводу, что наблюдающееся современное повышение уровня моря не является равномерным. С 1893 по 1930 гг. уровень изменился сравнительно мало. В период с 1914 по 1920 гг. наблюдался заметный подъем уровня поверхности, после которого до 1929 г. наблюдалось его падение. Особенно быстрое повышение уровня наблюдалось с 1930 по 1947 гг., которое составило около 60 мм. Расчеты Л. Диснея (Disney, 1955) показали, что подъем уровня воды на Атлантическом побережье США за период 1910—1953 гг. составил около 3,3 мм в год, а для Тихоокеанского побережья США — приблизительно 1,5 мм в год. А. И. Дуванин (1956) отмечал, что за время на-

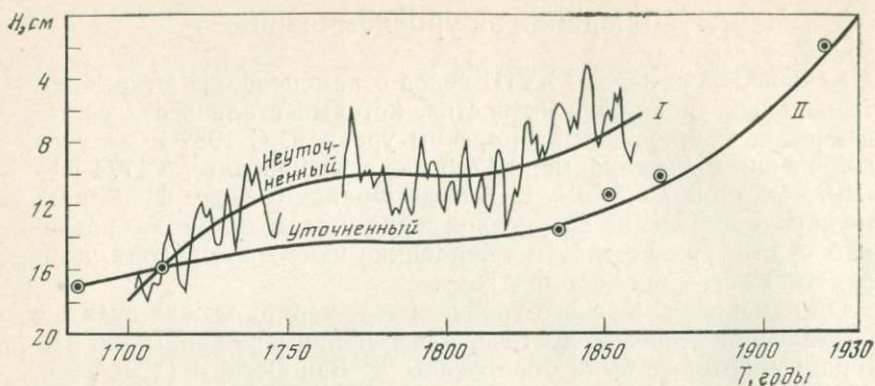


РИС. 37. Изменения уровня моря в Амстердаме (I) за период с 1682 г. по 1860 г. по Ван Веену с уточнением за счет проседания постов (II)

блюдения за уровнем в ряде пунктов (Балтимор, Брест, Марсель) наблюдается медленное его поднятие.

Н. В. Буторин (1960) при исследовании вековых изменений средневекового уровня Атлантического океана получил для периода 1890—1946 гг. общее повышение уровня на 6,1 см.

Р. Фейбридж и О. Кребс (Fairbridge, Kribs, 1962), рассчитали кривую изменения среднегодового уровня океана более чем за 100 лет (1860—1970) и использовали тщательно отобранные данные по уровням моря. Анализ этой кривой показал, что самая низкая точка уровня моря была примерно в 1890 г. Средний подъем уровня в период 1900—1950 гг. составлял 1,2 мм в

ТАБЛИЦА 18

Повышение уровня Мирового океана по данным разных авторов

Период	Изменение уровня океана, мм/год	Автор
1802—1937	1,10	Gutenberg (1941)
1880—1930	1,30	Keunen (1950)
1880—1950	1,0—2,0	Valentin (1952)
1885—1951	1,30	Cailleux (1952)
1890—1950	1,14	Dietrich (1954)
1900—1950	1,15	Lisitrin (1958)
1900—1950	1,22	Н. В. Буторин (1960)
1890—1960	1,20	Fairbridge (1963)
1866—1956	1,30	А. В. Шнитников (1969)
1930—1970	2,60	Meade, Emery (1971)
1807—1968	0,86	Г. П. Калинин, Р. К. Клиге (1972)
1919—1964	1,74	Г. П. Калинин, Р. К. Клиге (1972)

год. В период 1946—1956 гг. наблюдался самый быстрый подъем уровня со скоростью 5,5 мм в год.

Исследование колебаний уровня моря в период 1931—1969 гг. Р. Мида и К. Эмери (Meade, Emery, 1971) на восточном побережье США выявило общее повышение уровня со скоростью от 1,8 до 3,5 мм в год в различных участках. Исследование в этом же районе многолетних тенденций к изменению уровня моря (Hicks, 1972) показало, что его подъем продолжался до 1970 г.

Следует отметить, что те различия в оценке векового изменения уровня океана, которые даются разными авторами, в значительной степени связаны с тем, что ими использовались ряды средних годовых уровней, относящихся к различным периодам наблюдений, а также с определенными различиями в методах обработки уровенных данных и в использовании различного количества постов.

В настоящее время на побережье Мирового океана существует обширная сеть водомерных постов, на которых ведутся многолетние систематические измерения его уровня. Для выявления характера и величин колебаний средних годовых уровней были использованы материалы почти по 1500 морским постам, период наблюдения на которых составляет от 2—3 до 160 лет.

В основном (около 65%) наблюдения продолжают не более 20 лет, около 20% постов имеют период наблюдений в пределах от 20 до 50 лет и лишь на 27 (0,3%) постах наблюдения ведутся более 80 лет. Наиболее длительные периоды наблюдений относятся к таким пунктам как Брест (Франция), Свиноуйсьце (Польша), Кронштадт (СССР), Стокгольм (Швеция), Хельсинки (Финляндия), Хеллеветслейс (Нидерланды), Бомбей (Индия), Сан-Франциско (США) и некоторые другие.

Наблюдается большая неравномерность расположения постов по океанскому побережью. Около 80% постов находятся в Северном полушарии, причем основная их масса приходится на 30—60° северной широты. Очень мало (1—2%) постов расположено в полярных широтах, а в южном полушарии южнее 70° постов практически нет.

Наиболее развитая сеть постоянно действующих уровенных постов на морях Балтийском, Северном, на побережье Атлантики в Северном полушарии. Меньше наблюдений на побережьях Африки и Южной Америки, на западном побережье Австралии.

Материалы наблюдений были взяты преимущественно из изданий Международной Ассоциации Физической океанографии, которые публикуются в специальных сборниках («Monthly and annual mean heights...», 1936—1968). Дополнительно привлекались материалы из специальных ежегодников морских наблюдений по отдельным странам (Venden korke usarvoja, 1965—1970; Schiers Oceanograph., 1966—1970; Tidal Record, 1965 и ряд других). Использовались материалы об изменениях уровня Атлантики, опубликованные Н. В. Буториным (1960) и другие источники.

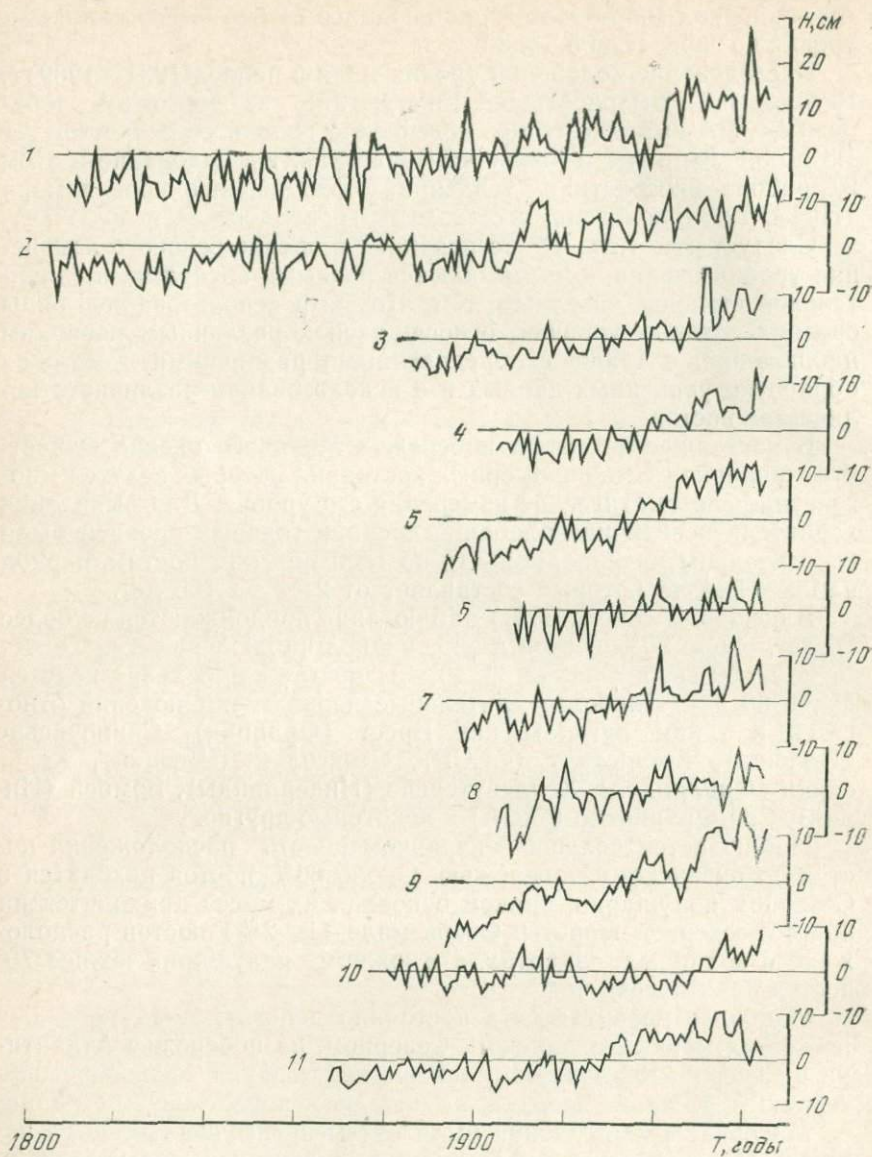


РИС. 38. Колебания средних годовых уровней в различных пунктах Мирового океана

1 — Свиноусьце — Балтийское море; 2 — Брест — Атлантический океан; 3 — Марсель — Средиземное море; 4 — Орта — Атлантический океан; 5 — Балтимора — Атлантический океан; 6 — Бальбоа — Тихий океан; 7 — Сан-Франциско — Тихий океан; 8 — Гонолулу — Тихий океан; 9 — Абуратубо — Тихий океан; 10 — Сидней — Тихий океан; 11 — Бомбей — Индийский океан

Хронологический ход морского уровня в различных точках Мирового океана показывает определенную согласованность между собой, несмотря на отдельные особенности (рис. 38). Средняя многолетняя амплитуда колебаний уровня в различных океанах близка к ± 10 см, а наибольшая характерна для внутренних морей (у Свиноуйсьце в Балтийском море до 40 см). По колебаниям средних годовых значений прослеживается общая тенденция к повышению уровня в различных районах Мирового океана.

Влияние современных вертикальных движений морских побережий на уровень океана

Под воздействием геофизических процессов, протекающих в недрах Земли и на ее поверхности, земная кора испытывает разнонаправленные перемещения. Поэтому при анализе характера изменения уровня Мирового океана нельзя не учитывать их влияние на показания уровнемерных постов. Здесь особое значение приобретают современные вертикальные движения земной коры.

Современные вертикальные движения берегов, как уже указывалось, могут оказывать значительное влияние на показания морских станций, которые ведут наблюдения за уровнем океана. Так на побережье Финляндии и Швеции в текущем столетии, вследствие изостатического поднятия берега со скоростью более 5 мм в год (Rossiter, 1967) наблюдалось относительное понижение уровня (рис. 39). Побережье Мексиканского залива в районе Гальвестона опускается в текущем столетии в среднем на 4 мм в год (Dorn et al., 1964), что вызывает интенсивное видимое повышение уровня моря (см. рис. 39).

К категории движений, обусловленных тектонофизическими процессами, Ю. А. Мещеряков (1963) относит медленные или вековые и быстрые или сейсмические. Кроме того, выделяются сложные короткопериодические колебания земной коры и земной поверхности, связанные с воздействием космических тел (земные приливы в твердой Земле), а также с изменением температурных, барических и гидротермических условий.

В настоящее время большинство исследователей считает, что наиболее достоверную информацию о скорости современных движений земной коры можно получить при сравнении результатов повторного нивелирования в опорных геодезических сетях. При этом оценка скорости производится в виде интегральной величины за временной интервал, разделяющий периоды геодезических наблюдений.

Другой метод определения скорости современных вертикальных движений основывается на использовании уровнемерных наблюдений, проводимых на футштоках и мореграфах, размещенных на побережье морей и океанов Земного шара.

В настоящее время накоплен обширный материал о современных движениях земной коры, который включает как данные по отдельным пунктам и профилям, так и целые схемы распределения этих движений, охватывающие значительные территории Европы, Северной Америки и Японии.

Полученные за последние 10—15 лет оценки скорости современных движений земной коры для различных районов земного шара, измеряемые в среднем величинами порядка (± 1) —

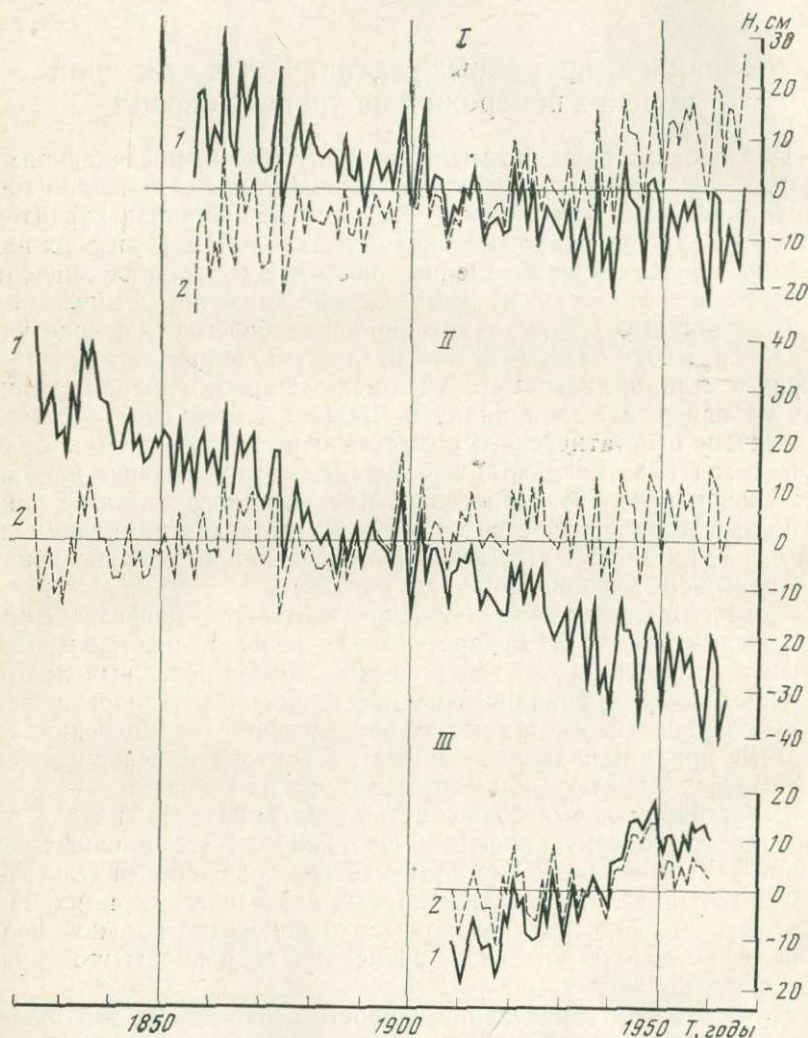


РИС. 39. Колебания уровня моря, видимые (1) и с учетом вертикального движения берегов (2), в районе Хельсинки (I), Стокгольма (II) и Галвестона (III)

(± 10) мм в год, по мнению В. А. Магницкого (1965), достаточно точно отражают процессы изменения объема вещества земной коры и мантии, например, при фазовом переходе эклогита в базальт. При освобождении от ледниковой нагрузки достаточно обширных территорий, фактор гляциоизостатической компенсации, может увеличить размах движений примерно в 2—3 раза.

Наиболее сложные и актуальные при оценке скорости современных вертикальных движений — это вопросы точности получаемых скоростей, определение длительности периода однонаправленных движений и выяснение размеров участков земной коры, вовлеченных в эти движения.

Использование материалов повторного нивелирования в опорных геодезических сетях для оценки скорости современных вертикальных движений земной коры тесно связано с проблемой выбора поверхности относимости. В настоящее время наметилось преимущественно три подхода к ее решению. За поверхность относимости принимаются: 1) средний уровень моря, положение которого условно считается постоянным во времени — страны Восточной Европы (Карта современных вертикальных движений..., 1971); 2) уровенная поверхность, условно не изменяющая положение во времени и проходящая через один пункт страны — страны Скандинавии, Нидерланды, Италия, Югославия и др. (Kukkamäki, 1954; Edelman, 1954; Salvioni, 1957; Asplund, 1969; Simonsen, 1969; Jovanovich, 1969); 3) поверхность среднего уровня Мирового океана, изменяющая положение во времени — Великобритании (Edge, 1957).

Имеющаяся в настоящее время информация не позволяет согласиться с концепцией постоянства (хотя и условного) среднего уровня Мирового океана или его окраинных морей (Дуванин и др., 1975).

При использовании информации об изменении уровня моря для оценки скорости и направленности современных вертикальных движений земной коры в каждом конкретном районе, особенно когда морской уровень принимается за поверхность относимости, как например, при сравнении результатов повторного нивелирования, необходимо учитывать скорость и направленное изменение уровня в каждый определенный момент времени.

Вопрос о длительности периода однонаправленных современных вертикальных движений земной коры — наиболее сложный, так как сумма факторов, определяющих период и их разнообразие достаточно велика. Так, например, информация, полученная при сравнении результатов повторных нивелирований, через различные временные интервалы (от десятилетий до 1—3 лет), указывает на возрастание скорости современных вертикальных движений по мере уменьшения последнего, а иногда и на смену знака движений (Желнин и др., 1969). Что же касается периодичности колебаний поверхности суши на побережье, то, по данным И. Буланже (Boulangier, 1969), в Нидерландах (о. Шоу-

вен) их амплитуда может достигать 12 мм, при этом кривые колебания уровня моря и поверхности суши совершенно идентичны (Мещеряков, Синягина, 1961).

Определение длительности периода однонаправленных движений земной коры — это комплексная геофизическая проблема, которая может быть решена только при постановке детальных исследований в пределах отдельных эталонных участков земной коры. Поэтому в последнее время в различных странах (СССР, США, ГДР и др.) создана сеть геодинамических полигонов (Boulanger, 1969) для изучения современных движений земной коры.

Вопрос о размерах участков земной коры, вовлеченных в современные вертикальные движения для установления их упорядоченности в пространстве был рассмотрен В. А. Магницким (1965), который показал их определенную связь со структурными подразделениями земной коры.

Анализ данных о современных вертикальных движениях, снятых по отдельным профилям с Карты современных вертикальных движений земной коры на Западе Европейской части СССР и разложенных в ряд Фурье, показал, что почти на всех профилях порядка 1000 км присутствуют волны длиной около 700 и 290 км, а также волны длиной 220 и 126 км. Кроме того, на двух профилях порядка 2000 км обнаружена волна длиной около 1200 км (Калинин и др., 1975а).

С целью выявления особенностей современных движений земной коры нами был проведен корреляционный анализ ряда значений скоростей современных движений в отдельных точках, выбранных с интервалом 10 км с профиля длиной более 22 тыс. км (рис. 40), снятого по контуру Карты современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Исследование поведения автокорреляционной функции показало наличие волн длиной 120, 670—680, 1050, 2050, 4270—4460 км. Первые три волны хорошо согласуются с данными В. А. Магницкого (1965) и характеризуют структурные подразделения земной коры порядка первых сотен и тысячи километров, т. е. соизмеримы с субрегиональными и региональными структурами по классификации В. Е. Хаина (1971). Однако последние явно свидетельствуют о существовании волн, сопоставимых с наиболее крупными подразделениями земной коры и верхней мантии — суперрегиональными и субпланетарными по той же классификации. К таким структурам, прежде всего, относятся древние континентальные платформы.

Выделение подобных субпланетарных структур при анализе карт современных движений — еще одно подтверждение унаследованности направления развития крупных сегментов земной коры.

В то же время величина математического ожидания скорости современных вертикальных движений земной коры, полученная для описанного профиля, составляет 0,67 мм/год. Это проти-

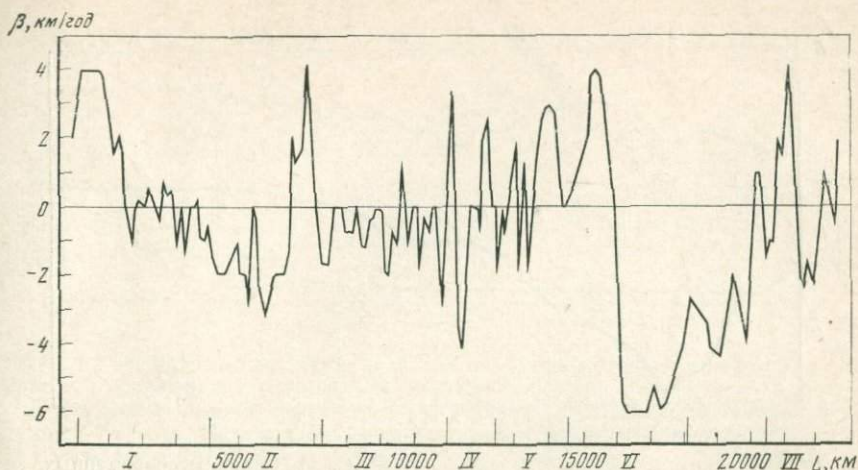


РИС. 40. Скорости современных вертикальных движений земной коры (β , мм/год), снятые с профиля по контуру Восточной Европы

I — Балтийское побережье; II — Центральная Европа; III — Побережье Черного и Азовского морей; IV — Закавказье; V — Каспийское побережье; VI — Урал; VII — Побережье Белого и Баренцева морей

воречит представлению о стабильном положении или слабом поднятии древних континентальных платформ. По-видимому, указанное обстоятельство может быть связано с тем, что при составлении карты современных движений в последнее 50-летие, недостаточно учитывается возросшая интенсивность поднятия уровня океана, которое в среднем составляет около $+2$ мм/год (Калинин, Клиге, 1974). Это предположение подтверждается анализом осредненных скоростей современных вертикальных движений в зависимости от длины участка побережья Балтийского и Черноморо-Азовского бассейна, наиболее полно охарактеризованных данными уровнемерных наблюдений (рис. 41). При длине участка осреднения порядка 2000 км, средняя скорость становится постоянной и равной соответственно $-0,3$ и $1,0$ мм/год, т. е. среднее значение скорости для этих бассейнов равно $-0,65$ мм/год.

Анализ профиля длиной 8700 км с интервалами 100 км, который пересекает страны Европы и Северной Америки, для которых имеются карты или схемы современных вертикальных движений земной коры (СССР, ПНР, Дания, Нидерланды, Великобритания, США), т. е. проходят через два континента (рис. 42), показал, что величина математического ожидания скорости движений составляет $+1,22$ мм/год. По-видимому, эта величина — более реальная характеристика средней скорости современных вертикальных движений земной коры в пределах континентов. Следует отметить, что полученная скорость может быть несколь-

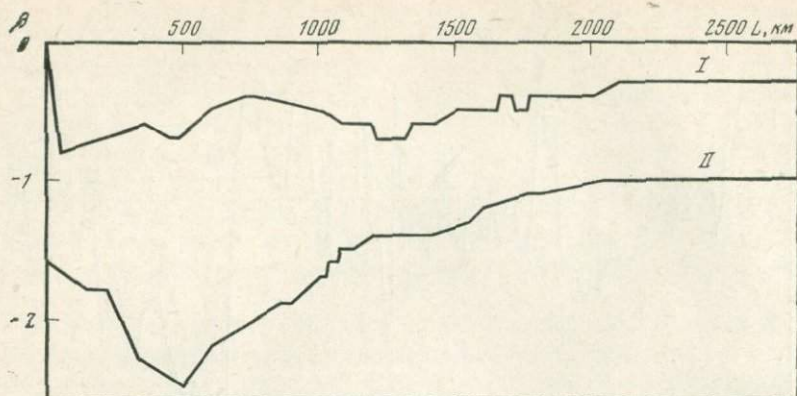


РИС. 41. Скорость современных вертикальных движений земной коры (β , км), осредненные по длине участка (L , км) Балтийского (I) и Азово-Черноморского (II) бассейнов

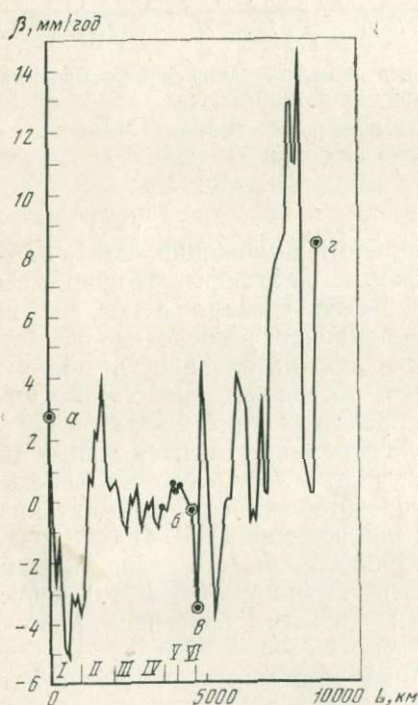


РИС. 42. Скорости современных вертикальных движений земной коры, снятые с профиля через Европу и Северную Америку

I — СССР; II — ВНР; III — ГДР; IV — Дания, V — Нидерланды, VI — Великобритания (α — z — точки пересечения береговой линией)

ко завышенной, так как профиль пересекает мобильную тектоническую область на западе Северной Америки.

Исследование современных и голоценовых движений морских берегов показало, что эти движения в различных районах могут иметь как положительные, так и отрицательные значения, которые в большинстве случаев чередуются, меняя знак. Поэтому можно ожидать, что если эти движения осреднять при достаточ-

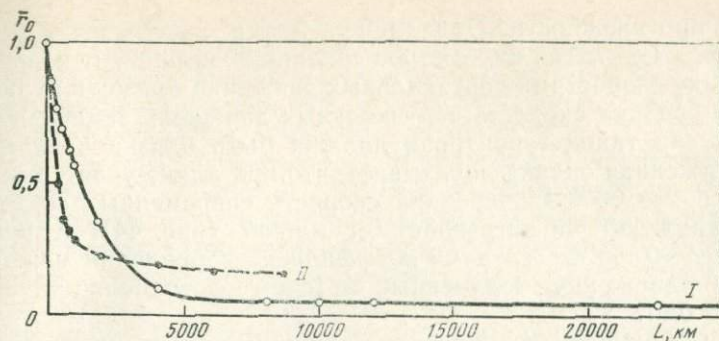


РИС. 43. Изменение величины среднего коэффициента корреляции между скоростями современных вертикальных движений земной коры (\bar{r}_0) в зависимости от длины участка осреднения (L), снятого с профиля по контуру Восточной Европы (I) и с трансконтинентального профиля между Челябинском и Сан-Франциско (II)

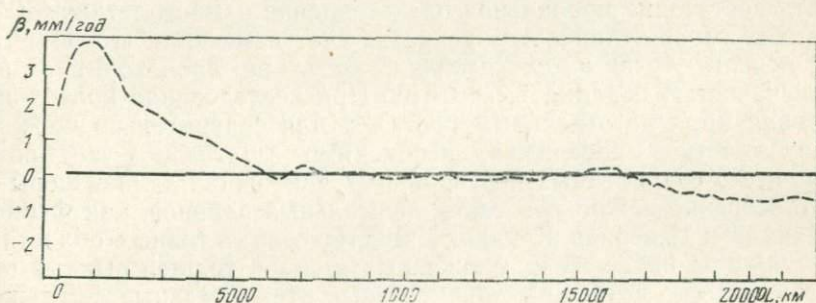


РИС. 44. Изменение средней скорости современных вертикальных движений земной коры, снятой с профиля по контуру Восточной Европы в зависимости от длины участка осреднения

но большей длине участка морского побережья, то разнонаправленные и равнозначные современные движения будут постепенно компенсироваться. Для выяснения этого обстоятельства была проанализирована связь между математическим ожиданием коэффициента корреляции, определенного при вычислении автокорреляционной функции и длиной участка осреднения, взятого на профиле по контуру Карты современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (рис. 43). Этот анализ показал, что при длине участка порядка 1200 км математическое ожидание коэффициента корреляции падает до 0,5, а при длине около 4000 км не превышает 0,1. Близкие результаты получены и для трансконтинентального профиля (см. рис. 30).

Приведенные материалы дают возможность с определенной степенью достоверности судить о том, какова средняя скорость современных вертикальных движений земной поверхности той

или иной протяженности. При длине участка осреднения в несколько десятков тысяч километров средний коэффициент корреляции между скоростями вертикальных движений близок к нулю, поэтому и средняя скорость вертикальных движений земной поверхности для таких территорий должна быть близка к нулю.

Приближенная оценка показывает, что при длине участка осреднения более 6000 км, средняя скорость современных вертикальных движений не превышает 0,1 мм/год (рис. 44), а при длине более 40 000 км, средний коэффициент корреляции между скоростями движений, полученный методом экстраполяции, не превышает 0,01.

Если бы можно было получить величину изменения уровня воды вдоль контура всего Мирового океана, который имеет протяженность порядка 0,5 млн. км, то влияние современных движений не было бы больше сотых долей миллиметра.

Таким образом, при осреднении уровней Мирового океана по большому количеству водомерных постов, мы можем получить достаточно правильное представление о многолетних колебаниях уровня Мирового океана за счет изменения его объема, во всяком случае в тех условиях, когда он происходит с интенсивностью порядка 1 мм в год. При исследовании колебаний уровня моря по отдельным постам и для сравнительно небольших участков побережья, необходимо тщательно учитывать данные о современных вертикальных движениях земной коры и это особенно важно для таких аномальных районов, как Фенноскандия и Северная Канада, в сейсмически активных областях, а также на побережьях, сложенных мощной толщей рыхлых отложений, где возможны значительные отрицательные движения за счет усадки грунтов.

Расчет обобщенных многолетних колебаний уровня океана

В результате тщательного исследования материалов об изменении уровня моря для анализа его годовых колебаний было выбрано 126 постов, по возможности равномерно расположенных по берегам Мирового океана с достаточно надежными данными и наиболее длительными периодами наблюдений. Для контроля и уточнения привлекались дополнительные пункты с более короткими рядами наблюдений. Преимущественно выбирались посты на открытых океанских побережьях.

Определенные трудности при использовании материалов наблюдений уровневых постов в целом ряде случаев связаны с неодиократным в период наблюдений изменением отметок нуля поста, часто не связанных между собой. В результате этого данные об уровнях по одному и тому же пункту не однородны по всему ряду наблюдений. Методика измерения уровня

океана также не одина, в результате чего значения уровней могут быть очень разнообразны и иметь как отрицательное, так и положительное значение. Сведения об уровнях часто приводятся в различных единицах измерений — футы, дюймы, миллиметры, сантиметры, дециметры и т. д.

Последнее обстоятельство потребовало значительной предварительной обработки собранного фактического материала наблюдений на морских постах. Эта обработка, в первую очередь, включала приведение к однородному виду исходных измерений, которые все были пересчитаны в миллиметрах. Данные наблюдений каждого поста по возможности приводились к единому нулю. В некоторых случаях в изданиях Ассоциации Физической океанографии дается величина невязки между нулями поста за различные периоды времени для приведения их к единому нулю. Однако такие случаи сравнительно редки.

Восстановление пропусков и продолжение рядов наблюдений осуществлялось построением графиков связи уровенных наблюдений между морскими постами, которые подбирались преимущественно так, чтобы они были близко расположены и по возможности находились в сравнительно однородных условиях. Графики связи уровней между постами представляют прямую линию, проходящую с наклоном в 45° . В отдельных случаях углы наклона линии связи имели значительные отклонения от 45° , что объясняется преимущественно влиянием особенностей морских побережий, где ведутся наблюдения. Нередки случаи, когда при построении графиков связи между уровнями различных постов получаются две линии связи. Это свидетельствует о том, что на одном из коррелируемых постов менялась отметка нуля отсчета. Поскольку отметки нулей постов в большинстве случаев привязываются к местным отметкам (Bench Mark), меняющимся время от времени, часто невязки между нулями отсчетов на одном и том же посту, за различные промежутки времени не фиксируются, а данные измерения уровня в этом случае — неоднородны. При этом единственный способ приведения измерений к единому нулю отсчета — построение графиков связи. Разница между двумя линиями связи и принимается в качестве невязки старым и новым нулями отсчета. Этот же способ обработки уровенных данных был использован в свое время Ю. В. Преображенским, М. В. Ремизовой (1959).

В результате проведенной обработки морских уровнемерных наблюдений получены данные об изменении уровня Атлантического океана с 1882 г. (по Северному морю с 1865 г.), Тихого океана с 1899—1900 гг. (в Австралии с 1811 г.), Индийского — с 1880 г. В Северном Ледовитом океане лишь по одному посту — Кьелсдал (Норвегия) имеются данные с 1889 г., по всем остальным постам начало периода наблюдений приходится преимущественно на 1919 г.

По океанам выбранные посты наблюдений распределялись следующим образом:

Океан	Количество постов
Атлантический	118
Тихий	77
Индийский	22
Северный Ледовитый	70

Так, в Индийском океане посты сосредоточены между 7 и 25° с. ш., а в Северном Ледовитом — между 5 и 32° в. д., и поэтому при характеристике изменения в целом океанского уровня возникают определённые трудности.

Нули морских постов обычно привязаны к местным отметкам, которые не связаны между собой вдоль побережья. Поэтому величины уровней в большинстве случаев даются в относительных отметках над нулем, который принят для данного поста, и могут значительно различаться. Так, средний за период уровень поста Кристобаль составляет 660 мм, поста Якутат — 2530 мм, поста Калькутта — 3190 мм, т. е. различия достигают величин порядка 1 м и более, что затрудняет их сравнение. Поэтому ряды наблюдений за уровнем удобно представлять в виде отклонений от среднего за рассматриваемый период или какой-нибудь другой характерной величины. Это возможно в том случае, если фактические данные обобщаются за один и тот же отрезок времени и внутри рядов нет пропусков. В противном случае влияние положительных и отрицательных отклонений будет сказываться неодинаково, что может привести к искажению истинного хода колебаний уровня.

В настоящей работе уровни каждого поста принимались в виде отклонений от минимального их значения за период наблюдений. В этом случае все величины имеют положительный знак, а нуль приходится на год с минимальным уровнем. Проследив пространственно-временную изменчивость минимальных уровней, мы можем убедиться, что этот выбор не случаен. Так в Атлантическом океане около 50% постов имеют минимальные значения морского уровня в 1883 году, в 75% случаев отклонения от минимума не превышают 1—2 см. Для Индийского океана эта величина составляет 50% и 67% для 1891 г. В Тихом океане на 1899 г. приходится 55% случаев с минимальным уровнем.

Таким образом, представляется возможным для каждого океана принять за основу минимальное значение уровня.

Весьма важна оценка точности определения среднегодовых уровней как показателя объема воды в Мировом океане. В этом отношении известный интерес представляет исследование разностей между среднегодовыми уровнями смежных лет ($\Delta H = H_n - H_{n-1}$), которые обычно составляют в среднем не-

сколько сантиметров в год. Поскольку изменение уровней в год за счет поднятия или опускания береговой линии на порядок меньше, ими можно пренебречь. Средняя квадратичная ошибка указанной разности:

$$\sigma H_n - H_{n-1} \approx \sigma H \sqrt{2}$$

откуда:

$$\sigma H \approx \frac{\sigma H_n - H_{n-1}}{1,41}$$

Как видно из табл. 19, средние квадратичные ошибки уровней (σH), рассчитанные для различных пунктов, близки между собой (расходятся в пределах 2—3 см). Следует отметить, что в действительности погрешность наблюдений будет несколько меньше, так как в полученную величину σ_n входят также изменения уровня, вызванные разностью среднегодовых значений атмосферного давления смежных лет.

Для анализа возможного влияния различных условий морских побережий при расчете среднего годового уровня Мирового океана было произведено последовательное осреднение данных 126, 65, 31, 15, 8 и 4 уровневых постов по возможности равномерно расположенным по акватории океана и получены соответствующие кривые изменения уровня океана. Осреднение по 126 постам принималось за основное, с которым сравнивались остальные, например, по 65 и 4. С уменьшением количества пунктов, вводимых в осреднение, разброс точек на графиках

ТАБЛИЦА 19

Средние квадратичные ошибки уровней и разностей уровней (σ), см

Океан	Пункт	Период наблюдений, лет	$\sigma H_n - H_{n-1}$	σH
Северный				
Ледовитый	Нарвик	46	5,6	3,9
Тихий	Сююард	46	3,9	2,8
Тихий	Сизтл	67	3,5	2,5
Атлантический	Брест	162	3,8	2,7
Тихий	Сан-Франциско	68	4,9	3,4
Атлантический	Балтимор	72	2,9	2,0
Атлантический	Орта	60	3,2	2,3
Тихий	Абаратубо	71	2,8	1,9
Тихий	Гонолулу	60	3,8	2,7
Индийский	Бомбей	97	3,3	2,3
Тихий	Бальбоа	56	4,2	2,9
Тихий	Сидней	84	2,9	2,0

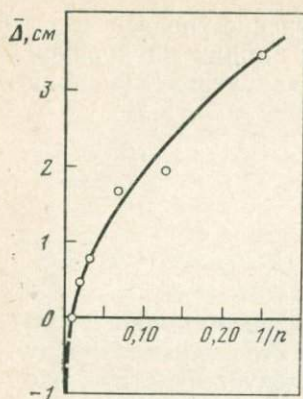
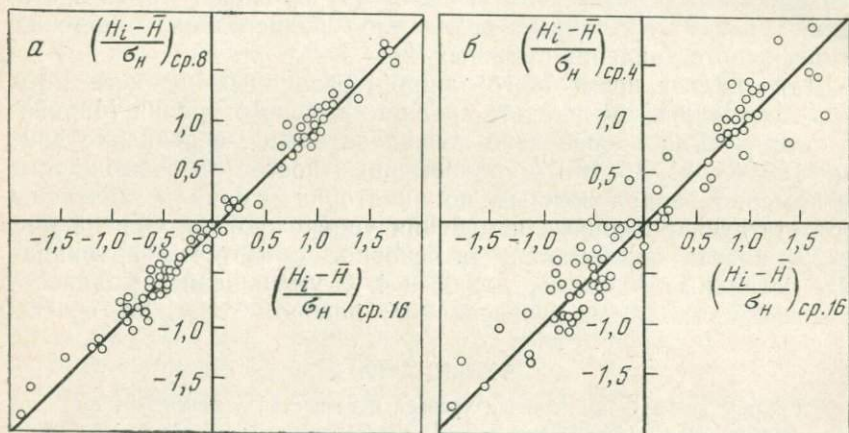


РИС. 45. Зависимость среднеквадратичного отклонения от количества пунктов

РИС. 46. Связь между средними нормированными отклонениями уровня Атлантического океана

а — при 8—16 постах;
б — при 4 и 16 постах



как связи увеличивается. Затем строилась зависимость $\bar{\Delta} = f(1/n)$, где $\bar{\Delta}$ — среднее квадратичное отклонение каждой кривой от основной по 126 постам, n — число взятых в осреднение постов. При небольшом числе постов (1—4) на зависимости нанесено среднее квадратичное отклонение, осредненное также и по ряду постов. Рис. 45 показывает наличие четкой зависимости между числом уровневых постов и точностью определения осредненных уровней океана. Не ясной остается точность определения уровня океана, подсчитанного по максимальному числу (126) постов. Приближенная ее оценка может быть получена экстраполяцией, приведенной на рис. 46 кривой до $1/n \rightarrow 0$, что соответствует бесконечно большому числу постов. Из этой экстраполяции следует, что ошибка исходного уровня близка к 0,5—1,0 см. В соответствии с погрешностью исходного уровня будет несколько больше и ошибка наблюдений по меньшему числу постов, так как при предыдущих расчетах не учи-

тывалась погрешность исходного уровня. Однако эта поправка сравнительно невелика (Калинин и др., 1974).

Подобный анализ был произведен для отдельных океанов. Для Атлантического океана было выбрано 16 водомерных постов, охватывающих как северное, так и южное полушарие, с достаточно длительным периодом наблюдений (1880—1964) и находящихся преимущественно непосредственно на океанском побережье. При этом особенности побережья не принимались во внимание и в этом смысле выбор постов случаен. Для удобства дальнейших операций уровни были пересчитаны в безразмерные величины $H_i - \bar{H}/\sigma H$, которые представляют собой нормированные отклонения от среднего, и по этим величинам данные осреднялись при различной выборке постов. В результате были получены графики связи осредненных по годам величин $H_i - \bar{H}/\sigma H$ для 16 и 8, для 16 и 4 постов, которые прошли под углом 45° (см. рис. 46). Подобный расчет произведен также и для Тихого океана, где было взято за основу 52 поста, по которым рассчитывался осредненный ход морского уровня, с последующим осреднением данных по 28, 12 и 6 постам. Анализ полученных связей между средними нормированными отклонениями уровня в зависимости от различной выборки равномерных постов показал, что с уменьшением количества вводимых в расчет данных при сохранении характера связи между различными вариантами теснота связи уменьшается. На рис. 47 показано изменение величины среднеквадратического отклонения точек от линии связи в зависимости от количества пунктов осреднения, выраженного в процентах, для Атлантического и Тихого океанов.

Проведенные исследования показывают, что точность получаемых результатов при расчете обобщенных колебаний уровня Мирового океана в значительной степени зависит как от количества пунктов наблюдений, так и от полноты охвата ими акватории океана.

Осреднением уровенных данных наблюдений на 126 постах были построены обобщенные графики колебаний уровня Тихого океана с 1900 г., Атлантического океана с 1882 г., Индийского океана с 1880 г., Северного Ледовитого океана с 1900 г. и для всего Мирового океана с 1900 г. (рис. 48). Следует отметить, что данные по Индийскому и Северному Ледовитому океанам недостаточно полно охватывают акваторию этих океанов, и поэтому полученные для них графики колебаний лишь в общих чертах характеризуют изменения уровня. Характер колебаний уровней имеет определенные различия между океанами. Это относится как к амплитуде общего изменения уровня за рассматриваемый период, так и к колебаниям уровня в отдельные отрезки времени внутри этого периода. Так, например, с 1882 по 1894 гг. в Атлантике несколько повышался уровень в среднем на 35 мм, за этот период уровень Индийского океана несколько понизился

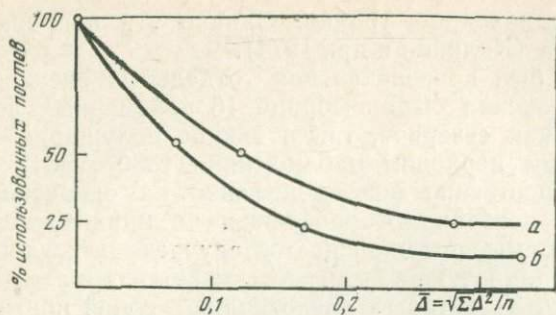


РИС. 47. Изменение величины среднеквадратичного отклонения от линии связи в зависимости от количества пунктов, выбранных для осреднения

Океаны:
а — Атлантический;
б — Тихий

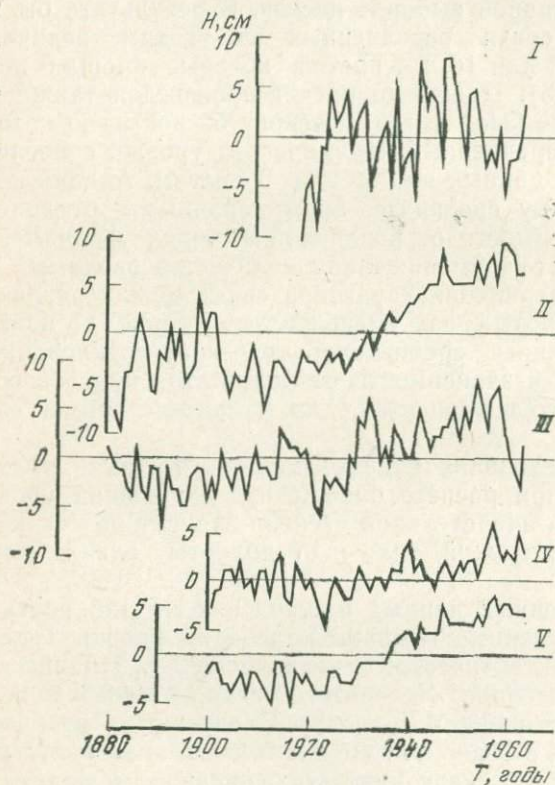


РИС. 48. Изменения среднего уровня Северного Ледовитого (I), Атлантического (II), Индийского (III), Тихого (IV) и Мирового (V) океанов

в среднем на 25 мм. В конце рассматриваемого периода (1955—1964 гг.) уровень в Атлантическом и Тихом океанах повышался в среднем со скоростью около 2 мм, в то же время как в Индийском и Северном Ледовитом океанах наметилось его понижение. Вместе с тем на всех графиках достаточно четко прослеживается тенденция общего повышения уровня за исследуемый период.

Следует отметить, что уровень Мирового океана в течение 1900—1964 гг. повышался неравномерно. До начала 30-х годов за период в несколько десятков лет уровень изменялся незначительно, лишь кратковременно повышался или понижался (Тихий, Индийский океаны), либо медленно повышался (Атлантический, Северный Ледовитый океаны). Наиболее значительный рост уровня океанов начался в середине 30-х годов, причем повсеместно. Интенсивность этого процесса в период с 1928—1930 гг. до 1947—1948 гг. для Атлантического океана достигала в среднем $5,5 \text{ мм/год}$ (Калинин, Клиге, 1974).

Несмотря на определенные различия в изменении уровня отдельных океанов по интенсивности и по амплитуде, общий характер этих изменений все же близок. Это дает возможность осреднять уровни по среднегодовым данным всех океанов и обобщить кривые колебаний уровня Мирового океана (см. рис. 48). На этой кривой кратковременные колебания уровня проявляются уже значительно слабее, чем по каждому океану в отдельности (они сгладились в результате осреднения). При этом четко выявились колебания векового характера.

Для уточнения полученных результатов сравнивались обобщенные колебания уровня океана с колебаниями каждого из 126 постов. Это позволило исключить из расчетов некоторые посты, значительно отличающиеся по общему ходу уровня и по амплитуде колебаний. В результате было оставлено для окончательного расчета 72 поста, из них 30 постов относится к Тихому океану, 39—к Атлантическому и 3—к Индийскому.

Для расчета колебаний уровня Мирового океана данные осреднялись с учетом площадей отдельных океанов. Данные по Тихому океану вводились в осреднение с весом 0,52, по Атлантическому — с весом 0,27, по Индийскому — с весом 0,21.

Колебания осредненных уровней по отдельным океанам за период с 1900 по 1964 гг. показывают, что тенденция роста уровня характерна для всех океанов, особенно после 20-х годов. Наиболее четко это проявляется в изменении уровня Атлантического океана.

Осреднением уровней за каждый год с соответствующим весом была рассчитана обобщенная кривая колебаний уровня Мирового океана, куда не вошли данные постов Северного Ледовитого океана из-за их малой надежности. Однако неучет этих данных не должен был бы сильно повлиять на обобщенный вид кривой из-за того, что они вводились бы в осреднение с весом всего лишь 0,04.

На рис. 49 представлен график изменения положения уровня Мирового океана, рассчитанного в первом приближении (по 126 постам) и во втором приближении (по 72 постам), принятом за основное. Следует отметить, что полученные кривые колебаний уровня океана по амплитуде, и по общему ходу колебаний различаются сравнительно незначительно.

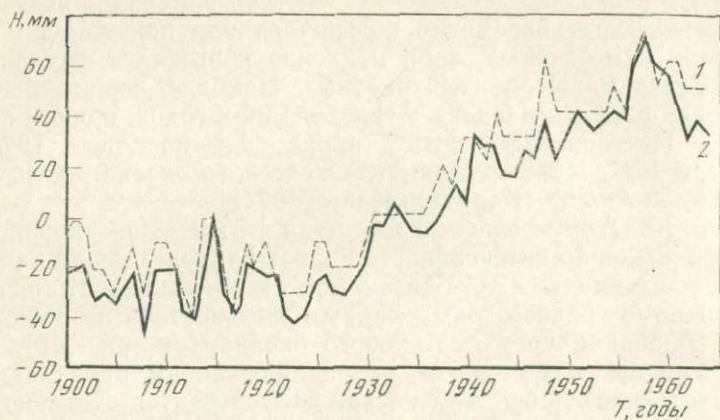


РИС. 49. Обобщения колебания уровня Мирового океана по 126 постам (1) и по 72 постам (2)

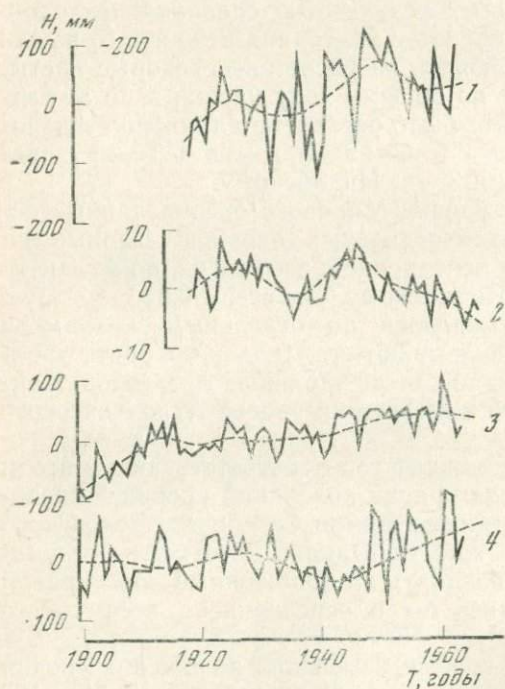


РИС. 50. Колебания уровня Баренцева (1), Белого (2), Северного (3) и Балтийско-го (4) морей

На построении обобщенной кривой колебаний уровня Северного Ледовитого океана следует остановиться особо. Уровнемерные данные здесь характеризуются малой надежностью. Кроме того, футштоки по побережью расположены очень неравномерно. Поэтому на первом этапе строились обобщенные кривые колебаний уровня отдельно по морям Северного Ледовитого океана, а затем осреднялись для всего океана с учетом площади каждого моря (Калинин и др., 1975б).

Обобщенная кривая колебаний среднегодового уровня Норвежского моря построена по данным наблюдений трех постов: Нарвик, Кьёлсдал, Кабальваг, Баренцева — четырех: Полярное, Мурманск, Вардо, Варенбург¹.

На рис. 50 представлены обобщенные кривые колебаний среднегодового уровня морей Северного Ледовитого океана и всего океана в целом. Кроме того, здесь же приводится обобщенная кривая колебаний уровня Белого моря.

Данные футшточных наблюдений за уровнем Белого моря достаточно надежны. Поэтому кривая колебания его среднегодового уровня может служить определенным эталоном для проверки правильности построения кривой хода уровня Баренцева моря и, в известной мере, всего Северного Ледовитого океана (см. рис. 50).

На рис. 50 представлены графики изменения среднегодового уровня Северного и Балтийского морей. Ход уровня Северного моря получен путем осреднения материалов наблюдений 8 уровнемерных постов и 17 постов на Балтийском море.

Максимальная амплитуда колебаний уровня Северного моря за период с 1900 по 1964 гг. составляет 200 мм. С середины 30-х годов здесь наблюдаются преимущественно положительные аномалии уровня, максимум которых приходится на конец рассматриваемого периода.

Гораздо лучше освещено уровенными наблюдениями Балтийское море, здесь имеется 123 поста. Однако наибольшие трудности при построении кривой колебаний уровня встречаются как раз в этом море. На показания футштоков здесь большое влияние оказывает изостатический подъем суши, который достигает в отдельных местах побережья Балтики более 9 мм/год (Куккаmäki, 1969). Поэтому выбор постов, на которых подъем суши мало влияет, крайне ограничен. Для построения обобщенной кривой были выбраны данные постов, либо не испытывающих вертикальных движений (Лиепая, Истад), либо колеблющихся со скоростью не более $\pm 1,5$ мм/год, причем опускающихся и поднимающихся постов было выбрано поровну. Приведенная на рис. 51

¹ Кривые колебаний уровня морей Сибирского шельфа Северного Ледовитого океана с 1951 по 1970 гг. были построены сотрудниками научно-исследовательского института Арктики и Антарктики Е. Н. Дворкиным и Н. В. Мустифиним и любезно нам предоставлены.

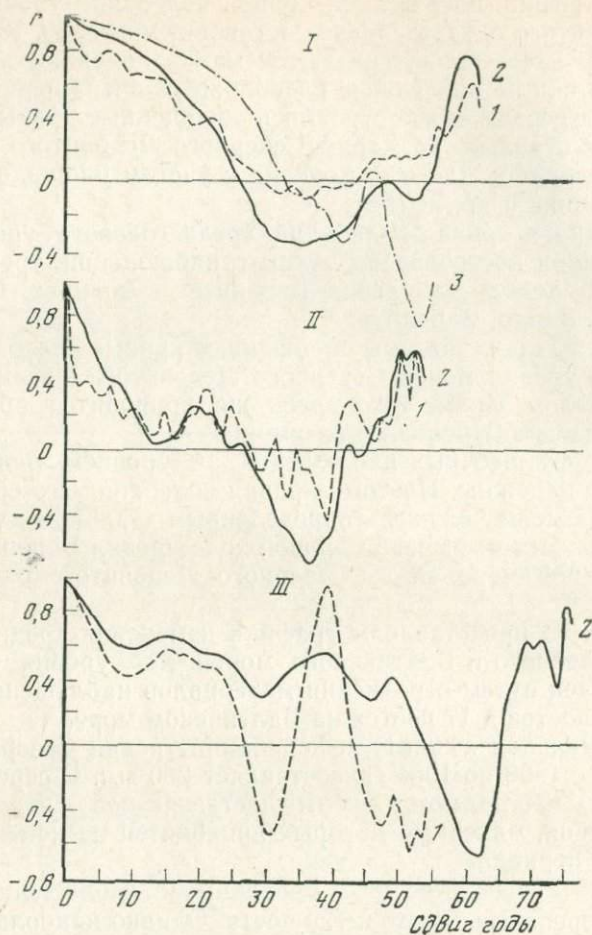


РИС. 51. Автокорреляционные функции уровня океанов

I — Атлантического (*1* — ежегодные данные с 1882 г.; *2* — осредненные данные по скользящим 5-леткам с 1882 г.; *3* — ежегодные данные с 1900 г.);
II — Тихого (*1* — ежегодные данные; *2* — осредненные данные по скользящим 5-леткам);
III — Индийского (ежегодные данные *1* — с 1900 г.; *2* — с 1880 г.)

кривая изменения уровня Балтийского моря характеризует в основном условия южной части Балтики, а не всего моря. Для Балтийского моря максимальная амплитуда колебаний в 1900 — 1964 гг. составила около 190 мм, следует отметить, что наиболее высокие уровни в Балтийском море наблюдались в конце исследуемого периода.

Анализ современного изменения уровня Мирового океана

Определенный интерес представляет исследование стационарности процесса колебания уровня Мирового океана, что позволяет судить о том, в какой степени прошлое известное нам состояние несет информацию о будущем характере процесса.

Для выяснения стационарности процесса колебаний уровня океана были построены автокорреляционные функции уровней Атлантического и Тихого океанов по среднегодовым данным и скользящим средним 5-летиям (см. рис. 51). Анализ графиков показал, что автокорреляционные функции, построенные по скользящим средним, более удобны и наглядны, чем автокорреляционные функции среднегодовых уровней. В данном случае оказалось достаточным определение по 5-леткам. На рис. 38 представлены автокорреляционные функции уровня за различные отрезки времени (значительно различающиеся между собой, что свидетельствует о нестационарности процесса колебаний уровня океана. Причина нестационарности заключается в тренде колебаний, который проявляется в виде переменного среднего значения, изменяющегося во времени (Калинин и др., 1975б).

Значительный интерес представляет вопрос о том, насколько часто повторяются такие фазы как интенсивный подъем его в 1928 — 1958 гг. Для этой цели был выбран пост г. Бреста (Франция), в котором наблюдения за уровнем океана ведутся с 1807 года. На рис. 52 представлены колебания среднегодовых значений уровня моря у Бреста и Мирового океана. Есть основания считать, что значительный ряд наблюдений над колебаниями уровня у Бреста пригоден для суждения об основных чертах в изменениях уровня Мирового океана.

Колебания уровня у Бреста показывают, что на протяжении 160 лет с 1807 по 1968 гг. уровень океана неоднократно повышался и понижался. Можно отметить пять крупных повышений уровня с 1814—1815 гг.—около 3—4 см (над минимальным), в 1842—1849 гг.—на 4 см относительно предшествующего минимума, в 1876—1882 гг.—на 3 см; в 1913—1916 гг.—на 8 см и в 1961—1964 гг.—на 6 см, которое наблюдается и в настоящее время. В среднем повышения уровня океана наступали через каждые 36 лет. Крупные понижения уровня можно отметить в 1828—1832 гг.—на 4 см, в 1854—1873 гг.—на 3 см, 1887—1906 гг.—на 4 см, 1921—1922 гг.—на 4 см. В среднем крупные понижения уровня океана наступали через каждые 30 лет. Наряду с отдельными подъемами и понижениями четко прослеживается общая тенденция повышения уровня океана в районе г. Бреста. За период с 1807 по 1968 гг. уровень повысился в среднем на 12 см при общей амплитуде колебаний — 27 см.

За период с 1900 по 1928 гг. уровень Мирового океана значительно колебался от года к году, тенденции к подъему почти не

выражались. После 1928 г. начался период повышения уровня океана, который в 1960 г. составил около 80 мм. В этот период средняя скорость подъема уровня равнялась 2,4 мм/год. После 1960 г. наметилось некоторое снижение уровня океана. Однако данные уровнемерных постов США продолжают отмечать определенную тенденцию к поднятию уровня океана до 1970 г. (Hicks, 1972).

Исследование уровня Мирового океана показало, что в период с 1900 по 1969 гг. колебания уровня имели свои особенности, но характер этих изменений не снимает общей тенденции к подъему от +0,6 до 1,9 мм в год (табл. 20).

ТАБЛИЦА 20

Изменения уровня океанов за период с 1900 по 1964 гг.

Океан	Площадь млн. км ²	Количество постов, использованных в расчете	Изменение уровня	
			общее, мм	мм/год
Тихий	178,7	52	+ 60	+0,9
Атлантический	91,6	57	+125	+1,9
Индийский	76,2	12	+ 40	+0,6
Северный Ледовитый	14,8	5	+100	+1,5
Мировой	361,3	126	+ 95	+1,5

Уровень океана в текущем столетии повышался на фоне общего потепления. Для анализа связи изменения уровня океана с термическими условиями на поверхности Земли использованы годовые аномалии температуры воздуха, относящиеся к зоне от 17 до 90° с. ш., рассчитанные Л. П. Спириной (Будыко, Винников, 1973). Этот анализ показал, что изменения уровня связаны с суммой положительных температур воздуха и чем больше эта сумма, тем выше уровень океана (рис. 53).

Построение взаимной корреляционной функции между уровнем Мирового океана и аномалиями температуры воздуха, сглаженными по скользящим 5-леткам, показало, что наибольшая теснота связи между ними наблюдается при сдвиге в 19 лет (рис. 54, А). При этом уровень океана запаздывает относительно хода температуры. Связь между этими характеристиками довольно тесная, коэффициент корреляции равен 0,94 (см. рис. 54, Б). Можно, вероятно, сделать вывод о том, что и в современную эпоху повышение температуры воздуха влечет за собой рост уровня океана, который обусловлен, видимо, в значительной части поступлением талых ледниковых вод в океан. По данным Х. Флона (Flohn, 1958) и И. Блютгена (1973), объем континентального оледенения на всем земном шаре ежегодно уменьшается за счет таяния ледников приблизительно на 250 км³. Поступление этой

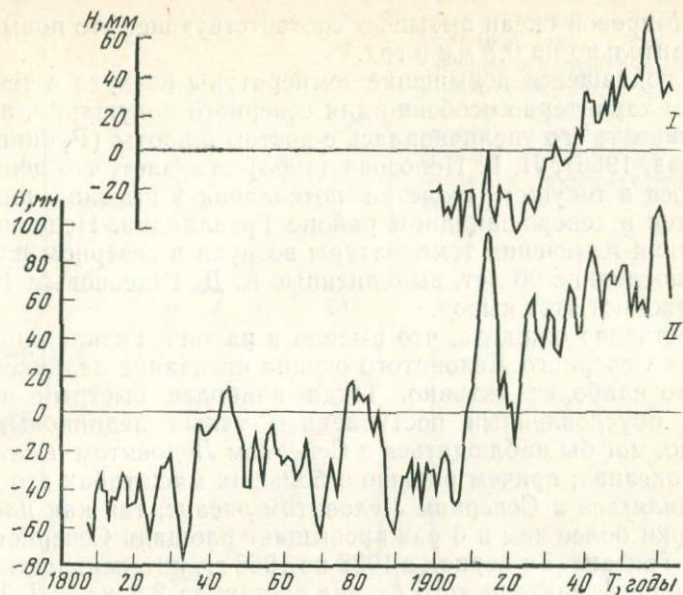


РИС. 52. Колебания среднегодовых значений уровня моря у Бреста (II) и Мирового океана (I)

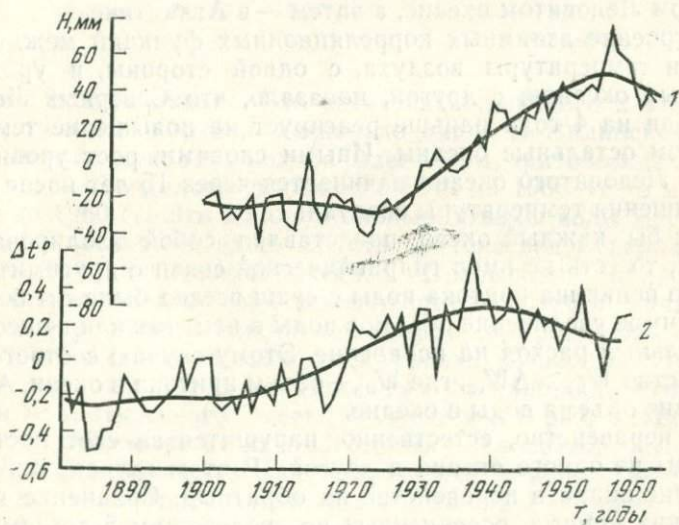


РИС. 53. Колебания осредненного уровня Мирового океана (1) и аномалий температуры воздуха (2) северного полушария

воды в Мировой океан вызывает соответствующее его повышение приблизительно на 0,7 мм в год.

Наблюдавшееся повышение температуры воздуха в текущем столетии характерно особенно для северного полушария, причем интенсивность его увеличивалась с ростом широты (Рубинштейн, Полозова, 1966), Л. Г. Полозова (1963) отмечает, что центр начавшегося в текущем столетии потепления в высоких широтах находится в северо-западном районе Гренландии. Недавние исследования изменения температуры воздуха в северном полушарии за последние 90 лет, выполненные А. Д. Гедеоновым (1973), подтверждают этот вывод.

Естественно ожидать, что именно в районе Гренландии и на островах Северного Ледовитого океана стаяние ледников происходило наиболее активно. Тогда наиболее быстрый подъем уровня, обусловленный поступлением талых ледниковых вод, вероятно, мог бы наблюдаться в Северном Ледовитом и Атлантическом океанах, причем раньше в больших масштабах это должно проявляться в Северном Ледовитом океане, так как площадь Атлантики более чем в 6 раз превышает площадь Северного Ледовитого океана. За период с 1928 по 1958 гг. интенсивность подъема уровня Атлантического океана составила 3,5 мм/год, Тихого и Индийского около 2,2 мм/год. В Северном Ледовитом океане интенсивный подъем уровня начался несколько ранее и за период с 1924 по 1953 гг. составил в среднем 3,8 мм/год. Таким образом, наиболее интенсивный подъем уровня наблюдался в Северном Ледовитом океане, а затем — в Атлантике.

Построение взаимных корреляционных функций между аномалиями температуры воздуха, с одной стороны, и уровнями отдельных океанов, с другой, показало, что Северный Ледовитый океан на 4 года раньше реагирует на повышение температуры, чем остальные океаны. Иными словами, рост уровня Северного Ледовитого океана начинается через 15 лет после начала повышения температуры воздуха.

Если бы каждый океан представлял собой изолированный бассейн, то есть не имел гидравлической связи с другими океанами, то величина притока воды с суши всегда была бы больше, чем видимое увеличение объемов воды в нем, так как существует значительный расход на испарение. Этому случаю соответствует неравенство $W_{пр} > \Delta W_{ок}$, где $W_{пр}$ — объем притока в океан, $\Delta W_{ок}$ — изменение объема воды в океане.

Это неравенство, естественно, нарушится за счет поступления воды из одного океана в другой. В этом случае возможно изменение знака в неравенстве на обратный. Сравнение хронологических кривых, осредненных по скользящим 5-летиям, суммарного притока в океаны (Мировой водный баланс, 1974) и представленных в объеме кривых колебания уровня показывают, что в Северном Ледовитом и Атлантическом океанах за весь период наблюдений объем притока превышает увеличение

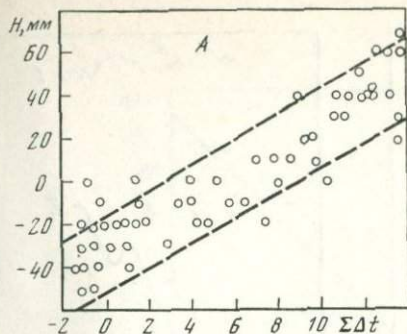
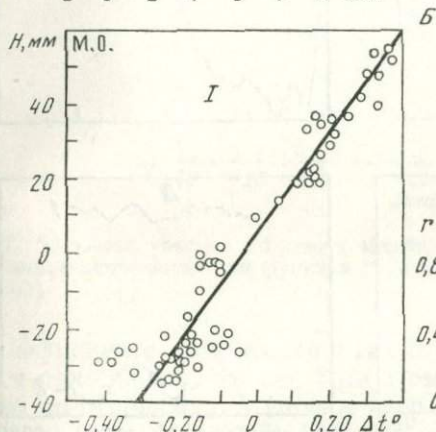
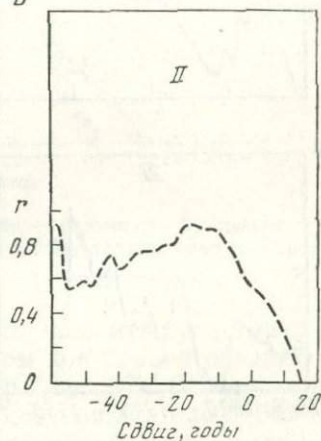


РИС. 54. Связь изменений уровня океана А — с суммой аномалий температуры воздуха Северного полушария, Б — аномалий температуры воздуха (I) для северного полушария и график автокорреляционной функции связи между уровнем океана и температурой воздуха (II)



Б



объема воды в океане. Что касается Индийского и Тихого океанов, то здесь картина несколько иная. В Индийском океане превышение прироста водной массы над притоком поверхностных вод наблюдалось в период с 1949 по 1960 гг., а в Тихом с 1956 по 1960 гг. Эти дополнительные объемы воды могли, вероятно, образоваться здесь за счет притока вод Северного Ледовитого и Атлантического океанов. Превышение прироста водной массы океанов над поверхностным стоком началось на 6—7 лет раньше в Индийском океане по сравнению с Тихим.

По очертаниям кривой хода уровня Северный Ледовитый океан явно отличается от остальных. Его площадь меньше площади Атлантического океана более чем в 6 раз, а Индийского в 5 раз. Объем же стока в Северный Ледовитый океан только в 3,5 раза меньше, чем в Атлантический, и почти такой же, как в Индийский. Отсюда ясно, что на колебания уровня Северного Ледовитого океана многолетний ход стока должен оказывать более сильное влияние, чем в других океанах. Кроме того, следует еще иметь в виду относительную его (по сравнению с другими океанами) замкнутость. Ход изменений прироста объема

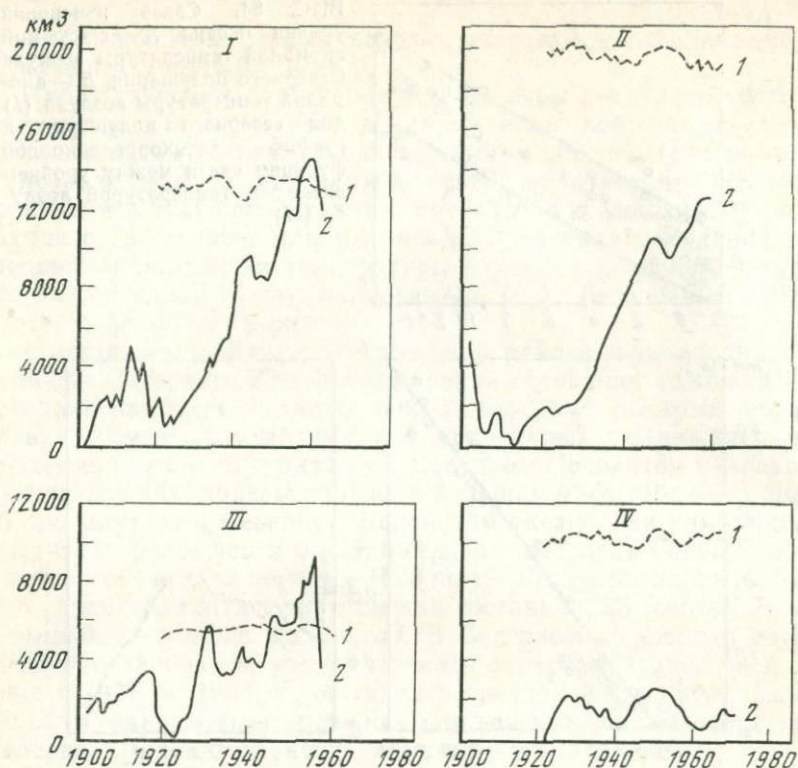


РИС. 55. Приток в океан с поверхности континентов (1) и прирост водной массы океана за счет изменения его уровня (2)

Океаны:

I — Тихий; II — Атлантический; III — Индийский; IV — Северный Ледовитый

за счет изменения уровня Северного Ледовитого океана почти повторяет многолетний ход речного притока в него (рис. 55). Для других океанов этого не наблюдается.

Вследствие определенных изменений в глобальном водообмене в настоящую эпоху, в общем положении уровня Мирового океана должно отразиться иссушение континентов, с которых из-за увеличения испарения, вызванного потеплением, в результате чего через влагооборот в океан могло переноситься значительное количество влаги. Так в настоящее время наблюдается резкое усыхание бессточных озер. Довольно четко прослеживается связь между отрицательным приращением объема крупнейших бессточных озер и положительным приращением объема океана (Kalinin, Kligue, 1973). Анализ взаимной корреляционной функции между обобщенным уровнем бессточных озер и уровнем океана показал, что наибольшая теснота связи при

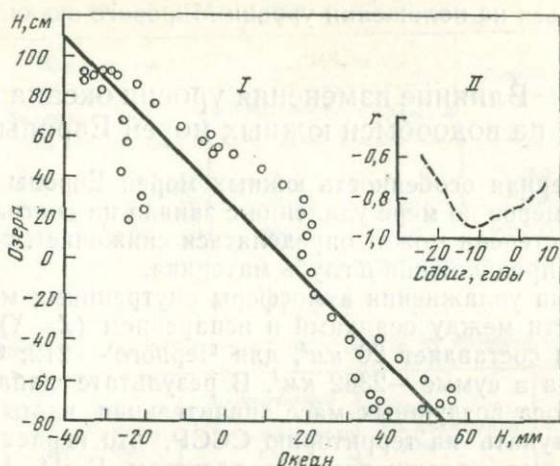


РИС. 56. Связь уровня Мирового океана с уровнями бессточных озер (I) и взаимная корреляционная функция уровней бессточных озер и Мирового океана (II)

коэффициенте корреляции равным 0,92 между ними наблюдается при сдвиге в 13 лет. При этом ход уровня океана запаздывает по отношению к уровню озер (рис. 56). Общее сокращение объема озер за последние 60 лет составило около $40\,000\text{ км}^3$. При поступлении этого количества воды в океан его уровень мог повышаться со средней скоростью около $0,2\text{ мм}$ в год.

Одновременно в текущем столетии наблюдалось падение уровня грунтовых вод (Ковалевский и др. 1973), в результате которого запасы подземных вод могли сокращаться приблизительно на 300 км^3 в год.

В то же время в результате гидротехнического строительства в водохранилищах Мира накоплены запасы воды более чем 5000 км^3 .

ТАБЛИЦА 21

Возможное влияние изменения водообмена на уровень океана

Составляющие водного баланса	Изменение объема воды, $\text{км}^3/\text{год}$	Изменение уровня океана, $\text{мм}/\text{год}$
Сокращение объема озер	- 60	+0,2
Сокращение объема подземных вод	-300	+0,8
Таяние ледниковых покровов	-250	+0,7
Создание водохранилищ	+ 70	-0,2
Полноление Мирового океана	+540	+1,5

Все эти обстоятельства приводили к определенному изменению составляющих баланса гидросферы Земли, что должно было отразиться на положении уровня Мирового океана (табл. 21).

Влияние изменения уровня океана на водообмен южных морей Европы

Характерная особенность южных морей Европы — уменьшение их размеров по мере удаления с запада на восток, что в значительной степени может определяться снижением обводненности по мере продвижения в глубь материка.

Величина увлажнения атмосферы внутренними морями, равная разности между осадками и испарением ($Z-X$), для Азовского моря составляет 20 км^3 , для Черного — 212, Средиземного — 2130, а в сумме — 2362 км^3 . В результате западно-восточного переноса воздушных масс значительная часть этой влаги может поступать на территорию СССР, что играет существенную роль в ее увлажнении. По расчетам Г. П. Калинина и Л. П. Кузнецовой (1972), суммарный поток влаги, приносимый с запада по границе Мурманск-Одесса составляет 6551 км^3 , а вдоль северного и восточного побережий Черного моря — $1300-1400 \text{ км}^3$ в год. Это вполне соизмеримо с величиной увлажнения внутренними морями.

Определенное влияние на режим морей оказывает и их морфометрия. Основные морфометрические характеристики южных морей Европы приводятся в табл. 22, которая составлена, преимущественно, по данным Гончарова В. П. и др. (1965), Добровольского А. Д. и Залогина Б. С. (1965), Истошина Ю. В. (1969), «Современного и перспективного водного баланса южных морей СССР» (1972) и «Океанографической энциклопедии» (1974). Длина береговой линии взята по данным лаборатории Морской геоморфологии Московского Университета.

В настоящее время на побережье Азовского, Черного и Средиземного морей существует обширная сеть морских станций, на которых ведутся многолетние систематические наблюдения за уровнем моря. Для выявления характера и величины колебаний средних годовых уровней были привлечены материалы 142 морских станций, из которых 21 станция располагается на Азовском, 43 — на Черном и 78 — на Средиземном морях. Период наблюдений за уровнем моря на этих станциях составляет от 2—3 до 95 лет (табл. 23).

При этом продолжительность наблюдений на основной массе станций (около 80%) не превышает 50 лет, из них более половины не превышает 20 лет. Лишь на 10 станциях (7%) период наблюдений составляет 70—95 лет (табл. 24). Наиболее длительные периоды наблюдений за морским уровнем находятся в пределах СССР: Керчь — 95 лет, Очаков и Потти — 94 года, Се-

ТАБЛИЦА 22
Морфометрия южных морей Европы

Море	Площадь, км		Глубина		Длина берега, км	Объем водной массы, км ³
	бассейна	моря	максимальная, км	средняя, м		
Азовское	556 616	36 820	13,5	9	2 686	324
Черное	700 000	420 325	2245	1301	6 100	547 015
Средиземное	3 700 000	2 501 452	5092	1536	23 600	3 842 210

ТАБЛИЦА 23
Количество станций в период наблюдений за уровнем моря

Море	Начало наблюдений за уровнем моря, годы	Максимальный период наблюдений за уровнем, число лет	Количество пунктов наблюдений за уровнем моря	Средняя длина берега на 1 пункт наблюдений, км
Средиземное	1874	81	78	300
Черное	1874	94	43	142
Азовское	1873	95	21	110
	—	—	142	232

востополь — 93 года. Следует отметить большую неравномерность расположения пунктов наблюдений по морскому побережью — более 70% из них на северных побережьях морей.

Наиболее развита сеть постоянно действующих морских станций располагается в северной и восточной частях побережья Черного моря в пределах СССР (около 40%). Наименее освещены наблюдениями побережья Африки в районе Ливии и Египта.

В среднем на побережье рассматриваемых морей один пункт наблюдений за уровнем моря приходится на 232 км берега, а для южного побережья Средиземного моря — на 794 км берега.

Для восстановления пропусков и продления рядов наблюдений строились графики связи уровенных наблюдений между морскими станциями, достаточно близко расположенными между собой и находящимися в сравнительно однородных условиях (рис. 57).

В результате тщательного изучения материалов океанографических наблюдений и современных вертикальных движений для анализа годовых колебаний уровня Азовского, Черного и Средиземного морей из 142 пунктов наблюдений за уровнем было выбрано 41 пункт по возможности равномерно располагающихся по побережью, с наиболее достоверными данными и достаточно длительным периодом наблюдений. Для контроля и уточнения

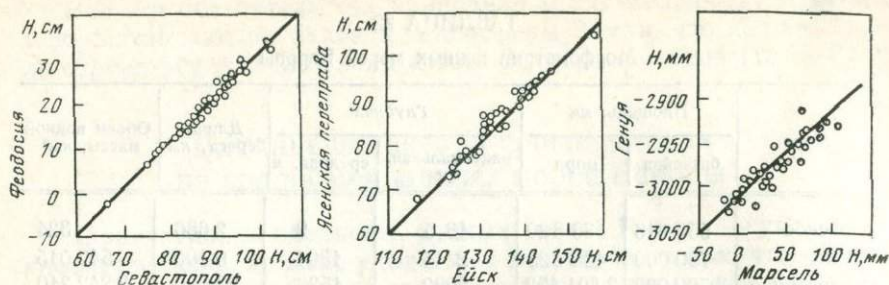


РИС. 57. Связь изменения уровня моря по отдельным постам

использованных материалов привлекались и другие пункты наблюдений.

Хронологические графики колебаний годового уровня Средиземного, Черного и Азовского морей, приведенные к среднему

ТАБЛИЦА 24

Количество пунктов и период наблюдений за уровнем

Годы наблюдений	Количество пунктов начинающих наблюдения, n	Σn	Период наблюдений	Количество действующих пунктов
-----------------	---	------------	-------------------	--------------------------------

Черное и Азовское море

1871—1880	6	6	0—10	7
1881—1890	5	11	11—20	10
1891—1900	0	11	21—30	11
1901—1910	2	13	31—40	7
1911—1920	10	23	41—50	14
1921—1930	21	44	51—60	6
1931—1940	6	50	61—70	2
1941—1950	5	55	71—80	0
1951—1960	8	63	81—90	3
1961—1970	1	64	91—100	4

Средиземное море

1871—1880	1	1	0—10	34
1881—1890	7	8	11—20	9
1891—1900	17	25	21—30	16
1901—1910	6	31	31—40	2
1911—1920	4	35	41—50	5
1921—1930	8	43	51—60	2
1931—1940	12	55	61—70	7
1941—1950	6	61	71—80	2
1951—1960	14	75	81—90	1
1961—1970	3	78		

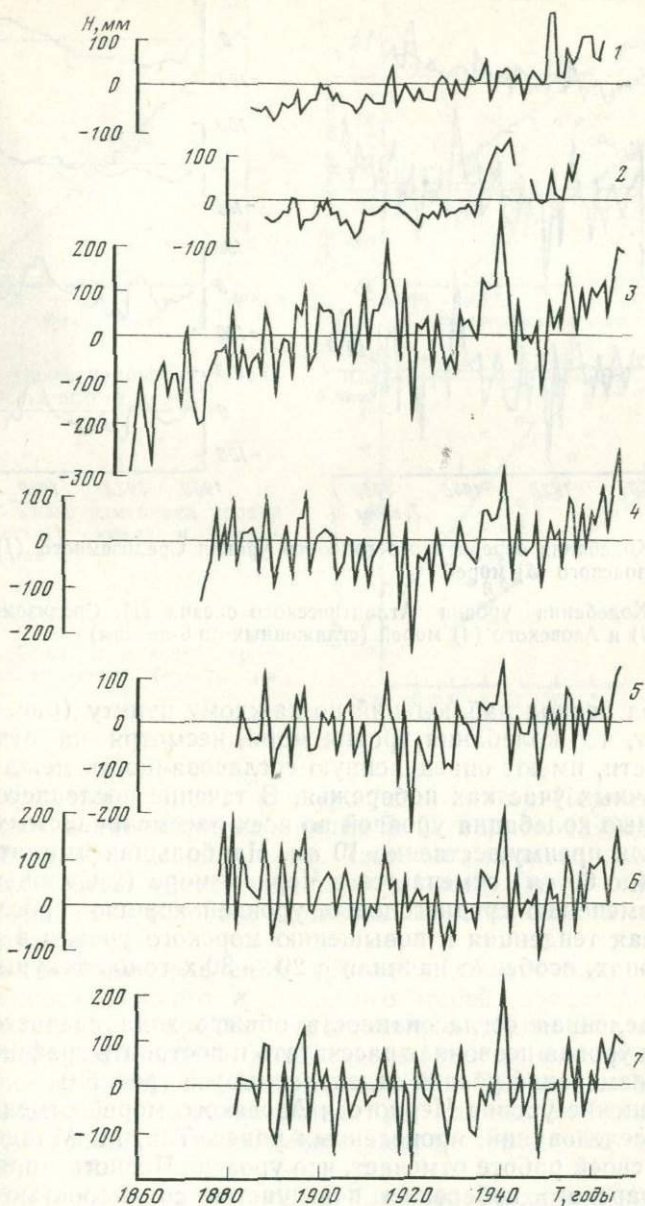


РИС. 58. Колебания средних годовых уровней в отдельных пунктах Средиземного (1 — Марсель; 2 — Порт Вендерс), Черного (3 — Сулина, 4 — Очаков, 5 — Батуми) и Азовского (6 — Геническ, 7 — Таганрог) морей

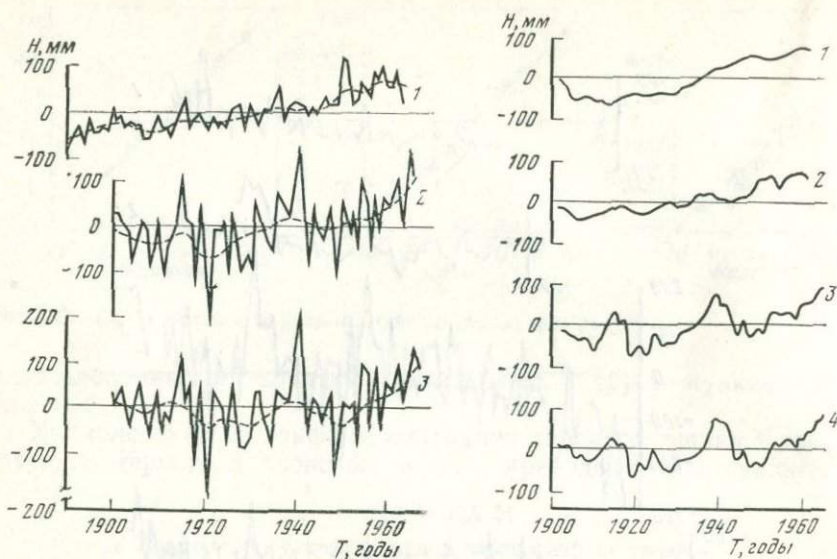


РИС. 59. Колебания осредненного годового уровня Средиземного (1), Черного (2) и Азовского (3) морей

РИС. 60. Колебания уровня Атлантического океана (1), Средиземного (2), Черного (3) и Азовского (4) морей (сглаженных по 5-леткам)

уровню за период наблюдений по каждому пункту (рис. 58) показывают, что колебания уровня моря, несмотря на отдельные особенности, имеют определенную согласованность между собой на различных участках побережья. В течение последнего столетия годовые колебания уровней во всех рассматриваемых морях составляли преимущественно 10 см. Наибольшая амплитуда изменений (до 60 см) отмечается в Черном море (у Сулины).

По изменению среднегодовых уровней хорошо прослеживается общая тенденция к повышению морского уровня в различных районах, особенно начиная с 20 — 30-х годов текущего столетия.

Определенная согласованность общего хода среднегодового морского уровня позволяет рассчитать и построить графики обобщенных изменений уровня отдельных морей (рис. 59).

Повышение уровня Черного и Азовского морей отмечается и в ряде исследований, проведенных ранее. Так, М. Младеновски (1964) в своей работе отмечает, что уровень Черного моря в районе болгарского побережья повышается со скоростью от 6,9 (в районе г. Варна) до 7,6 мм в год (в районе г. Бургас). Повышение уровня в этом районе подтверждается и работами Х. Маркова (1970), который для периода 1922 — 1963 гг., дает изменение уровня +307—341 мм. В работе Е. Кръстевой

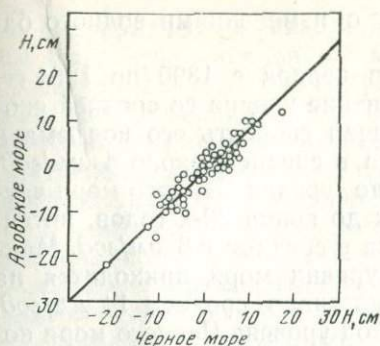


РИС. 61. Связь изменений уровня Черного и Азовского морей

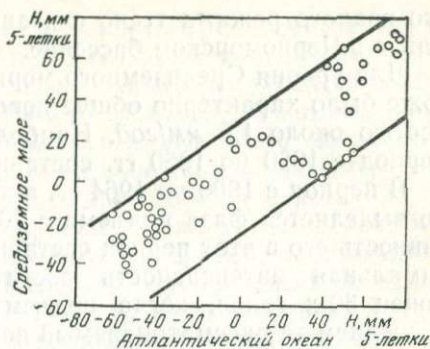


РИС. 62. Связь изменений уровня Атлантического океана и Средиземного моря

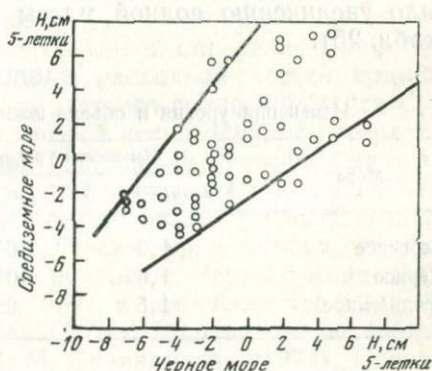


РИС. 63. Связь изменений уровней Средиземного и Черного морей

(1972) отмечается повышение уровня по всему Черноморскому побережью. В своих исследованиях В. Х. Герман (1971) отмечает, что средний годовой уровень Азовского моря, по данным 8 водомерных постов, имеет тенденцию к медленному повышению, средняя скорость которого для большинства постов не превышает 1,5 мм в год.

Сопоставление колебания уровней Атлантического океана, Средиземного, Черного и Азовского морей, представленных в виде отклонения от среднего многолетнего уровня и осредненных по скользящим 5-леткам, позволяет выяснить некоторые общие изменения для этих бассейнов (рис. 60). График хода уровня Атлантического океана рассчитан по данным наблюдений 39 морских станций, Средиземного моря — по 6, Черного — 25, Азовского — 10.

Особенно хорошее сходство наблюдается в ходе уровней Черноморского и Азовского морей, что показывает достаточно тесную связь между колебаниями их уровней в отклонениях от среднего за период с 1900 по 1967 гг. (рис. 61). Это же обстоятельство говорит о том, что Азовское море в значительной степени может рассматриваться как залив Черного моря, и изменения

его водного режима тесно связаны с изменениями водного баланса в Черноморском бассейне.

Для уровня Средиземного моря в период с 1890 по 1964 гг. тоже было характерно общее повышение уровня со средней скоростью около 1,5 мм/год. Наибольшая скорость его подъема в период с 1920 по 1960 гг. составила в среднем около 4 мм/год.

В период с 1900 по 1964 гг. в ходе уровня Черного моря четко выделяется фаза подъема с 20-х до конца 30-х годов, интенсивность его в этот период составила в среднем 6,8 мм/год. Максимальная интенсивность роста уровня моря приходится на конец 30-х годов, когда подъем достиг в среднем 14 мм/год. В среднем за рассматриваемый период уровень Черного моря повышался со средней скоростью около 1,6 мм/год, что соответствовало увеличению водной массы Черного моря почти на 1 км³ (табл. 25).

ТАБЛИЦА 25

Изменения уровня и объема южных морей с 1900 по 1964 гг.

Море	Изменения уровня		Изменения объема	
	мм/год	мм	км ³ /год	Σ км ³
Азовское	1,6	104	0,058	3,8
Черное	1,6	104	0,672	43,7
Средиземное	1,5	98	3,752	243,9

Приблизительно такие же изменения наблюдались и в положении уровня Азовского моря, масса которого с 1900 по 1967 гг. увеличилась приблизительно на 0,06 км³ в год.

С повышением уровня южных морей Европы в последнем столетии в значительной степени связаны заметные изменения их побережий. Активизация абразионных процессов в современную эпоху характерна и для ряда районов Черноморского побережья.

В целом за счет изменения уровня моря масса воды в южных морях Европы, по расчетам, должна была с начала нашего века увеличиться более чем на 290 км³.

Анализ связи среднегодовых уровней Средиземного моря и Атлантического океана, осредненных по скользящим 5-леткам (рис. 62) с 1900 по 1964 гг. показывает, что она достаточно тесная и отражает большую зависимость средиземного морского режима от режима вод Атлантики. Определенный разброс точек может отражать влияние других составляющих водного баланса Средиземного моря особенно стока и испарения.

С 1920 до 1964 гг. четко проявляется общее повышение уровня, при котором средняя интенсивность повышения его для Атлантического океана составила 2,9 мм, для Средиземного моря — 2,5 мм в год.

Гидравлическая связь между Черным и Средиземным морями достаточно сложная, что может быть подтверждено графиком связи уровней этих морей (рис. 63), сглаженных по скользящим 5-леткам, за период с 1900 по 1964 гг., который показывает значительный разброс точек. Тем не менее эта связь достаточно определенно показывает, что высоким положениям уровня одного моря соответствуют высокие уровни другого и наоборот.

В многолетних колебаниях уровня Черного и Азовского морей, с одной стороны, и Средиземного, — с другой, наблюдаются довольно заметные различия. Последние обусловлены в основном особенностями водного баланса каждого из этих морей. Вместе с тем для всех морей характерен общий подъем уровня, особенно четко выраженный с начала 20-х годов до середины 60-х примерно с одинаковой интенсивностью.

Изменение объема водной массы морей определяется соотношением составляющих приходной и расходной частей водного баланса. Для анализа среднесуточного водного баланса Средиземного, Черного и Азовского морей использовались результаты исследований многих авторов. Так, оценка атмосферных осадков и испарения Азовского моря приводится по данным ГОИНа (Современный и перспективный водный баланс..., 1972), а водообмен через проливы Тонкий и Керченский приводится по данным Э. Н. Альтмана (1973). Осадки и испарение Черного моря даются по данным Е. В. Солянкина (1962), а водообмен через пролив Босфор — по И. М. Овчинникову (1974). Водный баланс Средиземного моря приводится по И. М. Овчинникову (1974). Поверхностный сток в Черное и Азовское моря рассчитан в Институте водных проблем АН СССР. Оценка подземного стока сделана на основе исследований И. С. Зекцера и Р. Г. Джамалова, рассчитавших поступление подземных вод в Средиземное море с учетом различных геолого-гидрогеологических условий побережья. Эти авторы показали, что подземный сток в море может составлять величину порядка 62 км^3 в год.

Следует отметить, что расходная и приходная части водного баланса южных морей (табл. 26) не уравновешены, поскольку в современную эпоху наблюдается направленное изменение водообмена.

Одним из важных компонентов водного баланса морей, который может оказывать заметное влияние на их водный режим, является речной сток. Для таких морей как Азовское и Черное, где речной сток составляет 42,5 и 51,8% приходной части водного бюджета, он оказывает решающее влияние на колебания морского уровня. Коэффициент вариации поверхностного стока в эти моря составляет 0,20—0,30. Исследования показывают достаточно хорошую связь между колебаниями от года к году речного стока и уровнем моря с коэффициентом корреляции 0,8—0,9. Следует учесть, что суммарный сток Дуная и Днестра составляет только 75% годового стока в Черное море в средний по водности

ТАБЛИЦА 26

Среднегодовой водный баланс южных морей Европы для периода с 1900 по 1964 гг. (в км³)

Море	Поверхностный сток	Подземный сток	Атмосферные осадки	Испарение
Азовское	+36,0	+0,7	+14,2	-34,3
Черное	+370	+7,4	+118	-330
Средиземное	+422	+62,0	+1300	-3480

Море	Водообмен через проливы				
	пролив	приток	сток	результуирующая	
				по проливу	общая
Азовское	Тонкий	+0,3	-1,5	-1,2	-16,5
	Керченский	+33,5	-48,8	-15,3	
Черное	Керченский	+48,8	-33,8	+15,3	
	Босфор	+170	-350	-180	-164,7
Средиземное	Дарданеллы	+350	-170	+180	
	Гибралтар	+42320	-40800	+1520	+1700

Примечание. Невязка баланса составляет в Азовском море +0,1, в Черном +0,7, в Средиземном +4,0 км³

год. В среднем за период 1900 — 1970 гг. в Черное и Азовское моря поступало около 406 км³ речной воды в год.

В многолетнем ходе суммарного речного стока в Азовское и Черное моря наблюдается определенная согласованность (рис. 64). В то же время сопоставление колебаний морского уровня с притоком поверхностных вод, осредненных по скользящим 5-леткам показывает, что фазы подъема и спада уровней морей хорошо согласуются с аналогичными фазами в стоке. Определенная связь между уровнем Черного моря и суммарным речным притоком (при 5-летнем осреднении) может быть подтверждена графически (рис. 65). Сравнительно большой разброс точек этой связи зависит от изменения других составляющих водного баланса (осадков и испарения) и от изменчивости водообмена через проливы.

В расходной части бюджета Азовского и Черного морей, значительную долю составляет испарение (40,5 и 46,2%) с водной поверхности. В то же время изменчивость испарения сравнительно небольшая, ее коэффициент вариации составляет около 0,06. Поэтому роль испарения в изменении морского режима от года к году должна быть значительно меньше поверхностного стока. В то же время следует иметь в виду, что в последнем столетии наблюдалось заметное повышение температуры воды и воздуха.

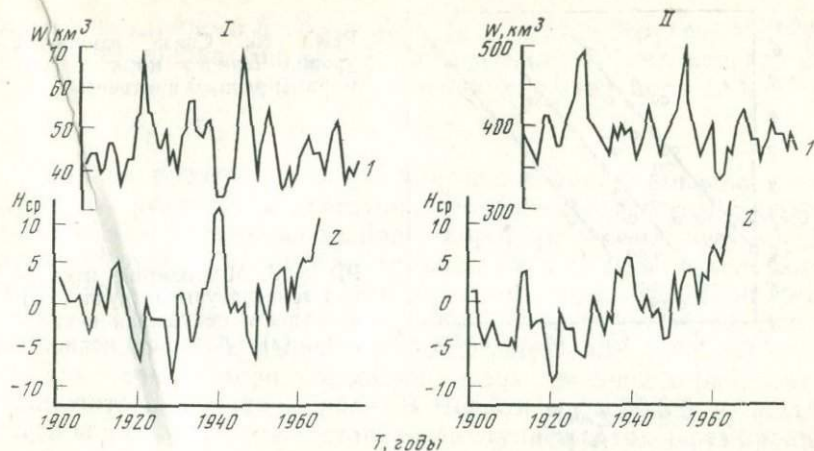


РИС. 64. Изменения стока рек (1), впадающих в Азовское (I) и Черное (II) моря и их уровня (2)

По данным Государственного океанографического института (Современный и перспективный баланс..., 1972), средняя температура Азовского моря с 1900 по 1966 г., повысилась в среднем на $0,42^\circ$, а в районе Таганрога на $0,72^\circ$.

Изменение температурных условий должно было определенным образом повлиять на изменение водного баланса Азовского моря, увеличив испарение с его поверхности. Исследования показывают, что с 1920 по 1945 гг. (Матушанская, 1962; Современный и перспективный водный баланс..., 1972) испарение с водной поверхности Азовского моря увеличилось почти на 10 км^3 (рис. 66). После 1945 г. наблюдается прекращение роста испарения вместе с прекращением роста температуры воздуха. Температура воздуха (см. рис. 66) приводится для Северного полушария, кроме экваториальных широт, по данным Л. П. Спириной (Будыко, Винников, 1973).

Атмосферные осадки на поверхность Азовского и Черного морей составляют около 17% приходной части водного баланса. Коэффициент вариации их составляет около 0,1—0,2. Поэтому осадки должны оказывать очень небольшое влияние на изменение водного баланса морей.

Анализ изменения пресноводного баланса Азовского моря $Q - (Z - X)$, по которому имеются наиболее полные данные, показывает, что с 1926 по 1970 гг. он мог меняться в значительных пределах (от -2 до $+46 \text{ км}^3$) с небольшой тенденцией к снижению за весь период на $5-6 \text{ км}^3$ (рис. 67). Последнее обстоятельство в значительной степени связано с повышением температуры и увеличением испарения с водной поверхности.

Большую роль в водном балансе Азовского и Черного морей играет водообмен через проливы. Так, в Азовском море 40%

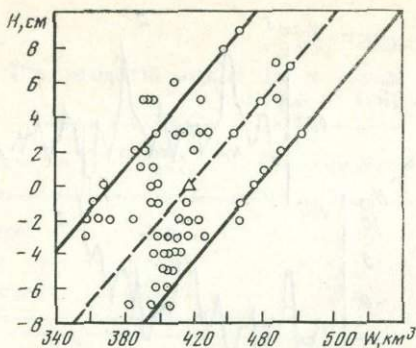
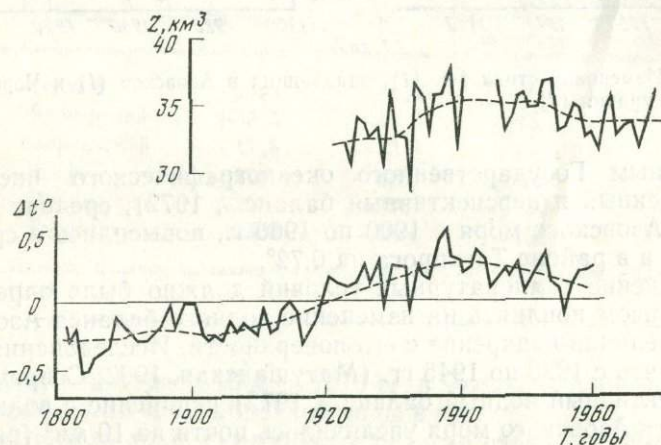


РИС. 65. Связь изменений уровня Черного моря с суммарным речным притоком

РИС. 66. Многолетние изменения температуры воздуха (Δt°) в северном полушарии и испарения (z) с Азовского моря



приходной части водного баланса составляет поступление вод через проливы (Тонкий 0,3% и Керченский 39,7%), и около 60% (Тонкий —1,8% и Керченский —57,7%) расходной части водного баланса, сток через них.

Исследования водообмена через Керченский пролив с 1950 по 1970 гг. показывают, что как сток из Азовского моря, так и приток в него могут значительно меняться от сезона к сезону, и от года к году (Альтман, 1973). Хотя в отдельные сезоны черноморский поток может превышать азовский, годовые величины последнего обычно всегда больше черноморского. По данным Альтмана Э. Н., результирующая водообмена имеет тенденцию к снижению (рис. 68).

Определенный интерес представляют исследования многолетних изменений результирующей водообмена через Керченский пролив (Q_K), которые за отдельный год могут быть определены по элементам водного баланса Азовского моря: осадков на морскую поверхность моря (X_A) и испарения (Z_d) с нее, поверхност-

ного и подземного стока в море (Y_A), результирующий водообмен через пролив Тонкий (Q_T) и изменения объема морской водной массы в зависимости от изменения уровня моря (ΔW_H).

$$Q_K = (X_A - Z_A) + Y_A \pm Q_T \pm \Delta W_A. \quad (1)$$

Анализ водообмена через Керченский пролив показал, что полученные результаты достаточно хорошо согласуются с результатами Э. Н. Алтмана за более короткий отрезок времени. Результирующая водообмена в период с 1923 по 1967 гг. колебалась в пределах от -5 до $+50 \text{ км}^3$ с общей тенденцией к снижению стока из Азовского в Черное море, составившего за рассматриваемый период в среднем несколько более 4 км^3 (рис. 69).

Для Черного моря водообмен через проливы играет также исключительно важную роль. В Черном море 30,6% приходной части водного баланса составляет поступление вод через проливы (Керченский 6,8% и Босфор 23,8%) и около 53,8% (Керченский 4,7%, Босфор 49,1%) расходной части — сток через них (табл. 19).

Анализ составляющих водного баланса Черного моря позволяет приближенно рассчитать результирующую водообмена (Q_B) через пролив Босфор, которые играют большую роль в режиме Черного моря

$$Q_B = (X_{\text{ч}} - Z_{\text{ч}}) + Y_{\text{ч}} \pm Q_K \pm \Delta W_{\text{ч}}, \quad (2)$$

где $X_{\text{ч}}$ — осадки на поверхность и $Z_{\text{ч}}$ — испарение с поверхности моря, $Y_{\text{ч}}$ — поверхностный и подземный сток, Q_K — водообмен через Керченский пролив и $\Delta W_{\text{ч}}$ — изменение объема моря в зависимости от изменения его уровня.

Исследования изменений результирующей водообмена через пролив Босфор (Q_B) показывают, что ее колебания в период с 1923 по 1967 гг. могли составлять величину от 36 до 340 км^3 и равнялись в среднем 171 км^3 (см. рис. 69). Следует отметить, что в этот период результирующая водообмена через Босфор снизилась и составила около 46 км^3 .

Водный баланс Средиземного моря имеет свои характерные особенности. Так, речной сток в Средиземное море составляет около 1% его приходной части водного бюджета и поэтому не может влиять достаточно существенно. Основную роль в изменении режима Средиземного моря играет водообмен через проливы и в первую очередь через Гибралтар.

Расчеты водообмена через Гибралтар, проведенные И. М. Овчинниковым (1974), показывают, что средняя величина притока через него в Средиземное море составляет около $42\,230 \text{ км}^3$ или 95,3% приходной части водного бюджета, а сток в Атлантический океан близок к $40\,800 \text{ км}^3$ или 91,2% расходной части бюджета (табл. 26). Для Средиземного моря эти объемы составляют около 17 м слоя воды, что свидетельствует о большом влиянии Атлантического океана на режим Средиземного моря. Многолетние ко-

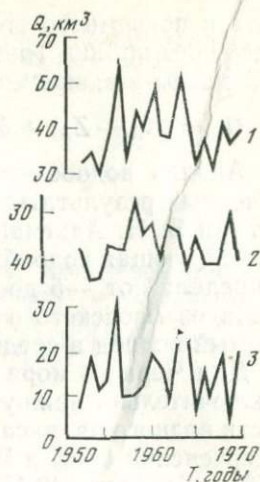
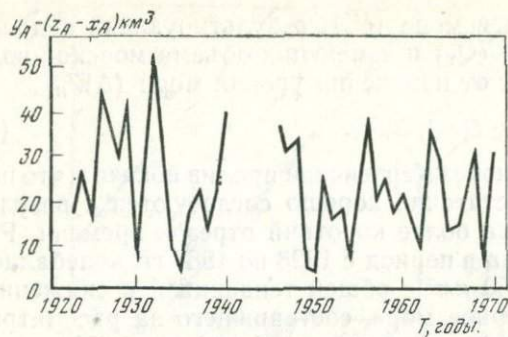


РИС. 67. Изменения пресного баланса Азовского моря

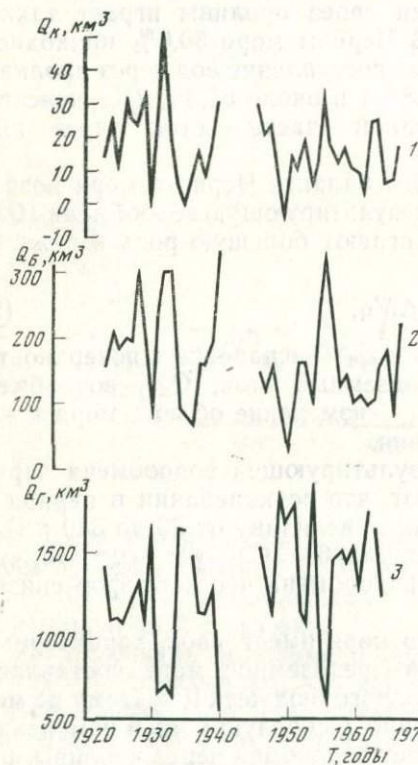


РИС. 68. Изменения водообмена Азовского моря через Керченский пролив по данным Э. Н. Альтмана

1 — сток из моря;
2 — приток в море;
3 — результирующая водообмена

РИС. 69. Изменения результирующей водообмена через проливы: Керченский (1), Босфор (2) и Гибралтар (3)

лебания уровня Средиземного моря и его повышение в последнем столетии были тесно связаны с изменением уровня Атлантического океана, результирующий приток из которого составляет, по данным И. М. Овчинникова, около 1520 км^3 в год.

Испарение с водной поверхности Средиземного моря, хотя и довольно большое (около 3430 км^3), но составляет всего 8% расходной части водного бюджета.

Анализ изменения результирующей водообмена через Гибрал-

тарский пролив (Q_T) на основе расчета составляющих водного баланса Средиземного моря (Z_C — испарение, X_C — осадки, Y_C — сток, Q_B — приток через Дарданеллы) с учетом приращения объема моря за счет изменения его уровня (ΔW_C)

$$Q_T = (Z_C - X_C) - Y_C \pm Q_B + \Delta W_C \quad (3)$$

показывает, что она в период с 1923 по 1964 гг. увеличивалась, в результате чего сток из Атлантического океана в Средиземное море увеличился в среднем на 245 км^3 .

Следует отметить, что изменения водного баланса южных морей Европы, которые в настоящее время происходят преимущественно под влиянием изменения термических условий и глобального водообмена, несут в себе и определенное влияние искусственных факторов, связанных с деятельностью человека, с каждым десятилетием вносящего все более заметный эффект в процессы водообмена южных морей и всего глобального водообмена.

Последнее обстоятельство связано с появлением новых процессов, вызванных созданием водохранилищ, изменением количества и качества поверхностных вод, стекающих в моря и Мировой океан, изменением (пока еще малым) климатических условий и испарение с поверхности суши. Чем больше размеры водоемов, тем медленней, но также неотвратимо сказывается деятельность человека и на режиме вод океана. Что же касается вод внутриматериковых морей, то здесь во многих случаях деятельность человека уже в ближайшее время будет оказывать не меньшее, чем естественные процессы, воздействие на гидрологический, гидрохимический и гидробиологический режим морей. Это делает проблему взаимодействия соленых (океанических и морских) и пресных вод (вод суши) более актуальной, чем когда либо раньше.

ЛИТЕРАТУРА

- Агапова Г. В.* и др. Геоморфология и особенности распределения подводных гор в Мировом океане (I съезд советских океанологов, вып. 3). М., «Наука», 1977.
- Альтман Э. Н.* Водообмен через Керченский пролив в условиях зарегулированного стока рек Азовского бассейна.—Океанология, 1973, т. XIII, вып. 3.
- Апродов В. А.* Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса мира. Изд-во МГУ, 1965.
- Артюшков Е. В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли.—Изв. АН СССР, физика Земли, 1968, № 9.
- Артюшков Е. В.* Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1970, № 5.
- Атлас Антарктики. Л., «Гидрометеиздат», 1966.
- Бабак В. И.* О возможной природе и периодичности эвстатических движений уровня океана в позднем кайнозое, по данным региональной геоморфологии.—В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, сб. 2. Изд-во МГУ, 1969.
- Бадюкова Е. Н., Лукьянова С. А.* Влияние уплотнения рыхлых осадочных толщ на вертикальную подвижность прибрежных территорий.—Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1976, № 5.
- Бакулин П. И., Кононович Э. В., Мороз В. И.* Курс общей астрономии. М., «Наука», 1974.
- Берг Л. С.* Уровень Каспийского моря за историческое время.—Проблема физической географии, вып. 1, 1934.
- Берсенев И. И.* Опыт геологической съемки материкового склона в пределах акватории залива Петра Великого.—В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1972.
- Блотген И.* География климатов, т. 2. М., «Прогресс», 1973.
- Бобров Ю. П.* Структуры уплотнения. Изд-во Саратовского ун-та, 1968.
- Будыко М. И., Винников К. Я.* Современные изменения климата.—Метеорология и гидрология, 1973, № 9.
- Буторин Н. В.* Вековые изменения среднего уровня Атлантического океана и их связь с циркулирующей атмосферой. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Васильковский Н. П.* Непостоянство уровня Мирового океана в геологическом прошлом.—Океанология, 1973, № 6.
- Васильковский Н. П.* К проблеме прогибания ложа океанов.—В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана, Владивосток. Тин. отд. ин-та океанологии ДВНЦ АН СССР, 1974.
- Венк Э.* Минеральные ресурсы океана.—В кн.: Океан. М., «Мир», 1971.
- Вильсон Д.* Геофизика и рост континентов.—Природа, 1959, № 8.
- Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
- Волков В. И.* О возможном сокращении мощностей пластов в ряду торф-антрацит.—Советская геология, 1964, № 5.
- Вольдштедт П.* Уровни межледниковых трансгрессий в Северо-Западной Европе как показатель тектонических и изостатических движений.—В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода. М., ИЛ, 1955.
- Воскресенский С. С.* Одновременность основных этапов развития рельефа и неотектонических движений на территории СССР.—В кн.: Проблемы тек-

- тонических и неотектонических движений и новейших структур земной коры. М., «Наука», 1967.
- Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д. Геофизические исследования строения земной коры в области Атлантического океана. М., «Недра», 1967.
- Гаккель Я. Я., Деменицкая Р. М., Карасик А. М., Исаев Е. Н., Ушаков С. А. Морфология, физические поля и глубинная структура Арктического бассейна. II Океанографический конгресс. М., 1966.
- Геденов А. Д. Изменения температуры воздуха на северном полушарии за 90 лет. Л., Гидрометеоздат, 1973.
- Герман В. Х. Исследование и расчет вероятностных характеристик экстремальных уровней моря.— Труды ГОИН, 1971, вып. 107.
- Гершанович Д. Е. Рельеф и современные осадки берингоморского шельфа.— Труды ВНИРО, 1962, т. 46.
- Гершанович Д. Е. Основные черты геоморфологии дна Берингова моря и залива Аляска.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1969, вып. 31.
- Голдтзуйт Р., Дрейманис А., Форсайт Д., Карроу П., Уайт Д. Плейстоценовые отложения ледникового языка Эри.— В кн.: Четвертичный период в США, т. I. М., «Мир», 1968.
- Гончаров В. П., Емельянов А. П., Михайлов О. В., Цылев Ю. И. Площади и объемы Средиземного и Черного морей.— Океанология, 1965, т. V, вып. 6.
- Девирц А. Л., Благоволин Н. С., Лелиенберг Д. А., Серебрянный Л. Р. Динамика прибрежно-морской и донной седиментации Балтики и Понто-Каспия по радиоуглеродным данным (Международный геохимический конгресс). Тезисы Докладов, т. 2. М., «Наука», 1974.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.
- Джамалов Р. Г., Зекцер И. С., Мехетели А. В. Подземный сток в моря и Мировой океан. М., «Наука», 1977.
- Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М., «Мысль», 1965.
- Дуванин А. И. Уровень моря. М., Гидрометеоздат, 1956.
- Дуванин А. И., Калинин Г. П., Клизе Р. К. О многолетних колебаниях уровня океанов, некоторых морей и озер.— Вестн. МГУ, Сер. V, 1975, № 6.
- Желнин Г. А., Ковалевский М. Н., Лесис И. П. Развитие работ по изучению современных движений в Прибалтике.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., «Наука», 1969.
- Живаго А. В. Проблемы геоморфологии Южного океана. М., «Наука», 1971.
- Затонский Л. К., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б.— Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги.— Океанология, 1961, № 3.
- Звонарев К. А., Фролов Ю. С., Черплева Ф. А. Новые данные по морфометрии Мирового океана.— Докл. к XXII Междунар. геогр. конгр., 1972.
- Земная кора. М., ИЛ, 1956.
- Зенкович В. П. Влияние эвстатических колебаний уровня океана на рельеф дна и побережий.— Труды ИГ АН СССР, 1946, вып. 37.
- Зенкович В. П. Динамическая классификация морских берегов.— Труды ИО АН СССР, 1954, т. 10.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Ильин А. В. Основные черты геоморфологии дна Атлантического океана. В кн.: Условия седиментации в Атлантическом океане. М., «Наука», 1971.
- Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. Автореф. докт. дис. М., 1972.
- Ионин А. С., Каплин П. А. Особенности формирования морских террас.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1956, № 5.
- Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Типы берегов и побережий Мирового океана, их классификация и вопросы районирования.— В кн.: Геогр. проблемы динамики морских берегов. М., «Наука», 1964.
- Истошин Ю. В. Океанология. Л., Гидрометеоздат, 1969.
- Калинин Г. П., Клизе Р. К. К вопросу о вековых колебаниях уровня Мирового океана.— В сб.: Формирование ресурсов вод суши. М., «Наука», 1972.

- Калинин Г. П., Кузнецова Л. П. О расчетах элементов водного баланса атмосферы и речных бассейнов.— Водные ресурсы, 1972, № 1.
- Калинин Г. П., Клиге Р. К. Изменение уровня Мирового океана.— В кн.: Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л., Гидрометеониздат, 1974.
- Калинин Г. П., Клиге Р. К. Исследование уровня Мирового океана как показателя динамики водного баланса Земли.— Труды IV Всесоюз. Гидролог. съезда, т. 2. Л., Гидрометеониздат, 1976.
- Калинин Г. П., Клиге Р. К., Бреслав Е. И. К расчету колебаний среднего уровня океана.— Водные ресурсы, 1974, № 1.
- Калинин Г. П., Бреслав Е. И., Клиге Р. К. Исследование изменения среднегодового уровня океана и некоторых морей.— В кн.: Глобальный водообмен. М., «Наука», 1975.
- Калинин Г. П., Клиге Р. К., Шлейников В. А. К вопросу учета современных вертикальных движений морских побережий при исследовании уровня Мирового океана.— В сб.: Колебания уровня Мирового океана и некоторые вопросы морской геоморфологии. М., «Наука», 1975.
- Калинко М. К. Нефтегазоносность акваторий мира. М., «Недра», 1969.
- Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана.— В кн.: Рельеф Земли. М., «Наука», 1967.
- Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана.— Автореф. докт. дисс. М., 1972.
- Канаев В. Ф., Нейман А. А., Парин Н. В. Индийский океан. М., «Мысль», 1975.
- Каррей Д. Позднечетвертичная история материковых шельфов США.— В кн.: Четвертичный период в США, т. 1. М., «Мир», 1968.
- Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Масштаб 1 : 2 500 000. М., Изд-во ГУГК СССР, 1971.
- Кинг Ф. Тектоническое развитие средней части Северной Америки в четвертичном периоде.— В кн.: Четвертичный период в США, т. 1, 1968.
- Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным.— Труды ГИН АН СССР, 1974, вып. 257.
- Ковалевский В. С., Максимова Н. Г., Пудова Т. В. Многолетние тенденции в колебаниях уровней подземных вод.— Водные ресурсы, 1973, № 5.
- Ковылин В. М., Мирлин Е. Г. Структура земной коры и тектоника южной и юго-восточной частей Японского моря.— Геотектоника, 1971, № 3.
- Котенев Б. П., Петров О. М. Выходы третичных и четвертичных отложений на материковом склоне Берингова моря.— Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1967, № 4.
- Красный Л. И. Опыт систематики тектонических структур. М., «Недра», 1972.
- Кригер Н. И. Террасовые ряды. Некоторые итоги исследований.— В кн.: Вопросы географии, сб. 63. М., Географгиз, 1963.
- Кръстева Е. Многогодушни колебания на морското ниво във Варна и Бургас.— Годишник на Софийския университет, София, 1972, 64 (на болг. яз.).
- Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М., «Наука», 1969.
- Лазуков Г. И. О связи между четвертичными оледенениями и трансгрессиями на севере Евразии.— В кн.: Антропогенный период в Арктике и Субарктике.— Труды НИИГА, 1965, т. 143.
- Ларина Н. И. Расчет площадей Тихого океана, его морей и ряда котловин.— Океанология, 1968, т. VIII, вып. 4.
- Лебедев В. Г. Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая. Изд-во Саратовского ун-та, 1968.
- Леонов Г. П. Историческая геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Леонтьев Г. И. Об интерпретации результатов повторных нивелировок.— В кн.: Соврем. движение земной коры, вып. 2. Тарту, Изд-во АН ЭстССР, 1965.
- Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. Изд-во МГУ, 1955.
- Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. Изд-во МГУ, 1961.
- Леонтьев О. К. Геоморфология дна Мирового океана. Изд-во МГУ, 1965.

- Леонтьев О. К. Развитие рельефа прибрежной равнины Луизианы в голоцене.— В кн.: Матер. Комис. по изуч. четверт. периода. М., «Наука», 1967.
- Леонтьев О. К. Дно океана. М., «Мысль», 1968а.
- Леонтьев О. К. Геоморфологические типы переходных зон.— Вестник МГУ, Серия геогр., 1968б, № 2.
- Леонтьев О. К. Об изменении уровня Мирового океана в мезозое и кайнозое.— Океанология, 1970, т. 10, № 2.
- Леонтьев О. К. Типы планетарных морфоструктур Земли и некоторые черты их динамики в кайнозое.— Геоморфология, 1971, № 3.
- Леонтьев О. К. Основы физической географии Мирового океана. Изд-во МГУ, 1974.
- Леонтьев О. К. О гигантских аккумулятивных формах абиссальных областей дна Мирового океана. «Океанология», 1975б, т. XV, № 6.
- Леонтьев О. К., Айбулатов Н. А. Новые данные о заливе Провал.— Природа, 1956, № 6.
- Леонтьев О. К., Медведев В. С. Эволюции атоллов Тихого океана.— Природа, 1972, № 9.
- Леонтьев О. К., Сафьянов Г. А. Каньоны под морем. М., «Мысль», 1973.
- Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Медведев В. С. Вертикальные движения земной коры в пределах ложа Тихого океана по данным геоморфологического анализа.— Океанология, 1974, т. 14, вып. 6.
- Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Калинина Л. И. Батиграфическая кривая и размеры планетарных морфоструктур Мирового океана.— Геоморфология, 1974, № 4.
- Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Никифоров Л. Г., Соловьева Г. Д., Холодilin Н. А. Карта типов берегов и побережий Мирового океана.— В кн.: Рельеф и ландшафты, Изд-во МГУ, 1976.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Литвин Е. М. Рельеф дна Норвежского моря.— Труды ПИНРО, 1964, вып. 16.
- Литвин В. М., Емельянова Л. П. Площади Атлантического океана и его частей.— Океанология, 1970, № 4.
- Лукьянова С. А., Холодilin Н. А. Протяженность береговой линии Мирового океана и различных типов берегов и побережий.— Вестник МГУ. Сер. геогр., 1975, № 1.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Марков К. К., Величко А. А., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Плейстоцен. М., «Высшая школа», 1968.
- Марков К. К., Суегова И. А. Эвстатические колебания уровня океана.— В кн.: Современные проблемы географии. М., «Наука», 1964.
- Марков Х. Някои особености в колебанията на черноморското ниво по българското крайбрежие.— Изв. Ин-та океаногр. и рибно стоп. Бълг. АН Варна, 1970 (на болг. яз.).
- Матушанский Г. В. Элементы водного баланса Азовского моря.— В кн.: Гидрометеорологическая обсерватория Черного и Азовского морей. М., Гидрометеоздат, 1962.
- Международная программа океанского бурения (рекомендация 6297 Национальному научному фонду США). АН СССР, Ин-т океанологии, М., 1973.
- Мещеряков Ю. А. Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований.— В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.
- Мещеряков Ю. А., Синягина М. И. Состояние знаний о современных движениях земной коры.— В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л., Гидрометеоздат, 1974.
- Младеновски М. Новото на Черно море записите на пелегните станции в Бур-

- гас и Варна, свързано с резултатите от периодичните нивелирачия между тях.— Изв. на ГУГК, 1964, т. 4 (на болг. яз.).
- Молчанова Т. В.* Магматические породы в связи с тектонической историей архипелага Коргалан (Индийский океан).— Геотектоника, 1972, № 2.
- Морской атлас, т. II. Физико-географический. Изд-во Главного штаба военноморских сил, 1953.
- Москвин М. М.* Меловая система. БСЭ, т. 16, изд. 3. М., Изд-во «Сов. Энциклопедия», 1974.
- Муревский В. И.* Равновеликая проекция для карт Мирового океана.— В кн.: Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М., «Наука», 1975.
- Муромцев А. М.* Опыт районирования Мирового океана.— Труды ГОИН, 1951, вып. 010.
- Найдин Д. П.* О колебаниях уровня Мирового океана в мезозое и кайнозое.— Комплексные исследования природы океана, 1972, вып. 3.
- Никифоров Л. Г.* Морфоструктурный анализ морских побережий. Автореф. докт. дис. М., 1972.
- Никифоров Л. Г.* Структурно-геоморфологические особенности морских побережий.— Геоморфология, 1974, № 2.
- Никифоров Л. Г., Соловьева Г. Д.* Зависимость типов берегов от тектонических движений.— Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1975, № 3.
- Николаев Н. И.* Эвстазия, изостазия и вопросы неотектоники.— Вестник МГУ. Сер. геол., 1972, № 1.
- Николаев Н. И., Шульц С. С.* Карта новейшей тектоники СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1961, № 4.
- Овчинников И. М.* К вопросу о водном балансе Средиземного моря.— Океанология, 1974, т. XIV, вып. 2.
- Океанографическая энциклопедия. Л., Гидрометеиздат, 1974.
- Паренао П. П.* Курс звездной астрономии. М., Гостехиздат, 1946.
- Полдериарт А.* Химия земной коры.— В кн.: Земная кора, И., ИЛ, 1957.
- Полозова Л. Г.* Колебания климата в районе Северной Атлантики.— Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1963, № 2.
- Преображенский Ю. В., Ремизова М. В.* Приведение уровней моря к единому нулю поста с исключением их вековых изменений (метод водного нивелирования). Труды ГОИН, 1959, вып. 37.
- Пронин А. А.* Альпийский цикл тектонической истории земли. Кайнозой. Проблемы возраста современных океанов. Л., «Наука», 1973.
- Пуцаровский Ю. М., Безруков П. Л.* О тектонике восточной части Индийского океана.— Геотектоника, 1973, № 6.
- Равикович А. И.* Современные и ископаемые рифы. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Расположенский Н. А., Комиссаров В. В.* Автоматизация измерения площадей на картах по цветовым признакам.— Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1974, № 6.
- Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г.* Современное изменение климата. Л., Гидрометеиздат, 1966.
- Русанов Б. С.* Гидротермические движения земной поверхности. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Самойлов И. В.* Устья рек. М., Географгиз, 1952.
- Саускан Е., Сомов М.* Площади и объемы Северного Ледовитого океана и его частей.— Проблемы Арктики, 1940, № 6.
- Серебрянный Л. Р.* Позднечетвертичный этап развития северо-европейского оледенения. Автореф. докт. дис. М., 1973.
- Современный и перспективный водный и солевой баланс и возможные изменения гидрологического и гидрохимического режима южных морей СССР (Азовского, Каспийского, Аральского).— Труды ГОИН, 1972, вып. 108.
- Солянкин Е. В.* Влагооборот в Черном море.— Океанология, 1962, т. II, вып. 2.
- Сорохтин О. Г.* Дифференциация вещества Земли и развитие тектонических процессов.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 7.
- Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974.
- Стейси Ф.* Физика Земли. М., «Мир», 1972.

- Степанов В. Н. Размеры основных частей дна океанов и морей.— Бюл. Океаногр. комис. АН СССР, 1959, № 3.
- Степанов В. Н. Основные размеры Мирового океана и главнейших его частей.— Океанология, 1961, т. 1, вып. 2.
- Страны Мира. М., Военное изд-во МО СССР, 1973.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии. 4.I, II. М., Госгеолиздат, 1948.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Геолтехиздат, 1963.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964.
- Суетова И. А. Основные морфометрические характеристики Антарктиды. М., «Наука», 1968.
- Суетова И. А. Количественная оценка амплитуд гляциоэвстатических трансгрессий и регрессий океана.— Балтика, т. 5, Вильнюс, Изд-во «Минтис», 1974.
- Тамразян Г. П. Некоторые главнейшие планетарные тектонические закономерности и их причинные связи.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1967, № 11.
- Тектоническая карта Евразии. ГИН АН СССР. М., ГУГК, 1966.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1966.
- Туезов И. К., Красный М. Л., Павлов Ю. А., Соловьев О. Н. Распределение магнитоактивных тел в земной коре и верхней мантии Дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Геотектоника, 1967, № 4.
- Турко И. Н. Рельеф дна Южно-Китайского моря и моря Сулу.— Океанология, 1973 г., 13, № 3.
- Удинцев Г. Б. К методике эхометрической съемки при морских геологических исследованиях.— Труды ИО АН СССР, 1951, № 5.
- Удинцев Г. Б. Исследование шельфа дна морей и океанов.— В кн.: Итоги науки. Достижения океанологии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
- Фалеев В. И., Удинцев Г. Б., Агапова Г. В., Доманицкий Е. А., Марова Н. А. Сведения о максимальных глубинах желобов Мирового океана.— Геоморфология, 1977, № 3.
- Федоров П. В. Четвертичные террасы Каспийского и Черного морей и их возможная корреляция с террасами Средиземного моря.— Труды Ин-та геологии ЭССР, 1961, т. 8.
- Ферронский В. П. Изотопный состав воды и происхождение гидросферы Земли.— В кн.: Природные изотопы гидросферы. М., «Недра», 1975.
- Физико-географический атлас Мира. М., ГУГК, 1964.
- Фролов Ю. С. Новые фундаментальные данные по морфометрии Мирового океана.— Вестн. МГУ, 1971, № 6.
- Хашн В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971.
- Харбух Дж., Бонэм-Картер Г. Моделирование на ЭВМ в геологии.— «Науки о земле». М., «Мир», 1974.
- Хизен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана, ч. 1. М., ИЛ, 1962.
- Хольтендаль И. Геология Норвегии, т. II. М., ИЛ, 1957, 1958.
- Цейнер Ф. Плейстоцен. М. ИЛ, 1963.
- Чистяков А. А., Рихтер Б. Г. Рельеф и неотектоника аванделты Ганга и Брахмапутры.— Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1969, № 2.
- Шарков В. В. Геология подводного склона Западного берега Каспийского моря. М.— Л., «Наука», 1964.
- Шарков В. В. Роль тектонических движений в формировании морских берегов.— В кн.: Опыт геолого-геоморфологических и гидробиологических исследований береговой зоны моря. Л., «Наука», 1967.
- Шатский Н. С. О неокатастрофизме.— Проблемы Сов. геологии, 1937, т. 7, № 7.
- Шепард Ф. Геология моря. М., ИЛ, 1951.

- Шкотт В., Хонне Г., Блейк В., Гросвальд М.* О распространении позднеплейстоценового оледенения в Европейской Арктике.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1968, № 5.
- Шлейников В. А.* Изменение уровня Мирового океана в мезокайнозое.— В кн.: Колебание уровня Мирового океана и некоторые вопросы морской геоморфологии. М., «Наука», 1975а.
- Шлейников В. А.* Изменение уровня Мирового океана в плейстоцене.— В кн.: Колебания уровня Мирового океана и некоторые вопросы морской геоморфологии. М., «Наука», 1975б.
- Шейнман Ю. М.* Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Шлейников В. А.* Временная эволюция основных морфометрических характеристик Мирового океана.— В кн.: Проблемы палеогеографии. М., «Наука», 1976.
- Шнитников А. В.* Современная фаза внутривековой изменчивости горного оледенения северного полушария.— Изв. ВГО, 1961, т. 93, вып. 71.
- Шнитников А. В.* Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л., Наука, 1969.
- Эмери К. О.* Континентальные шельфы.— В кн.: Океан. М., «Мир», 1971.
- Allen R. L.* Holocene coral banks and subsidence in the Niger solta.— J. Geol., 1962, v. 70.
- Asplund L.* Land uplift in Sweden.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., «Наука», 1969.
- Auphan E.* La mesure de la decoupage des côtes.— Norois, 1971, v. 18, N 71.
- Boulanger J. D.* The study of recent crustal movements on complex polygons.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., «Наука», 1969.
- Burne J. V., Leroy D. O., Riley C. M.* The chanier plain and its stratigraphy, Southwestern Louisiana.— Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., 1959, v. 9. Cahiers Océanographiques. Paris, 1966—1970.
- Cailleux A.* Récents variations du niveau des mers et des terres.— Bull. Soc. géol France, 1952.
- Carte tectonique internationale de l'Afrique. Юнеско, 1968.
- Colenan J. M., Smith W. G.* Late recent rise of sea level.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1964, v. 75.
- Coogan A. H.* Measurements of compaction in colite grain stone.— J. Sediment. and Petrol., 1970, v. 40, N 3.
- Cooke R. U., Doornkamp J. C.* Geomorphology in environmental management. Oxford, Clarendon Press, 1974.
- Dietrich C.* Oceanographisch-meteorologische Einflüsse und wasserstand sänderungen des Meers am Beispiel der Regelbeo-Bachtungen von Esbjerg.— Die Küste, 1954, Bd 2, H 2.
- Disney L. P.* Tide heights along the coast of the United States.— Proc. Amer. Soc. Civil Engrs, 1955, v. 81, N 666.
- Dorn W. Z., Pattullo J. I., Shaw D. W.* Sea level fluctuations and long waves.— Cambridge Mass. Inst. Technol. Press, 1964, v. 2.
- Drake C., Ewing M., Sutton C.* Continental margins and synclines: the east coast of North America, north of Cape Hatteras.— In: Physics and chemistry of the Earth, v. 3, 1959.
- Edelman T.* Tectonic movements as resulting from the comparison of two precision levellings.— Geol. en mijnbouw, 1954, v. 16, N 6.
- Edge R. C.* Some consideration arising from the results of the second and third geodetic levellings of England and Wales, 1957.
- Emery K. O.* The sea off southern California modern habitat of petroleum. N. Y., 1960.
- Emery K. O., Tracey J. T., Ladd H. S.* Geology of Bikini and nearby atolls.— U. S. Geol. Surv. Pap., 1954, v. 260-A.
- Emery K. O., Unhupi E.* Western North Atlantic.— Publ. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 17, Tulsa, 1972.
- Emiliani C.* Paleotemperature analysis of core 280 and Pleistocene conditions.— J. Geol., 1958, v. 66.

- Ente P. S.* Thickness variations of the sandy Almere deposits in the former Zuiderzee area (The Netherland).— In: Deltaic and shallow marine deposits. v. 1, 1964.
- Ewing J., Ewing M.* Seismic reflection.— Sea, 1970, v. IV, p. 1.
- Fairbridge R. W.* The changing level of the sea.— Sci. Amer., 1960, v. 202, N 5.
- Fairbridge R. W.* Eustatic changes in sea level.— In: Physics and chemistry of the Earth, v. 4. New York, Pergamon Press, 1961.
- Fairbridge R. W.* Mean sea level related to solar radiation during the last 20 000 years.— In: Changes of climate. Unesco, Belgique, 1963.
- Fairbridge R. W., Krebs O. A.* Sea level and the Southern oscillation.— Geophys. J., 1962, v. 6, N 4.
- Faure H., Flouard P.* Schème des variations du niveau de l'océan Atlantique sur la côte de l'Ouest de l'Afrique depuis 40 000 ans.— C. r. Acad. sci., 1967, v. D265, N 11.
- Ferrario P.* Continuano ad abbassarsi le terre del Delta Padano.— Antincendio e prof. civile, 1965, v. 7, N 79.
- Fisk H. N.* Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River.— Mississippi River Commun, 1944, v. 78.
- Fisk H. N.* Near-surface sediments of the continental shelf of Louisiana.— Proc. VIII Texas Conf. Soil Mechanics and Foundat. Engng, Austin, 1956.
- Guier W. H., Newton R. R.* The Earth's gravity field as deduced from the Doppler tracking of five satellites.— J. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 4613.
- Guilcher A.* Estuaries, deltas, shelf, slope.— Sea, 1963, v. 3.
- Gutenberg B.* Changes in sea level post-glacial uplift and mobility of the Earth's interior.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1941, v. 52.
- Harrison J. P.* An interpretation of gravity anomalies in the Eastern Mediterranean.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, Sea, 1955, v. 248, N 947.
- Heezen B. C., Tharp M., Ewing M.* The floors of the oceans. I. The North Atlantic.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1959, v. 65.
- Heezen B. C., Ewing M.* The Mid-Oceanic Ridge and Arctic basin.— Geol. Arctic. Toronto Univ. Press, 1961.
- Hess H. H.* Drowned ancient islands of the Pacific basin.— Amer. J. Sci., 1946, v. 244.
- Hicks S. D.* On the classification and trends of long period sea level. Series shore and beach, 1972, v. 40, N 1.
- Holeman J. N.* The sediment yield of major rivers of the world.— Water Resour. Res., 1968, v. 4.
- Hoshimo M.* Eustasy in relation to orogenic stage. Tokyo, Tokai Univ. Press, 1975.
- Hospers J.* Gravity field and structure of the Niger delta.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, v. 76, N 3.
- Jovanovich P.* The summarizing map of velocities of recent vertical crustal movements in Yugoslavia founded on data of relevellings in the levelling network of high precision.— В сб.: Проблемы современных движений земной коры. М., «Наука», 1969.
- Kalinin G. P., Kligue R. K.* Some problems of the theory of waterlevel fluctuations in water bodies without outlets.— In: Hydrology of lakes, Publ. 109. Helsinki, 1973.
- Karo H. A.* World coastline measurements.— Int. Hydrogr. Rev., 1956, v. 33, N 1 (59).
- Kaye C. A., Barhoorn E. S.* Late quaternary sea-level change and crustal rise at Boston, Massachusetts with notes on the sutocompaction of peat.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1964, v. 75, N 2.
- Kossina E.* Die Tiefen des Weltmeeres.— Veroff. Inst. Meeresk., 1921, N 9.
- Keunen P. H.* Marine geology. N. Y., 1950.
- Kukkamäki T. I.* Secular movements of the Earth's surface observed in the world. Comptes-rendus des séances de travail de la Section des nivellaments de l'Assoc. Int. Geodesic.— Bull. géod., 1954, N 34.
- Kukkamäki I. T.* Report on the work of the fennoscandian subcommission. Problems of recent crustal movements. Moscow, 1969.

- Laporant A.* *Traité de geologie.* Paris, 1883.
- Lisitzin E.* Bull. Inf. C. O. E. C., 10, 1958, N 5.
- Mandelbrot B.* How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension.— *Science*, 1967, v. 156, N 3775.
- Marmar H. A.* Sea level changes along the coast of the United States in recent years.— *J. Trans. agu*, 30, 2, Oct., 1949.
- Mattews D. H.* Geologic history of the Seychelles.— *J. Seych. Soc.*, 1965, N 4.
- Meade R. H., Emery K. O.* Sea level as affected by river runoff in eastern United States.— *Science*, 1971, v. 173, N 3995.
- Menard H.* *Marine geology of the Pacific.* N. Y., McGraw-Hill, 1964.
- Menard H. W., Ladd H. S.* Oceanic islands, seamounts, guyots and atolls.— *Sea*, 1963, v. III.
- Menard H. W., Smith S. M.* Hypsometry of Ocean basin provinces.— *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, N 18.
- Monthly and annual mean heights of sea level.— *Publ. scient. Assoc., oceanogr. phys.*, 1936—1968, N 5, 10, 12, 19, 20, 24, 26.
- Morgan J. P.* Mud lumps at the mouth of South Pass, Mississippi River, Sedimentology, paleontology.— *Louisiana State Univ. Studies. Coastal Studies*, Ser. 10, 1963.
- Mörner N. A.* Eustatic changes during the last 2000 years and the method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area.— *Contrib. Dept Geol. Univ. West. Ontario*, 1970, N 170.
- Newell N. D.* Bahamian platforms.— *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1955, v. 62.
- Olousson E., Jonsson U.* The Arctic ocean during the Wurm and Early Flandrian.— *Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, 1969, bd. 91.
- Perrier R.* Thickness changes in sedimentary layers during compaction history.— *Amer. Assoc. Geol., 1974*, N 3.
- Poland J. F., Davis G. H.* Land subsidence due to withdrawal of fluids. D. J. Varnes, G. Kiersch (Eds).— *Revs Engng Geol. (Geol. Soc. Amer. Colorado)*, 2, 1969.
- Polderwaard A.* Chemistry of the earth's crust.— *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1955, N 62.
- Polli S.* L'attuale fase di sommersione delta Laguna di Venezia.— *Atti 10 convegno annu. Roma*, 1960.
- Rossiter J. R.* An analysis of annual level variation in European waters.— *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 1967, v. 12.
- Rubey W. W.* Geologic history of sea water.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1951, v. 62.
- Rubey W. W.* Geologic history of sea water. The origin and evolution of atmospheres and oceans. New York, Wiley, 1964.
- Ryan W. F., Stanley D. J., Hersey J. B., Falquist D. A., Allen T. D.* The tectonics of the Mediterranean Sea.— *Sea*, 1970, v. IV, p. 2.
- Salvioni G.* Il movimenti del suolo dell'Italia centro settentrionale.— *Boll. geod. e sci. affini*, 1957, v. 16, N 3.
- Sauramo M.* Die Geoschichte der Ostsee.— *Suom. tiedeakat. toimituks. Sar. A III*, 1958, N 51.
- Scholl D. W., Stuiver M.* Recent submergence of southern Florida: a comparison with adjacent coasts and other eustatic data.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1967, v. 74, N 4.
- Segota T.* Morska rasina u holocenu i mladem dijelu wurmu.— *Geogr. glasnika*, 1968, N 30.
- Shepard F. P.* Sea level rise during the past 20 000 years.— *Z. Geomorphol.*, 1961, v. 3.
- Shepard F., Dill R. F.* *Submarine canyons and other sea valleys.* Chicago, 1966.
- Simonsen O.* Some remarks on secular movements within Denmark.— В кн.: *Проблемы современных движений земной коры.* М., «Наука», 1969.
- Swanson R. L., Thurlow B. R.* Recent subsidence rates along Texas and Louisiana coasts as determined from tide measurements.— *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, N 15.

- Tanner W. F. Multiple influences on sea level changes in Tertiary.—*Palaeogeogr., palaeoclimatol., palaeoecol.*, 1968, v. 5, N 1.
- Termier H., Termier G. Histoire géologique de la biosphère. Paris, Masson, 1952.
- The port of Niigata. Planning Section. The First Regional Port and Harbour Construction Bureau, Ministry of Transportation, 1965.
- Tidal Record, N 39, 1964. Geographical Survey Institute, Ministry of Construction. Japan, December, 1965.
- Valentin H. Regionale Küstenmorphologie. Gotha, 1951.
- Valentin H. Die Küsten der Erde.—*Ergänzungsh. Petrogr. und Geogr. Mitt.*, 1952, N 246.
- Valentin H. Present vertical movements of the British Isles.—*Geogr. J.*, 1953, v. 119.
- Van Veen J. Tide gauges subsidence-gauges and floodstones in the Netherlands.—*Geol. en mijnbouw*, 1954, N 16.
- Vedenkorkensarvoja, 1965—1970. Merentutkimuslaitoksen julkaisn, N 221, 224, 227, 232. Helsinki, 1966—1971.
- Walcott R. J. Gravity, flexure and the growth of sedimentary basins an a continental edge.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, v. 83, N 2.
- Ward P. L., Palmason G., Drake C. L. Microearthquakes Survey and Mid-Atlantic Ridge in Iceland.—*J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, N 2.
- Wilson I. T. Convection currents and continental drift: evidence from ocean islands suggesting movement in the Earth.—*Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A, v. 258, 145, 1965.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава первая	
СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ БЕРЕГОВ МИРОВОГО ОКЕАНА. О. К. Леонтьев, Л. Г. Никифоров, С. А. Лукьянова	7
Карта типов берегов и побережий Мирового океана	7
Протяженность различных типов берегов и побережий и общая длина береговой линии Мирового океана	15
Связь типов берегов с тектоническими движениями земной коры	20
Влияние уплотнения рыхлых осадочных толщ на вертикальную подвижность прибрежных территорий	35
Относительные вертикальные движения берегов Мирового океа- на в голоцене	49
Глава вторая	
СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДНА МИ- РОВОГО ОКЕАНА. О. К. Леонтьев	61
Гипсографическая кривая и батиграфия Мирового океана	61
Планетарные морфоструктуры дна Мирового океана и их пло- щади	70
Подводные окраины материков	72
Переходная зона	84
Срединно-океанические хребты и ложе океана	92
О предполагаемых масштабах вертикальных движений дна океа- на и изменениях объема океанических впадин	104
Глава третья	
ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРО- ШЛОМ. Р. К. Қлиге, В. А. Шлейников	114
Некоторые вопросы эволюции гидросферы	114
Уровень океана в мезокайнозое	117
Уровень океана за последние 300 тыс. лет	123
Изменения уровня океана за последние 30 000 лет и их связь с глобальным водообменом	125

Глава четвертая

СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА. Р. К. Клиге	136
Наблюдения за уровнем океана	137
Влияние современных вертикальных движений морских побережий на уровень океана	141
Расчет обобщенных многолетних колебаний уровня океана	148
Анализ современного изменения уровня Мирового океана	159
Влияние изменения уровня океана на водообмен южных морей Европы	166
ЛИТЕРАТУРА	180

УРОВЕНЬ, БЕРЕГА И ДНО ОКЕАНА

Утверждено к печати
Институтом водных проблем АН СССР

Редактор издательства Э. Б. Травицкая
Художественный редактор И. К. Капралова
Технический редактор Р. Г. Грузинова
Корректоры Л. В. Письман, Т. Д. Хорькова

ИБ № 7210

Сдано в набор 05.04.78.

Подписано к печати 11.08.78.

Т-15019. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 1.

Гарнитура литературная. Печать высокая

Усл. печ. л. 12,75. Уч.-изд. л. 13,5. Тираж 950 экз.

Тип. зак. 4110. Цена 2 р. 10 к.

Издательство «Наука»

117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а

2-я типография издательства «Наука»

121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2 р. 10 к.

2569