

Том XLVIII	Труды Всесоюзного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО)	1963
Том L	Известия Тихоокеанского научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии (ТИНРО)	

РЕЛЬЕФ ОСНОВНЫХ РЫБОПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНОВ (ШЕЛЬФ, МАТЕРИКОВЫЙ СКЛОН) И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ БЕРИНГОВА МОРЯ

Д. Е. Гершанович
ВНИРО

Введение

Берингово море — крупнейшее из морей, омывающих берега СССР. По своему положению это типичный краевой или окраинный морской водоем, расположенный на северной периферии Тихого океана в месте наибольшего сближения материков Азии и Америки. Сравнительно небольшой Берингов пролив связывает Берингово море с Арктическим бассейном.

Известно, что Берингово море, обладающее богатейшими промысловыми ресурсами, наименее исследовано среди других дальневосточных морей. Колоссальные пространства его акватории, удаленность от промышленных и населенных центров, суровость природных условий привели к тому, что, несмотря на длительную историю освоения этого водоема, многие его районы стали подробно изучаться лишь в самое недавнее время. При этом разнообразные океанологические и гидрографические данные были получены главным образом в западных и южных областях моря. Для центральных и большинства восточных областей новых материалов было мало и для их характеристики приходилось пользоваться устаревшими сведениями. Такая неравномерность в изученности Берингова моря затрудняла познание его физико-географических особенностей и отрицательно сказывалась на дальнейшем изучении и использовании разнообразных промысловых объектов.

В 1958 г. начались систематические комплексные исследования Берингоморской научно-промысловой экспедиции ТИНРО — ВНИРО. Основное внимание в ходе этих исследований было уделено восточным областям Берингова моря. Многолетние работы экспедиции привели не только к открытию здесь новых промысловых районов, но и способствовали значительному расширению наших знаний многих природных особенностей Берингова моря в целом. Важной особенностью работ Берингоморской экспедиции явилась их тесная связь с промысловыми нуждами и запросами. Это нашло свое отражение в согласованности океанологических исследований с научно-поисковыми и ихтиологичес-

кими, с одной стороны, и в сочетании широкого фонового обследования значительных областей моря с детальным изучением наиболее перспективных в промысловом отношении участков, с другой.

В программе работ Берингоморской научно-промысловой экспедиции заметное место занимали морские геологические исследования. Проведение таких исследований было обусловлено недостаточной изученностью распределения глубин и донных отложений на востоке и в центре моря. Кроме того, необходимость более углубленного освещения рельефа и осадков диктовалась еще и тем обстоятельством, что ведущими объектами промысла во вновь открытых и освоенных рыбной промышленностью промысловых районах явились донные и придонные рыбы и краб. Хорошо известно, что успех их добычи зависит от надежности данных о прунтах и глубинах, от ясного представления о закономерностях размещения удобных и неудобных для траления участков, от карт и промысловых пособий, облегчающих работу добывающего флота.

Существенное значение изучения рельефа дна и осадков в Беринговом море, как и в других дальневосточных морях, неоднократно подчеркивалось рядом исследователей ихтиофауны и промысла этих морей [15—17, 45—48, 51—54]. Поэтому систематические сборы и обработка различных материалов, характеризующих рельеф и осадочный покров Берингова моря, интерпретация получаемых сведений с промысловой и других точек зрения, составление карт и промысловых рекомендаций постоянно проводились при всех комплексных океанологических работах Берингоморской научно-промысловой экспедиции. В ее составе под руководством автора работал специальный геологический отряд, занимавшийся изучением рельефа дна, донных отложений и взвешенных веществ Берингова моря, для чего на переоборудованных для океанографических работ научных судах «Жемчуг», «Первенец», «Орлик» были осуществлены значительные по своему объему морские геологические исследования. Последние в большинстве случаев выполнялись современными способами сбора данных. Одновременно были использованы некоторые наблюдения над рельефом и грунтами ряда поисковых судов экспедиции («Огонь», «Пелагида», «Байдар») в пределах промысловых глубин Берингова моря. Изучение рельефа и донных отложений в промысловых целях было сопряжено с комплектом исследований, проведенных ТИПРО и ВНИРО в Беринговом море в соответствии с программой Международного геофизического года в 1958 г. и Международного геофизического сотрудничества в 1959 г. [5, 11, 40].

Говоря о выполнении морских геологических работ для рыбопромысловых нужд, нельзя не подчеркнуть их важность для характеристики многих сторон геологии Берингова моря. Известно, например, какое существенное значение на морях Дальнего Востока имели аналогичные работы, проведенные Курило-Сахалинской экспедицией ЗИН — ТИПРО [45—48] и экспедициями Института океанологии АН СССР [2, 69]. Длительные морские геологические исследования Баренцева моря, проводившиеся в связи с организацией тралового промысла, и некоторых других северных морей сыграли выдающуюся роль в становлении и развитии геологии моря как науки в СССР [36, 37].

Особое внимание было уделено изучению рельефа и донных отложений зон шельфа и материкового склона Берингова моря [11—13], имеющих основное промысловое значение.

Детальное освещение обширных шельфовых областей позволило более глубоко охарактеризовать один из крупнейших в мире континентальных шельфов. Были получены материалы по мало исследованной части зоны материкового склона, простирающейся от северного побережья Корякского нагорья к наиболее восточным островам Командорско-Алеутской гряды. Менее подробны новые данные, освещающие дру-

гие области моря, в том числе глубоководные. Соответствующим образом построена и данная работа.

Результаты многолетних морских геологических работ Берингово-морской научно-промысловой экспедиции во многом дополняют аналогичные работы предшествующих лет. Используя вновь полученные фактические данные и данные литературных и картографических источников, представляется возможным наметить ряд общих закономерностей в рельефе, осадочном покрове и некоторых других чертах геологии Берингова моря в целом. Вместе с тем очевидно, что изучение геологии Берингова моря должно быть продолжено. Недостаточность данных о глубинах во многих областях моря, большая сложность геологического строения и рельефа дна моря, изменчивость физико-географических условий в пределах моря и примыкающих к нему континентальных и океанических областей наряду со все еще слабой изученностью геологии северо-восточной части Азии и Аляски и рядом других причин при громадной протяженности Берингова моря обуславливают необходимость дальнейшего расширения морских геологических работ в комплексе с гидрографическими и океанографическими исследованиями.

Длительное время, начиная с первых этапов открытия Берингова моря, промерные работы проводились только русскими моряками и гидрографами. Лишь в конце XIX столетия ряд существенных данных был получен американскими исследователями в связи с прокладкой телеграфных кабелей (экспедиция на судне «Тускарора» в 1874 г.) и научно-промысловыми рейсами судна «Альбатрос» в период с 1888 по 1906 г.

Изучение распределения глубин в Беринговом море резко возросло с первых лет установления советской власти на Дальнем Востоке. Интересные результаты были получены в комплексных экспедиционных исследованиях, выполнявшихся центральными и дальневосточными научными учреждениями в 30-е годы [62]. Обобщая накопившиеся к этому времени сведения морских навигационных карт о глубинах, Г. У. Линдберг попытался наметить на дне Берингова моря местоположение древних речных долин Палеонадыря, Палеоюкона и других рек и на этой основе так же, как и в остальных дальневосточных морях, сделал ряд оригинальных палеогеографических выводов о недавнем прошлом Берингова моря [44, 45].

В еще большей степени исследовательские работы советских ученых в пределах Берингова моря были расширены в годы, последовавшие за окончанием Великой Отечественной войны. Ряд интересных данных о рельефе дна и прунтах по некоторым промысловым районам западноберингово-морского шельфа был установлен во время ихтиологических исследований ТИНРО [16]. С 1950 по 1954 г. в западной части Берингова моря крупные работы проводились Институтом океанологии АН СССР на экспедиционном судне «Витязь». Материалы, собранные во время плавания «Витязя», не только уточнили имевшиеся ранее данные, но и, особенно в глубоководных районах, существенно изменили наши представления о подводном рельефе и донных осадках юго-западных и западных областей моря. Данные «Витязя» и результаты их обработки нашли свое отражение на многих навигационных, гипсометрических и геологических картах, широко освещены в литературе и имеют первостепенное значение для понимания большого числа вопросов геологии Берингова моря [2, 3, 31, 69, 70]. Почти одновременно под руководством В. П. Зенковича проходило изучение сотрудниками Института океанологии АН СССР берегов и прибрежной зоны западной части Берингова моря на специально оборудованном для этой цели судне «Геолог» [20, 32, 33]. Особенно много в этом отношении сделано А. С. Иониним.

Американские гидрографические и океанографические работы в 20-е

и 30-е годы сосредоточивались в южных и восточных районах Берингова моря. Ряд новых данных о глубинах и в меньшей степени об осадках был получен при плавании «Челана», «Оглалы» и «Нордланда» (1935—1937 гг). Работы США не прекращались и в годы второй мировой войны, а по ее окончании они были значительно расширены. Серия экспедиций береговой и геодезической службы США и Электронной лаборатории военно-морского флота США, применяя современные методы проведения морского промера, подробно исследовала рельеф дна в районах Алеутских о-вов. Значительно слабее в ходе этих исследований были изучены донные отложения. В большинстве случаев пробы осадков были использованы лишь для установления их навигационных характеристик. Таким образом, даже в южных областях Берингова моря, где проводились позднейшие американские работы, об осадочном покрове можно было судить лишь по старым данным «Альбатроса» и навигационным определениям грунтов, приводимым на морских картах.

В литературе имеется несколько батиметрических карт Берингова моря. Наибольший интерес представляют сводные батиметрические карты, приведенные в Морском атласе [55] и с учетом новых данных в работе Г. Б. Удинцева, И. Г. Бойченко и В. Ф. Канаева [70]. Нельзя не отметить также изображение рельефа дна Берингова моря на Гипсометрической карте СССР издания 1949 г. (масштаб 1:2500000) и в измененном виде на аналогичной карте 1955 г. (масштаб 1:4000000). Очень приближенно рельеф Берингова моря дан на батиметрической карте, составленной Мерреем [92], и позднее на карте северо-западной части Тихого океана, составленной по японской морской карте 6901 (юго-западная часть моря [81]). Более детальные батиметрические карты отдельных районов Берингова моря приводятся для Олюторского и Анадырского заливов [1], Корякского побережья [70], Командорских о-вов [31], Ближних о-вов и их некоторых участков [86], Крысьих о-вов [87, 95], Лисьих о-вов [76]. Обобщенные схемы батиметрии Берингова моря имеются в работах А. К. Леонова [41, 42] и Г. У. Линдберга [45]. Некоторые особенности рельефа Берингова моря рассмотрены Ф. Шипардом [73]. В сводке Ж. Буркара [7] рельеф Берингова моря изображен без учета более поздних материалов.

При морских геологических работах Берингоморской научно-промысловой экспедиции подробные исследования шельфовой зоны и зоны материкового склона сочетались с менее детальным обследованием в глубоководных котловинах моря. Сбор материалов в более изученных районах Берингова моря, в частности в районах неоднократных рейсов «Витязя» и других работ, был сведен к минимуму и преследовал лишь цели сопоставления и увязки данных по западным и восточным областям моря.

В 1958 г. работы проводились на экспедиционном судне «Жемчуг» (рис. 1). Наряду с исследованиями по программе Международного геофизического года в глубоководных областях «Жемчуг» выполнил серию разрезов на обширной части северо- и восточноберингоморского шельфа.

В 1959 г. (рис. 1 и 2) аналогичные работы осуществлялись в большем объеме на судне «Первенец» и охватили почти все Берингово море. Было проведено три пересечения глубоководной котловины моря, сделана специальная съемка материкового склона между Корякским побережьем и о-вами Прибылова и к югу от них и продолжено исследование восточноберингоморского шельфа. Ряд дополнительных материалов на востоке Берингова моря был получен на «Первенеце» в рейсах 1960 г. В этом же году впервые в ходе работ экспедиции морские геологические исследования выполнялись в самых южных районах Берингова моря, в том числе примыкающих к островам Командорско-Алеутской гряды. В течение 1961 г. новые сведения были собраны во

время плаваний «Орлика». Работы последнего проводились как в мелководных, так и в глубоководных областях Берингова моря.

При изучении рельефа дна основное внимание обращалось на систематическую запись рельефа глубин эхолотами-самописцами. Для этой цели использовались как навигационные и поисковые эхолоты НЭЛ-4, НЭЛ-5 р, так и глубоководный эхолот «Nippon Electric Co», установленный на «Первенце». Обработка и анализ полученных эхограмм вы-

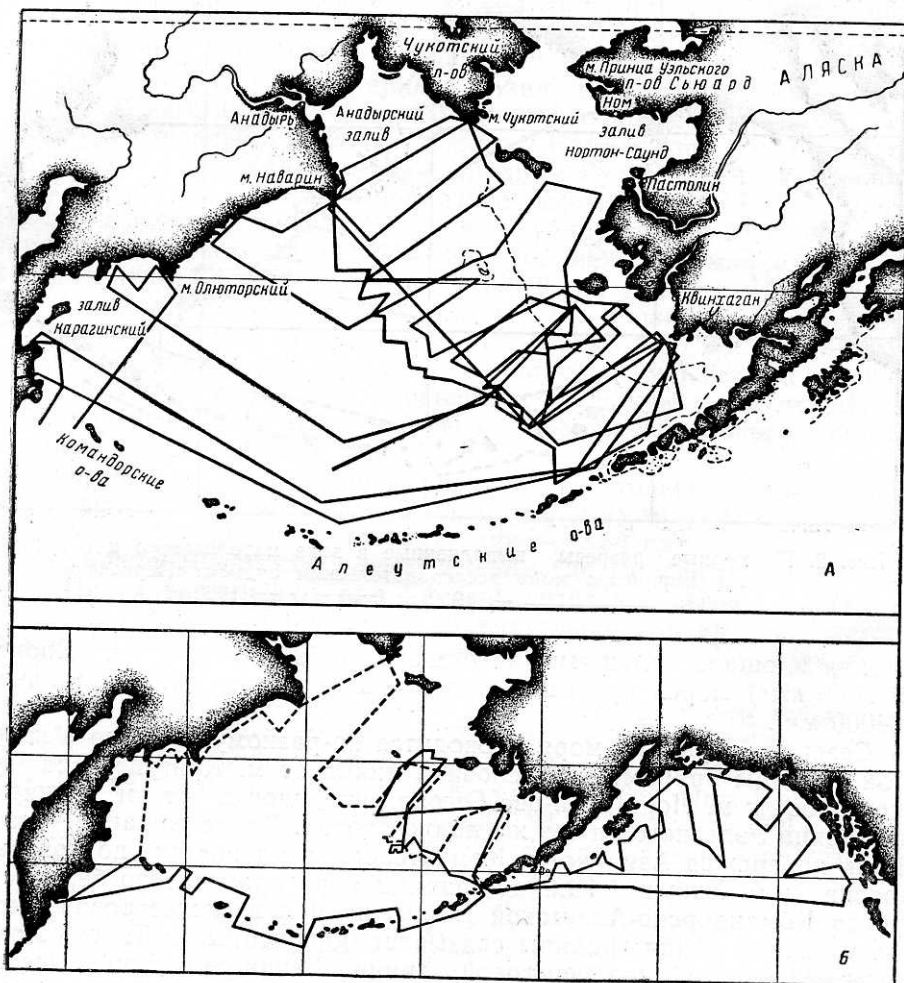


Рис. 1. Схемы рейсов исследовательских судов:
 А — «Жемчуг» (1958 г.) и «Первенец» (1959 г.); Б — «Первенец» (1960 г.).

полнялись в лаборатории промысловой океанографии ВНИРО в соответствии с общепринятыми требованиями существующих инструкций и наставлений. В ходе экспедиционных работ одновременно во всех необходимых случаях использовались инструкции, подготовленные Институтом океанологии АН СССР в связи с проведением морских геологических работ по программе Международного геофизического года.

В сборе данных участвовали вместе с автором В. Н. Семенов, В. С. Бортников, Н. М. Скляр, Б. Г. Иванов, В. С. Гусева, Ю. Д. Подлипалин. Обработка полученных материалов проведена автором при частичной помощи В. С. Бортникова и В. Н. Семенова.

инв. 5812

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО МОРФОМЕТРИИ БЕРИНГОВА МОРЯ

Как известно, Берингово море относится к числу наиболее значительных морей земного шара. По данным Морского атласа [55] площадь Берингова моря 2304000 км², объем — 3683000 км³, средняя глубина 1598 м. В бассейне Тихого океана лишь Коралловое и Южно-Китайское моря превосходят Берингово море по площади своей акватории. Сум-

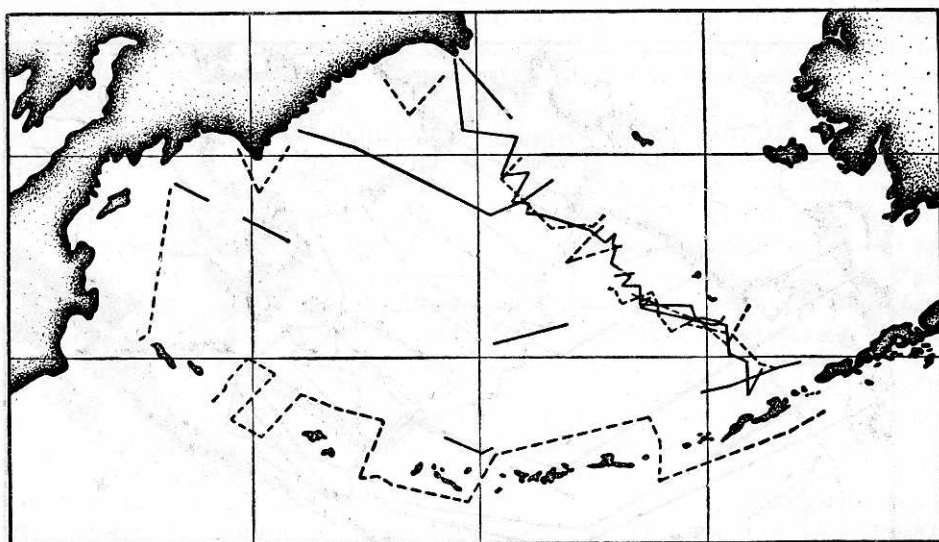


Рис. 2. Промерные разрезы, выполненные в зоне материкового и островного склона Берингова моря исследовательским судном «Первенец»: ————— 1959 г.; ————— 1960 г.

марная площадь смежных Охотского (1590000 км²) и Японского (978000 км²) морей превышает площадь Берингова моря только на 264000 км².

Северная граница моря проводится по-разному. Обычно в качестве этой границы принимается условная линия от м. Кригуйгун на Чукотском п-ове к м. Иорк на п-ове Сьюард или иногда от м. Дежнева к м. Принца Уэльского на тех же полуостровах. Далее на западе она идет вдоль побережья Азии до м. Камчатского, а на востоке по побережью Аляски до м. Хабучь. Южная граница моря проходит по берегам островов Командорско-Алеутской гряды, причем в межостровных проливах условная линия границы связывает обращенные к Тихому океану мысы островов. Длина береговой линии Берингова моря достигает 7200 миль (13340 км), из них 6900 миль приходится на материковые берега и берега Командорско-Алеутской гряды. В отличие от других дальневосточных морей береговая линия Берингова моря значительно изрезана. Многочисленные заливы, в том числе такие крупные, как Бристольский, Анадырский, Нортон-Саунд, Карагинский, Олюторский, Кускоквим, Корфа, располагаются на западе и востоке моря. Площадь этих заливов составляет 255 083 км², или 11,1% всей площади моря.

За пределами Командорско-Алеутской островной гряды отдельные острова сравнительно немногочисленны, но их гораздо больше, чем в Охотском и Японском морях. Площадь островов составляет 16275 км². Наиболее значительными из них являются о-ва Нунивак, Св. Лаврентия, Карагинский, Нельсон. В Беринговом проливе находится группа о-вов Диомида, а на большом удалении от берегов в мелководной восточной части моря — группа о-вов Прибылова и о-в Св. Матвея. Командорско-Алеутская островная гряда состоит более чем из 150 крупных и

мелких островов и имеет длину около 1220 миль (2260 км). Общая площадь входящих в ее состав островов достигает почти 40000 км². В пределах гряды выделяется несколько островных групп: на западе группа Командорских о-вов (о-в Беринга и о-в Медный), далее к востоку группы Ближних (о-в Атту и о-в Агатту), Крысьих, обширная группа Андреяновских и группа Лисьих о-вов. Наибольшими среди Алеутских являются о-ва Унимак, Уналашка и Умнак (в группе Лисьих о-вов). Гряда Командорско-Алеутских о-вов отделяется от материка Азии широким и глубоководным Камчатским проливом (103 мили, или 191 км), от п-ова Аляска — очень узким проливом Исаоцкого (1,5 мили, или 2,8 км). По последним данным, суммарная ширина всех 47 проливов, отделяющих острова друг от друга и от материков Азии и Северной Америки, — 773 мили (1432 км), а общая площадь их поперечных сечений — 731 км². Наиболее значительными являются проливы Камчатский, пролив между Командорскими и Ближними о-вами, проливы Булдырь, Кыска, Амчитка и Амухта, на долю которых приходится почти 95% всей суммарной площади поперечных сечений проливов. Глубину свыше 1000 м имеют три пролива — Камчатский (4420 м), пролив между Командорскими и Ближними о-вами (2000 м) и Амчитка (1082 м), свыше 200 м — Булдырь (760 м), Танага (377 м), Амухта (446 м), пролив между о-вами Чагулах и Юнаска (499 м), проливы Герберта (635 м), Чугинадах (201 м), Самалга (300 м) [70]. Глубина и площади поперечных сечений проливов, а часто и их ширина уменьшаются с запада на восток. Наиболее восточный из Алеутских проливов — пролив Исаоцкого, самый мелководный, глубина до 2 м.

Иная картина на севере моря. Там находится только сравнительно узкий Берингов пролив шириной 48 миль (88,2 км); максимальная глубина его 58 м, площадь поперечного сечения — 3,38 км².

Пролив между Чукотским п-овом и о-вом Св. Лаврентия называют проливом Чирикова; между о-вом Св. Лаврентия и берегами Аляски — проливом Шпанберга. Оба пролива сравнительно широки (соответственно 39 и 120 миль, или 72 и 222 км) и мелководны. О-в Нунивак отделяется от побережья также мелководным проливом Этолина, о-в Карагинский — проливом Литке. Глубины в этих проливах почти всюду менее 50 м. Данные о проливах Берингова моря свидетельствуют о том, что все части моря хорошо связаны между собой. Обособленность моря от Тихого океана резко возрастает с запада на восток. Используя показатель обособленности моря, установленный Н. Н. Зубовым [30] и представляющий отношение объема моря к площади поперечного сечения

Таблица

Глубина, м	Площадь, км ²	Площадь в % к площади моря
0—25	184 000	8,0
25—50	282 000	12,2
50—75	226 870	9,8
75—100	158 810	6,9
100—125	89 480	3,9
125—150	49 160	2,1
150—200	31 150	1,3
200—500	36 970	1,6
500—1000	56 200	2,4
1000—2000	72 610	3,2
2000—3000	112 250	4,9
3000—4000	978 390	42,5
Более 4000	26 110	1,2
Всего . . .	2 304 000	100

проливов, подсчитано, что обособленность Берингова моря от Арктического бассейна примерно в 210 раз больше, чем от Тихого океана [70].

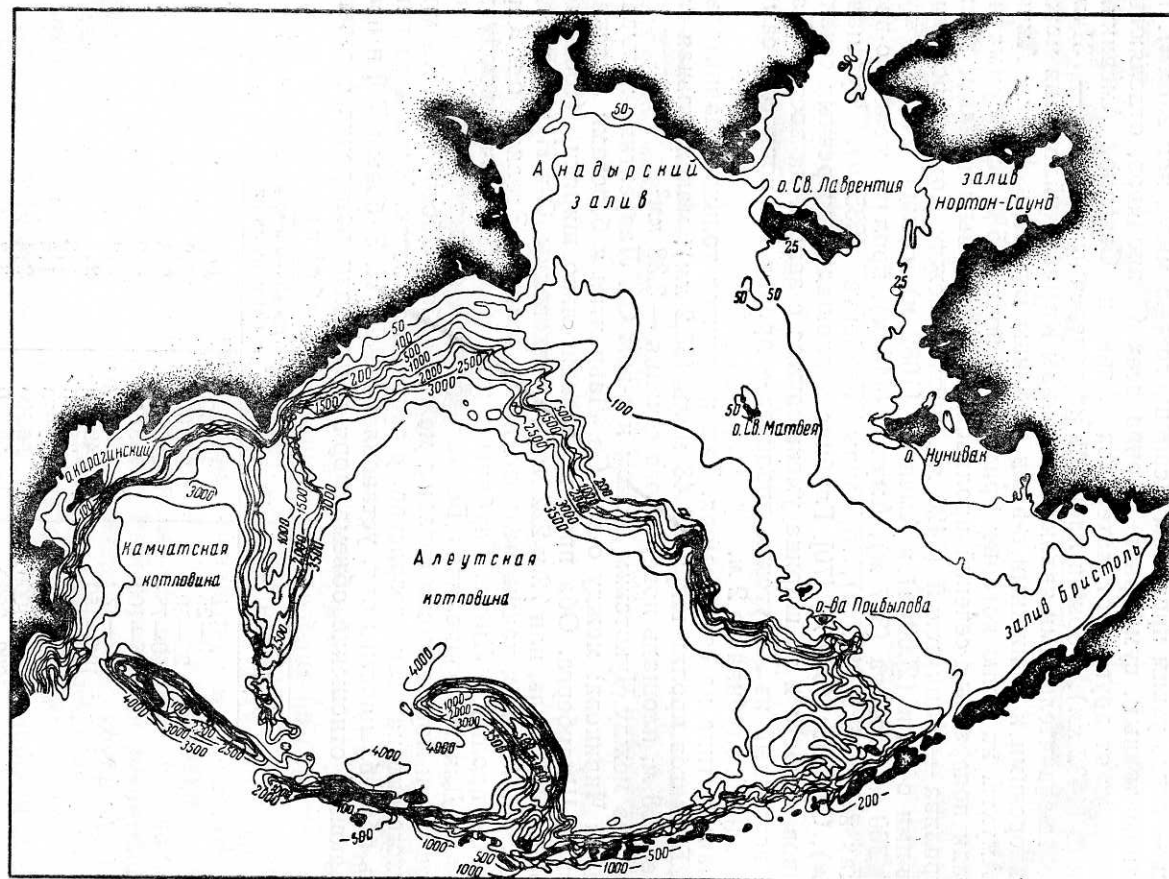


Рис. 3. Батиметрическая карта Берингова моря.

По общим очертаниям Берингово море часто уподобляют треугольнику или правильнее сектору круга [92]. Вершина или центр последнего находится на севере Анадырского залива, дуга — идет вдоль Командорско-Алеутской островной гряды и п-ова Аляска. Протяженность моря с севера на юг составляет 909 миль (1683 км), с запада на восток — 1290 миль (2389 км). При таком сравнительно правильном общем контуре моря распределение глубин в нем крайне неравномерно. Основная часть мелководий располагается на севере и востоке моря, глубоководные области — на западе и юге. В таблице приведены данные о площадях Берингова моря, занимаемых различными глубинами.

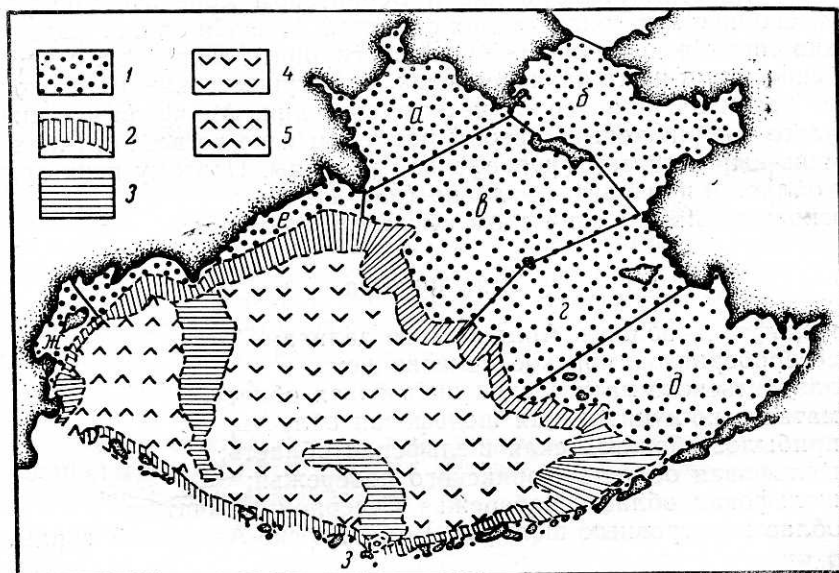


Рис. 4. Схема морфологических областей Берингова моря:
 1 — шельф: а — Анадырский залив; б — североберингоморское мелководье; в — лаврентьевско-матвеевская область; г — матвеевско-нунивакская область; д — прибылово-бристольская область; е — область Корякского побережья; ж — область Камчатского побережья; з — области островных шельфов Командорско-Алеутской гряды; 2 — материковый и островной склон; 3 — подводные хребты; 4 — Алеутская глубоководная котловина; 5 — Камчатская глубоководная котловина.

Цифры таблицы несколько отличаются от аналогичных данных, указываемых Г. Б. Удинцевым, И. Г. Бойченко и В. Ф. Канаевым [70] и А. К. Леоновым [42]. Особенно существенны отличия в величинах площадей на глубинах 150—3000 м, относящихся к зоне материкового и островного склона, где, как показали исследования Берингоморской научно-промысловой экспедиции, уклоны дна значительно больше, чем это можно было ранее предполагать.

Основные морфологические зоны Берингова моря — зона шельфа, или материковой отмели, зона материкового и островного склона и глубоководная выражены очень резко. Нам уже приходилось отмечать [12, 13], что в этом отношении Берингово море является одним из наиболее характерных среди восточноазиатских морей, расположенных в переходной области от материка Азии к глубинам Тихого океана, области, которую иногда рассматривают как материковый склон, понимаемый в широком смысле этого слова. Батиметрическая карта (рис. 3) наглядно иллюстрирует соотношение между морфологическими зонами Берингова моря и их размещение в его пределах. Общая площадь, занимаемая зоной шельфа (глубины 0—150 м), составляет 990320 км², или 43% всей площади моря, зоной материкового и островного склона

(150—3000 м) — 309180 км², или 13,6%, и глубоководной (глубже 3000 м) — 1004500 км², или 43,6%. Вопрос о нижней границе материкового и островного склонов в Беринговом море еще не вполне ясен. Целый ряд данных ([70, 92], материалы Берингоморской научно-промышленной экспедиции), по-видимому, свидетельствуют о том, что иногда правильнее опускать эту границу до 3300—3500 м, а иногда и 3800 м.

В качестве наиболее вероятной максимальной глубины принимается глубина 4420 м, установленная в Камчатском проливе. На генеральных морских картах Берингова моря издания 1959 г. к востоку от Командорских о-вов указана глубина 4773 м.

По особенностям рельефа дна в Беринговом море отчетливо намечается несколько морфологических областей. Каждая из них выделяется не только специфичным распределением глубин и связанных с ним океанографических и иных характеристик, но и существенными, а иногда и резкими различиями в геологическом строении. Морфологические области часто неодинаковы по своим размерам и не во всех случаях имеют хорошо выраженные в рельефе дна границы. Поэтому некоторые из границ областей проводятся условно (рис. 4).

К основным морфологическим областям относятся:

Зона шельфа

- 1) шельфовая область Анадырского залива;
- 2) североберингоморское мелководье;
- 3) лаврентьевско-матвеевская шельфовая область;
- 4) матвеевско-нунивакская шельфовая область;
- 5) прибылово-бристольская шельфовая область;
- 6) шельфовая область Корякского побережья;
- 7) шельфовая область побережья Северной Камчатки;
- 8) область островных шельфов Командорско-Алеутской гряды.

Зона материкового и островного склона

- 9) центральная область материкового склона;
- 10) камчатско-корякская область материкового склона;
- 11) область материкового склона в районе о-вов Прибылова;
- 12) область материкового склона в районе к северу от Лисьих о-вов;
- 13) область островных склонов Командорско-Алеутской гряды.

Глубоководная зона

- 14) подводный хребет Ширшова;
- 15) подводный хребет Бауэрс;
- 16) Камчатская глубоководная котловина;
- 17) Алеутская глубоководная котловина.

На рассмотрении особенностей каждой из этих морфологических областей мы остановимся при характеристике их рельефа.

ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА ДНА БЕРИНГОВА МОРЯ

Общие замечания

Большая сложность и пространственная изменчивость рельефа дна Берингова моря отражают неоднородность геологического строения всего обширного района, в пределах которого находится море. При этом приходится учитывать, что в Беринговом море в отличие от других дальневосточных морей прослеживаются не только многие геологические структуры, характерные для северо-восточной периферии Азиат-

ского континента, но и структуры Аляски, очень сложно сочлененные со структурами Азии. Обширные мелководья восточных и особенно северных частей моря в своей геологии, по-видимому, имеют ряд общих черт с шельфовыми пространствами Чукотского моря. На юге моря расположено горное сооружение Командорско-Алеутской островной гряды (или дуги), окаймленное со стороны Тихого океана Алеутской глубоководной океанической впадиной и являющееся одной из наиболее характерных современных геосинклинальных зон. Каждый из этих крупных районов резко отличается по своей геологии, и там, где они соприкасаются или переходят один в другой в пределах Берингова моря, сложность геологических структур особенно возрастает.

Наиболее крупные формы рельефа дна Берингова моря, составляющие основу выделяемых морфологических областей, так же как и в других восточноазиатских морях по-разному связаны с рельефом прилегающей суши.

Особенно тесна эта связь в пределах шельфовой зоны, которая представляет собой поверхность выравнивания, сформировавшуюся на различных геологических структурах прилегающей суши. В пределах зоны материкового и островного склона мы также наблюдаем большие отличия в рельефе дна в зависимости от особенностей геологического строения разных областей суши. Однако несмотря на недостаточность данных, нельзя не отметить, что вся эта зона обладает многими общими чертами и является геоморфологически единой.

Несомненно, самостоятельное структурное значение имеют и подводные хребты Ширшова и Бауэрс, рельеф которых резко выделяется в глубоководной части Берингова моря. В настоящее время невозможно судить о возрасте этих хребтов и их переходах в структуры суши. Можно предполагать, что это одни из древнейших геологических образований в районе Берингова моря.

Глубоководные области Берингова моря резко обособлены от других его областей. Их непосредственная связь со структурами суши не прослеживается. Они расположены там, где мощность гранитного слоя земной коры минимальна и где накопление осадочного материала протекает со сравнительно большой интенсивностью и, возможно, весьма длительный период.

Как известно, до недавнего времени отсутствие геофизических исследований в пределах Берингова моря не позволяло получить представление об основных чертах строения земной коры в этом районе по конкретным данным. Те заключения, которые в этом отношении были сделаны, основывались на косвенных материалах или на аналогиях с морями сходного типа.

В сводке Р. М. Деменицкой [19] при схематизированной характеристике района Берингова моря принято, что в районах шельфовой зоны и материкового склона на западе, севере и востоке моря мощность земной коры (считая от уровня моря) имеет порядок от 15 до 35 км, в центральных глубоководных областях моря она уменьшается до 10—15 км и даже менее, на юге моря в районе Командорско-Алеутской островной гряды возрастает до 15—25 км и вновь уменьшается в смежных тихоокеанских областях. Р. М. Деменицкая полагает, как и Дж. Оливер, М. Юинг и Ф. Пресс (1959), что в мелководных областях Берингова моря развиты континентальные структуры земной коры, в глубоководных — структуры, заметно отличающиеся от континентальных.

В 1959—1960 гг. появились работы Г. Шора [98], излагающие некоторые результаты сейсмических исследований непосредственно в Беринговом море. При этом действительно было установлено, что земная кора в глубоководной части моря имеет океанический тип строения, отличаясь от коры прилегающих тихоокеанских областей большей мощностью осадочного слоя. В районе Алеутских о-вов выявлена значительная

мощность вулканических осадков, подстилаемых корой океанического типа. Промежуточный характер имеет кора на материковом склоне вблизи крайних восточных островов Алеутской гряды (о-в Унимак).

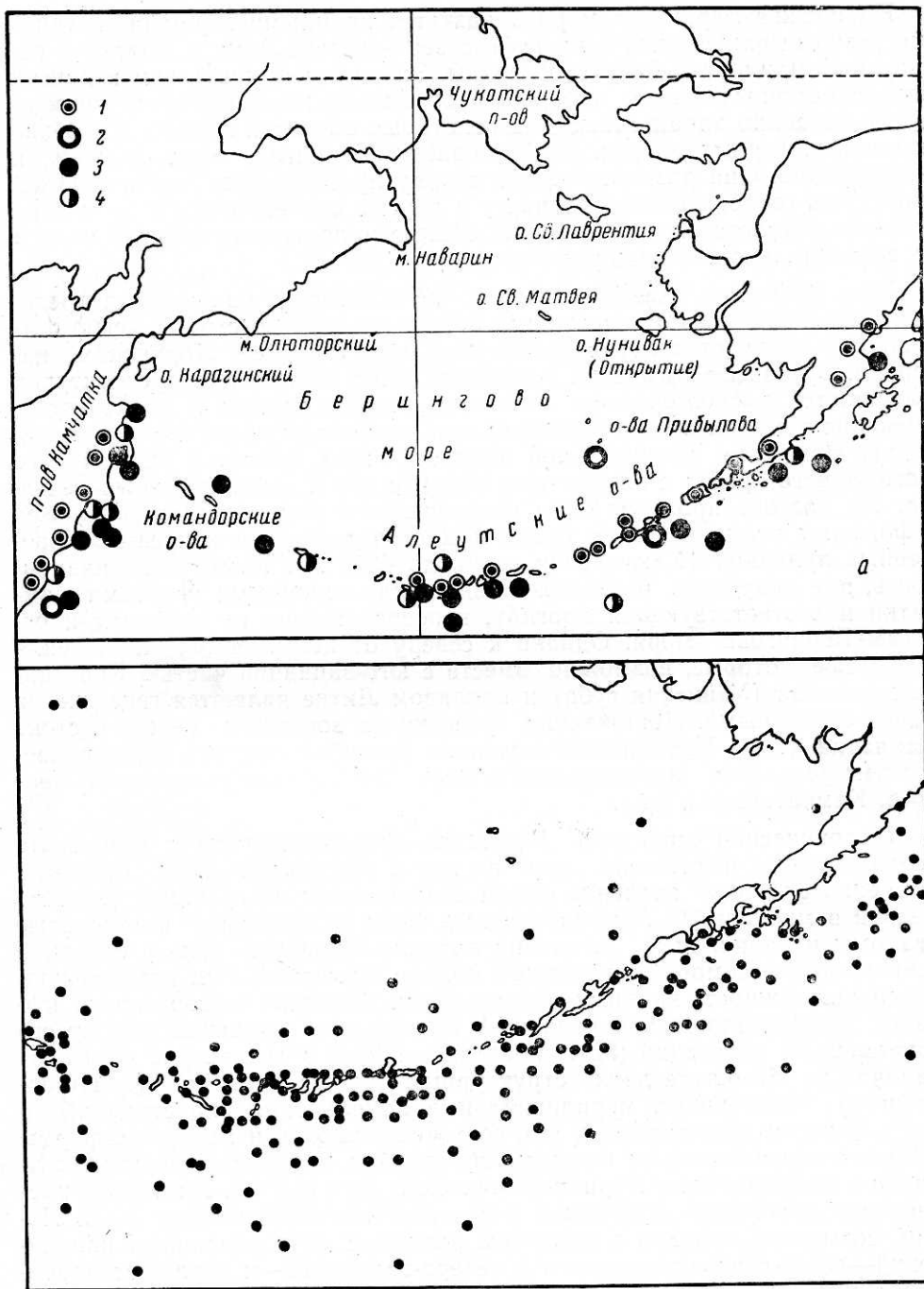
О мощности слоя осадочных пород в Беринговом море приходится судить на основании следующих соображений. Известно, что, например, в Японском море она составляет 1—1,5 км, у побережья Калифорнии согласно Райтту — от нескольких сотен метров до 3 км, юго-восточнее Камчатки и Малых Курильских о-вов — от нескольких десятков метров до 700—900 [19, 65]. Видимо, большие колебания в мощности осадочной толщи должны иметь место и в Беринговом море.

Исключительно важное значение для понимания многих особенностей рельефа дна Берингова моря имеют вулканизм и сейсмичность, развитые в ряде его областей (рис. 5).

Большинство эпицентров землетрясений, установленных в пределах моря, располагаются в приалеутской части моря и прилегающей узкой океанической зоне. Их число к северу заметно уменьшается. Одновременно к северу от Алеутской глубоководной впадины и Алеутской островной дуги ослабевает и интенсивность землетрясений. Области с сейсмичностью в 7—8 баллов находятся лишь на юге и юго-востоке моря, тогда как в его центре и на севере установлены только редкие землетрясения значительно меньшей силы [29, 50, 87]. Повышенная сейсмичность констатируется также для некоторых участков Чукотского п-ова [50]. Характерно заметное увеличение количества и интенсивности землетрясений в Командорско-Алеутской островной дуге с востока на запад, тогда как современные вулканические проявления, наоборот, усиливаются с запада на восток. Зона глубокофокусных землетрясений в Беринговом море несколько смещена к северу от Алеутских о-вов в сторону Алеутской глубоководной котловины моря. За период около 200 лет в Беринговом море зарегистрировано свыше 300 землетрясений, почти все они наблюдались в районе островной дуги и вблизи Камчатки и только единичные известны на о-вах Прибылова, к северо-западу от них, на севере и в центре моря. Одной из существенных особенностей Берингова моря являются волны «цунами». Вулканы в Беринговом море расположены в центральной и восточной частях Алеутских о-вов и на п-ове Аляска. Вулканы Камчатки находятся вне пределов побережий моря, хотя самые северные из них довольно близки к юго-западу моря. По данным Коутса [79], с 1760 по 1948 г. на Алеутских о-вах и п-ове Аляска действующими являются 36 вулканов. Наряду с действующими известно не менее 40 потухших. Наиболее высокие из действующих вулканов на Алеутских о-вах (вулкан Шишалдина имеет высоту 2856 м) сосредоточены на п-ове Аляска и в группе Лисьих о-вов. Вулканы, как правило, развиты с берингоморской стороны Алеутских о-вов. Некоторые из них непосредственно поднимаются со дна моря на островном склоне. Широко известна история неоднократных изменений площади, очертаний и высоты небольшого вулканического о-ва Иоанна Богослова и прилегающих участков дна, которые происходили при извержениях вулкана [29, 76, 79, 100]. Действующие вулканы довольно резко различаются по степени и видам вулканических проявлений от вулканических извержений значительной силы до горячих источников, сольфатар и гейзеров. По некоторым данным, вулканическая деятельность зафиксирована в недавнее время на о-вах Прибылова [74].

Коутс отмечает, что периоды наиболее интенсивной вулканической деятельности приходятся на 1790—1799, 1820—1830 и 1930—1939 гг.

В четвертичное время вулканическая активность в районе Берингова моря была значительно большей и охватывала многие участки на западном и восточном побережьях моря и на некоторых островах, причем большим распространением пользовались трещинные излияния [21, 74, 78].



6

Рис. 5. Вулканы и эпицентры землетрясений в Беринговом море:
 а — по Морскому атласу; 1 — действующие вулканы; 2 — подводные извержения;
 3 — эпицентры разрушительных землетрясений с интенсивностью 8—10 баллов; 4 — эпи-
 центры землетрясений с интенсивностью 10—12 баллов; б — эпицентры землетрясений
 в юго-восточной части Берингова моря с 1917 по 1952 г. (по Джибсону и Никольсу
 1953).

Краткие данные о строении прилегающей суши и берегах

Побережье Берингова моря образуется крупными горными системами, резко выраженными в рельефе северо-востока Азии и Аляски и островов Командорско-Алеутской гряды. Значительно чаще, чем в других дальневосточных морях, к берегам Берингова моря подходят низменности, особенно характерные для некоторых областей Аляски. Строение различных горных систем, окаймляющих Берингово море, сложно и неоднородно. Они различаются по своему простиранию, тектонической структуре, геологическому возрасту и другим особенностям и во многих районах обуславливают изменение общего направления берегов моря и их сравнительно высокую расчлененность (рис. 6).

П-ов Камчатка, северо-восточная часть которого находится в пределах Берингова моря, представляет обширную горную страну, тесно связанную в своем строении с расположенным севернее Корякским нагорьем. В рельефе Камчатки в соответствии с тектонической структурой выделяются расположенные полосами горные хребты и низменности, имеющие в общем северо-восточное или северо-северо-восточное направление. Наиболее значительной является зона поднятий Срединного Камчатского хребта с элементами альпийского и субальпийского рельефа. На востоке проходит зона своеобразного высокогорного рельефа с формами вулканического плато и многочисленными конусами современных вулканов (Ключевская сопка до 4850 м). Камчатская низменность, или депрессия, расположенная между основными хребтами Камчатки и соответствующая прогибу, непосредственно не подходит к берегам Берингова моря. Однако к северу от нее имеются понижения в рельефе, которые, возможно, вместе с юго-западной частью Карагинского залива (Укинская губа) и проливом Литке являются генетически с нею связанными. Пониженные участки на востоке и северо-востоке Камчатки (зона Восточно-Камчатского прогиба) прерываются среднегорным рельефом выступающих в море массивов полуостровов (Озерного, Камчатского и др.).

Тектоническая структура Камчатки сформировалась в результате неоднократных наложений друг на друга различных эпох оргоноза. Особенно большое значение имели складчатости на границе верхнего мела и в миоцене [4]. Многочисленные фазы вулканизма, интенсивные разломы и радиальные движения сыграли большую роль в создании современного геоморфологического облика Камчатки. Ряд авторов подчеркивает важность крупных вертикальных движений четвертичного возраста, дифференцировавших рельеф Камчатки и создавших основу его современных очертаний [8]. В последнее время в литературе отмечают наличие на Камчатке двух структурных планов: древнего (дочетвертичного), создавшего меридиональные направления простираний в средней части полуострова и юго-восточные на юге, и молодого, формы которого ориентированы главным образом на север-северо-восток, совпадая с направлением Курило-Камчатской дуги [39, 66]. Лопастное расчленение восточного побережья Камчатки, как подчеркивает А. С. Ионин, возможно, связано с наличием разломов двух различных направлений—север-северо-восточного и северо-западного—и отражает проявления тектонических процессов в северном продолжении Курило-Камчатской дуги и западном Алеутской. Высокая сейсмичность Камчатки и интенсивный древний и современный вулканизм связаны с явлениями разломов [23, 24]. Во многих районах заметны следы четвертичных оледенений. Преобладание горного рельефа в пределах всего побережья северо-восточной Камчатки определяет широкое распространение приглубых абразионных берегов. Одновременно встречаются берега абразионно-бухтового и лиманно-лагунного типов. Все берега изме-

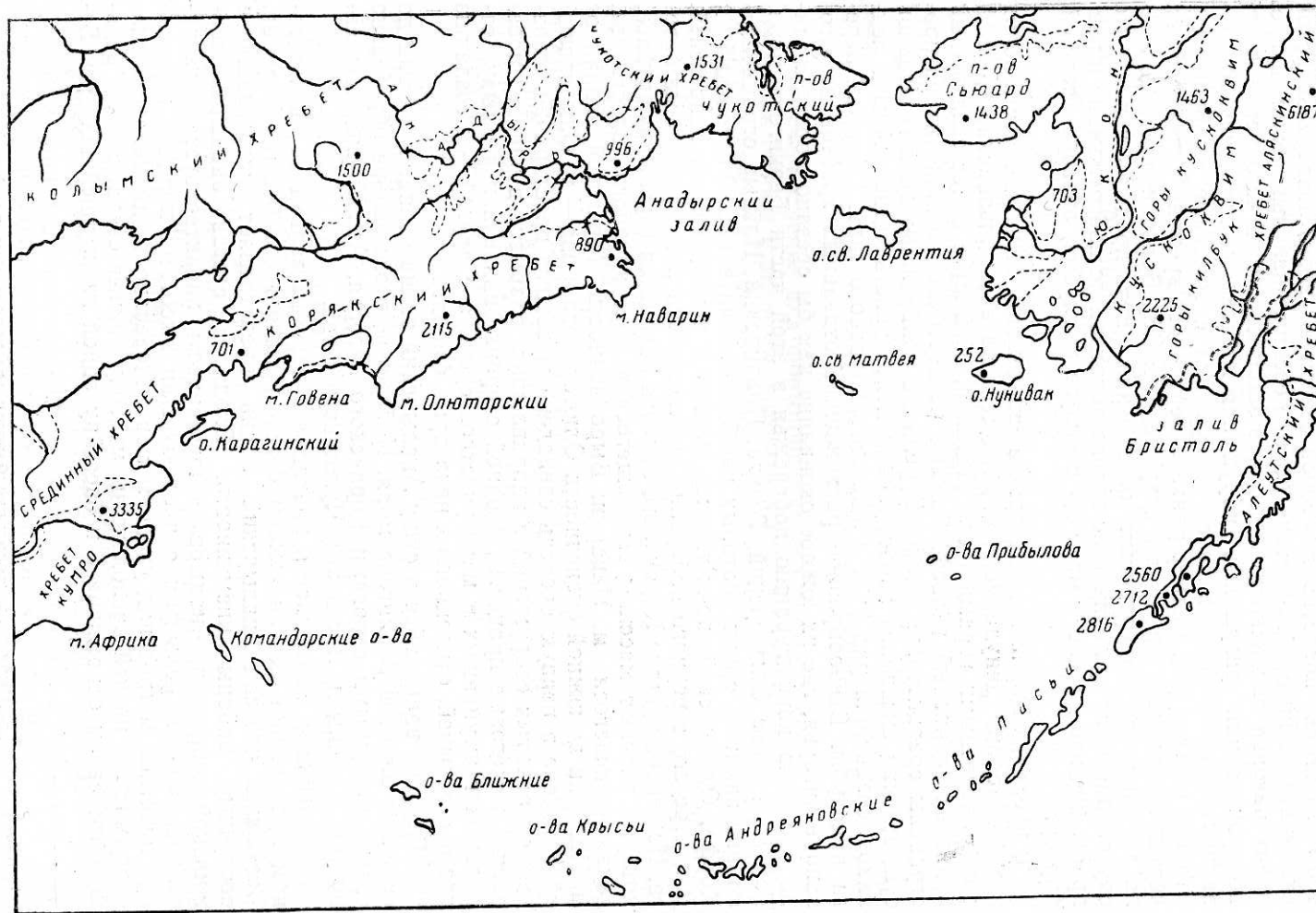


Рис. 6. Схема оро-
 гидрографии бас-
 сейна Берингова
 моря
 - - - - - области
 с отметками высот
 менее 200 м.

нены морем*. О-в Карагинский отделяется от северо-восточных берегов Камчатки мелководным проливом Литке, ширина которого около 30 миль. Остров вытянут в северо-восточном направлении; в его восточных и юго-восточных районах проходит главный горный хребет (гора Высокая, 957 м), в западных расположена предгорная равнина.

Горные цепи Корякского нагорья тянутся в северо-восточном направлении от Камчатского перешейка до Анадырского залива почти на 900 км. Нагорье представляет собой северную ветвь пояса альпийской складчатости на северо-востоке Азии. Геосинклинальный режим в пределах нагорья закончился, видимо, в миоцене, после чего неоднократно происходили разрывные нарушения и блоковые движения образованного консолидированного сооружения и массовые излияния лав разного состава [21]. Рельеф раннечетвертичного времени в своих общих чертах имел много сходства с современным [18]. Большое значение имела деятельность четвертичных оледенений. Есть предположения, что спускавшиеся с гор ледники не только доходили до побережья, но и распространялись далеко в море до шельфовых глубин, образуя ледяной барьер.

В пределах Корякского нагорья в зависимости от устойчивости пород и особенностей денудационных процессов развиты альпийский рельеф с остроконечными горами (гора Ледяная, 2562 м) и более сглаженный и низкий гольцовый рельеф. Рыхлые четвертичные отложения распространены сравнительно слабо. В рельефе прибрежных горных районов существенно сказалась эродирующая деятельность четвертичных ледников, создавшая ряд бухт и заливов фиордового типа. Гористые берега приглубы. Веерообразное расхождение отдельных хребтов на юго-западе нагорья, где их южное окончание как бы срезано морем, создало сложную конфигурацию побережья в этой части Берингова моря. Гористые п-ова Олюторский, Говена, Ильпинский, Ильпыр ограничивают ряд заливов, среди которых наиболее значительны Олюторский и Корфа. Олюторский, по-видимому, связан с тектонической депрессией. В центре его северного побережья наблюдаются аккумулятивные берега. На северо-востоке Корякского нагорья находятся горы Уквушвуйнен, которые слагают массивы выдающегося в море крупного полуострова, заканчивающегося м. Наварин. Выровненность береговой линии от м. Наварин до южной оконечности Олюторского п-ова — м. Олюторский обусловлена в первую очередь совпадением общего простираения основных складчатых сооружений с направлением разрывов в районе побережья. Береговые процессы, с одной стороны, привели к размыву отдельных выступавших в море участков суши, а с другой — к созданию кос и пересыпей, отчленивших некоторые фиорды.

Глубоко вдающийся в сушу Анадырский залив является вторым по величине заливов Берингова моря. Побережье этого залива образовано северо-восточными отрогами Корякского нагорья, Анадырской низменностью и горными массивами Чукотского п-ова.

Анадырская низменность подходит к берегам залива на значительном протяжении, составляющем более половины его береговой линии. Возможно, что сам Анадырский залив представляет погружившиеся восточные районы низменности. Входя в состав анадырско-пенжинской депрессии, Анадырская низменность характеризуется сравнительно пологим рельефом с абсолютными высотами порядка нескольких десятков метров над уровнем моря. Поверхность низменности слабохолмистая, на ней расположены многочисленные озера, реки, в большинстве своем относящиеся к бассейну одной из крупнейших рек Бе-

* Здесь и далее при характеристике берегов мы используем данные А. С. Ионина.

рингова моря — Анадырю, и тундровые пространства. В пределах низменности имеется несколько небольших горных хребтов. Длительную и сложную историю пережили устьевые области р. Анадырь [45]. Широко развита многолетняя мерзлота.

Резкие отличия в строении побережий в пределах низменности от других районов на западе Берингова моря приводят к тому, что здесь образуются преимущественно низменные абразионные и абразионно-лагунные берега, а в лимане р. Анадырь — берега эстуарного типа. В береговых процессах существенное значение имеют солифлюкация и термическая абразия. Воздействие морских факторов привело к общему выравниванию берегового контура, за исключением глубоко врезанных в сушу — зал. Креста и Анадырского лимана.

Камчатка, Корякское нагорье и низовье Анадыря относятся к области кайнозойской складчатости (рис. 7).

Чукотский п-ов, образующий северные и северо-восточные берега Анадырского залива и западные берега Берингова пролива является частью мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области и входит в состав Чаунско-Чукотской складчатой зоны [59—61].

Возвышенности Чукотского п-ова связаны с системой гор Чукотского или Анадырского хребта. В отличие от других горных хребтов западного побережья Берингова моря эти возвышенности имеют не северо-восточное направление, а субширотное и северо-западное, обусловленное расположением основных структурных элементов северного окончания Верхояно-Чукотской складчатой области. Их направление находит свое отражение в таком же простирании побережья Анадырского залива между м. Чукотским и зал. Креста. Геологическое строение Чукотского п-ова весьма сложно. Обычно полуостров рассматривается как антиклинорий.

Большое значение для формирования его рельефа имели сводовые поднятия, сбросы и разломы, которым жесткая глыба полуострова, консолидировавшаяся в мезозое, подверглась во время кайнозойской складчатости.

В третичное и особенно в четвертичное время преобладали процессы денудации. Хорошо выражены следы оледенений, которых по мнению большинства исследователей [38, 57, 64] было не менее двух (или две фазы одного оледенения).

Тектонические процессы и эрозионно-аккумулятивная деятельность четвертичных ледников обусловили значительную изрезанность береговой линии и широкое развитие фиордовых берегов. Помимо этого, большим распространением пользуются измененные морем берега абразионно-бухтового, лиманного и лагунного типов, как правило, сравнительно приглубые.

Воды Берингова пролива и прилегающих к нему мелководных шельфовых районов отделяют Чукотский п-ов от ближайшего района Аляски — п-ова Сьюард.

Берингово море омывает лишь западные и частично юго-западные берега Аляски. Из основных геоморфологических провинций, выделяемых на Аляске, — Арктической прибрежной равнины, хребта Брукса, плато и низменностей Юкона, Аляскинского и связанного с ним Берегового хребтов, п-ова Аляска [34], только последние три подходят к берегам Берингова моря.

Составляя крайнюю часть громадных горных сооружений тихоокеанского пояса Северной Америки, горы Аляски имеют либо широтное простирание, либо, приближаясь к Берингову морю, несколько отклоняются к юго-западу. К берегам Берингова моря они подходят почти по нормали и это обуславливает появление между основными горными цепями таких крупных заливов, как Нортон-Саунд, Кускоквим и Бристольский, и сложное строение восточного побережья моря.

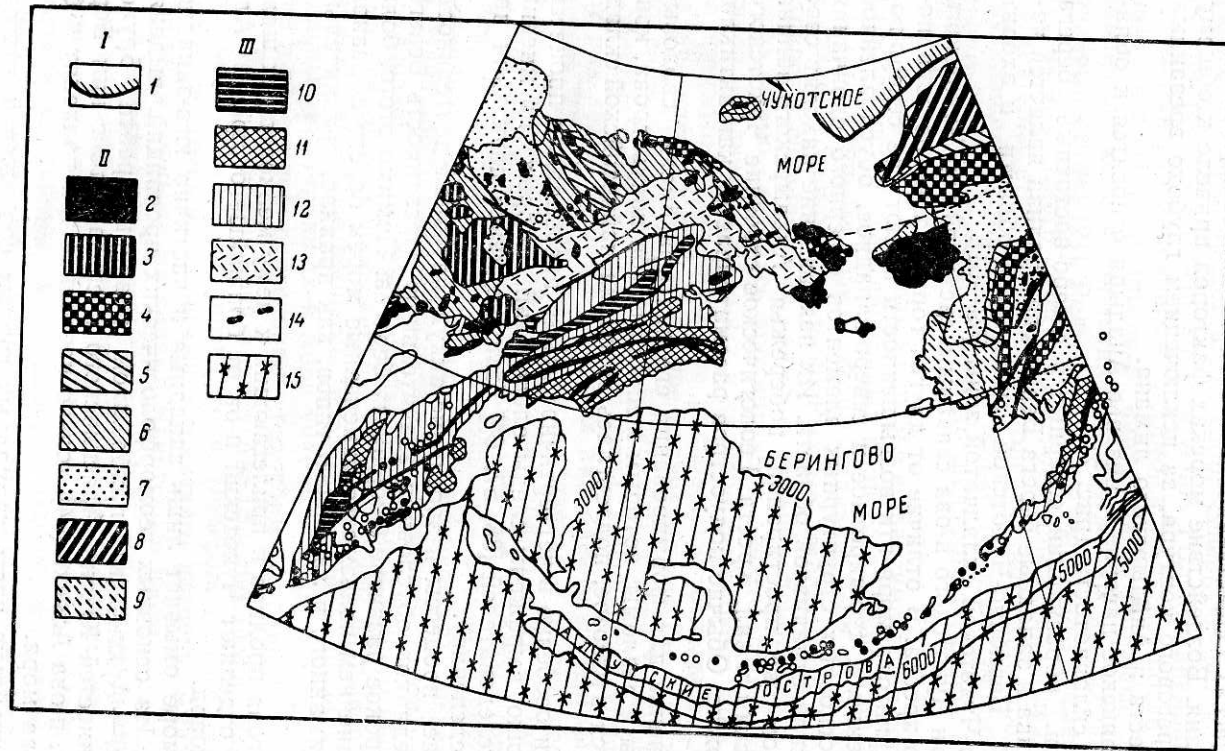


Рис. 7. Схема тектонического строения побережья Берингова моря (по Ю. М. Пущаровскому, 1962):
 I — области дорифейской складчатости древних платформ: 1 — предположительные границы древних платформ в акваториях; II — области мезозойской складчатости: 2 — выступы основания, сложенные складчатыми породами докембрия на Аляске; 3 — то же с платформенным чехлом палеозоя; 4 — выступы основания, сложенные складчатыми, но не геосинклинальными породами нижнего и среднего палеозоя; 5 — нижний подъярус ($C_3 - T_2$); 6 — средний и верхний подъярусы ($T_2 - J_2$); 7 — внутренние кайнозойские впадины ($J_3 - Cr$; местами T_2); 8 — краевые прогибы ($J_3 - Cr$); 9 — внутренние кайнозойские впадины; III — области мезозойской и кайнозойской складчатости: 10 — выступы докембрийского и палеозойского складчатого основания и нижний структурный ярус лекс окраинного пояса кайнозойской складчатости; 11 — средний структурный ярус ($Cr_2 - Pg$); 12 — верхний структурный ярус ($N - Q$); 13 — вулканогенный комплекс мезозойской и кайнозойской складчатостей; 14 — мезозойские и кайнозойские гранитоиды, связанные с областями разломы; O — вулканы действующие; ● — вулканы потухшие; — — — — — некоторые

Таким образом, если рассматривать побережье моря с юго-запада на северо-восток наблюдается смена основного направления горных хребтов и геологических структур при сохранении общего преобладания горного рельефа в прилегающей суше. Это изменение сказывается на очертаниях северо-западных побережий моря. В пределах Аляски происходит дальнейшее изменение направления геологических структур и горных хребтов и соответственно простираения береговой линии.

П-ов Сьюард рассматривается как особая тектоническая единица Аляски, обычно относящаяся к провинции плато [34]. Среднегорный рельеф полуострова образуется возвышенностями хребтов Киглуайк и Бенделобен и их отрогов. У побережья встречаются узкие пониженные пространства предгорной равнины.

В геологическом строении п-ова Сьюард есть ряд черт, сближающих его с Чукотским п-овом. По-видимому, п-ов Сьюард также испытал сводовое поднятие в четвертичное время, в ходе которого произошло значительное расчленение третичного пенеппена. Большим распространением пользуются четвертичные ледниковые отложения и меньше — флювиогляциальные и морские. Последние известны в прибрежных районах [77].

Чукотский п-ов и п-ов Сьюард неоднократно были связаны между собой. Гопкинс полагает, что эта связь имела место в ледниковые периоды. В межледниковое время Берингово море не отделялось от арктических морей [89]. Современные границы Берингова пролива создались в результате позднечетвертичного повышения уровня, нарушившего связь между Азией и Северной Америкой [75].

Берега п-ова Сьюард весьма разнообразны. В формировании берегов, помимо волновых процессов, иногда участвуют процессы солифлюкций, нивации и морозного выветривания. Подводный береговой склон менее приглуб, чем на западе Берингова пролива.

Обширная часть Аляски, относимая к геоморфологической провинции плато и низменностей Юкона, неоднородна. В центральном течении Юкона пониженные участки его долины окружены многочисленными возвышенностями и плато. К югу располагаются горные хребты — Кайю, Килбук и Кускоквим. В горах Килбук максимальные высоты достигают 2225 м, Кускоквим — 1463 м. Непосредственно прилегающая к берегам Берингова моря часть этой провинции представляет аккумулятивную равнину с отдельными небольшими повышениями, в пределах которой расположены нижние участки и дельты рек Юкона и Кускоквима. Более или менее значительные возвышенности имеются здесь лишь к северу от излучины Юкона в нижнем течении, а также спорадически вблизи побережья и на о-в Нельсон.

Геологическое строение всей этой части Аляски сложное и недостаточно изученное [34, 90, 101]. Осадочные породы различных систем от докембрия до мезозойских и третичных залегают на сильно метаморфизованном докембрийском фундаменте. По последним данным [90] в тектоническом отношении рассматриваемый район сравнительно однороден и в нем могут быть выделены отдельные крупные антиклинали и синклинали.

Основные движения, сформировавшие складчатые структуры и сопровождавшиеся образованием значительных гранитных интрузий, произошли в конце мезозоя. В третичное время дислокации были менее интенсивными. С ними связаны лавовые потоки большой мощности и пирокластические образования, выходы которых известны в ряде районов, в том числе и на островах Берингова моря. Гораздо шире, чем во всех других прибрежных районах, развиты четвертичные отложения. Среди последних выделяются осадки древних дельт Юкона и Кускоквима, смыкающиеся в пределах прибрежной равнины, и осадки современной дельты Юкона на юго-западе залива Нортон-Саунд.

Существенное значение имеет многолетняя мерзлота, мощность которой нередко превышает в рыхлых толщах 100—120 м [80].

Известно, что большая часть внутренних областей Аляски в четвертичное время не была покрыта ледниковым покровом. Оледенение достигало более или менее крупных размеров только в горных областях. Заполнение депрессий обломочным материалом различного происхождения продолжалось длительное время, возможно, с конца третичного периода. Среди этого материала преобладает аллювиальный [34, 82]; именно его накопление обусловило создание обширной аккумулятивной равнины. Неоднократно происходило изменение положения русла Юкона и других рек, а также дельтовых областей, занимавших большие площади. В связи с отмеченными особенностями строения рассматриваемой части побережья Берингова моря здесь встречаются мало измененные морем дельтовые берега и выровненные берега аллювиально-морских равнин, а в пределах древних дельтовых областей — измененные абразионно-бухтовые и термоабразионные берега.

В шельфовых областях открытого моря, прилегающих к побережью Аляски, находится несколько островов, во многом различающихся по своему рельефу и геологическому строению — о-в Св. Лаврентия, о-в Св. Матвея, о-в Нунивак и о-ва Прибылова. Острова удалены друг от друга на значительное расстояние и не связаны между собой. Наиболее близок от них к побережью Аляски о-в Нунивак. О-в Св. Лаврентия находится приблизительно в 40 милях от юго-восточных берегов Чукотки. Рельеф островов — возвышенный, отдельные вершины имеют высоту 300—500 м, а наиболее значительная гора на о-ве Св. Лаврентия — 630 м. Однако в отдельных случаях, особенно на о-ве Св. Лаврентия, встречаются и низменные участки. Видимо, все эти острова связаны с геологическими структурами Аляски. Однако в настоящее время трудно представить себе, продолжением каких именно структур они являются.

Остров Св. Лаврентия вытянут с востока-юго-востока на запад-северо-запад. На острове встречаются как третичные, так и дочетвичные осадочные и метаморфические породы. Распространены интрузивные породы. Во многих пониженных районах острова залегают рыхлые четвертичные осадки. Известны четвертичные вулканы и вулканические образования [74]. Берега острова довольно разнообразны. Наряду с абразионными берегами на значительном протяжении развиты лагунные берега.

Остров Св. Матвея и расположенный рядом с ним небольшой о-в Холл вытянуты с юго-востока на северо-запад. Острова сложены из вулканических пород. Возвышенности островов имеют сглаженные очертания, свидетельствующие о длительной субаэральной эрозии. Берега выровнены, подводный береговой склон — приглубый.

Платообразный о-в Нунивак почти целиком сложен позднечетвичными и четвертичными базальтами [80]. Берега острова — абразионные, подводный береговой склон — также приглубый. Остров, по всей вероятности, отделился от близлежащего о-ва Нельсон, имеющего сходное геологическое строение, совсем недавно, в ходе послеледникового поднятия уровня моря (рис. 8).

О-ва Прибылова (о-ва Св. Павла, Св. Георгия, Моржовый, Сивучий и Бобровый) представляют собой небольшую островную группу, расположенную на юго-востоке Берингова моря вблизи внешнего края шельфовой зоны. В строении островов участвуют в основном горизонтальные покровы базальтов; встречаются также четвертичные осадки различного происхождения (морские и др.). Базальтовые лавы перекрывают осадочные породы. Многие возвышенности островов являются вулканами и сохранили конусообразный облик. Вулканические извержения, начавшись в самом конце третичного периода, продолжались не-

однократно в четвертичное время. По-видимому, они происходили и в современную эпоху. В образовании рельефа островов существенную роль играли вертикальные движения, с которыми связано формирование высоких абразионных участков [74]. Для островов характерны абразионные берега.

Горные хребты южной части Аляски образуют дугу, окаймляющую с севера воды зал. Аляска. Здесь выделяются две системы горных

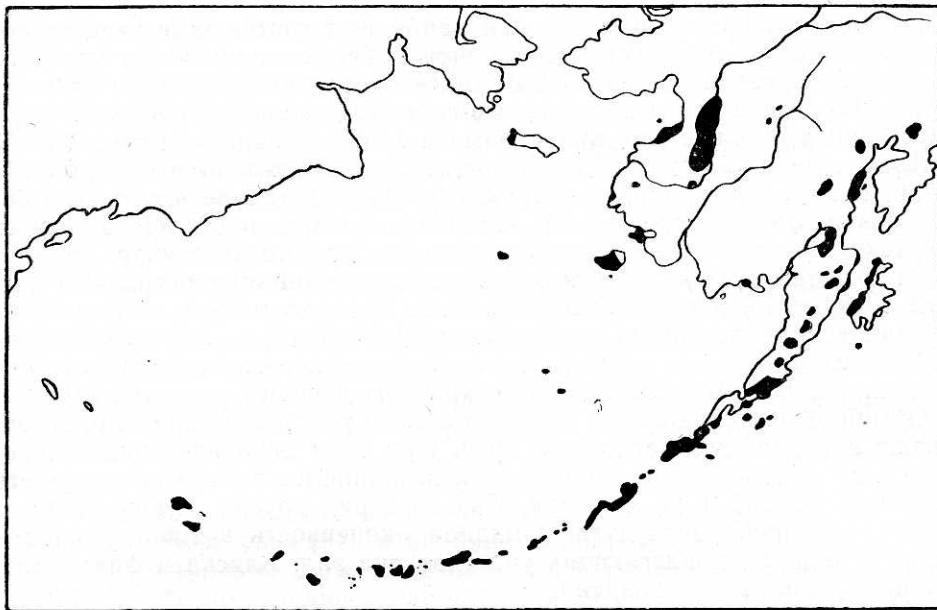


Рис. 8. Вулканические породы на островах Берингова моря и территории Аляски (по Баргу [74]).

сооружений. На севере — это горы Аляскинского хребта и южнее расположенного Берегового хребта. В пределах Аляскинского хребта находится самая высокая гора Северной Америки Мак-Кинли (6187 м) и один из центров современного оледенения. Все эти горы входят в зону мезозойских складок на западном побережье Северной Америки. Южнее проходит Алеутский хребет, относящийся к зоне третичной складчатости. На западе хребет связан с Алеутской островной дугой. В Алеутском хребте расположен ряд действующих и потухших вулканов, наиболее значительные из которых имеют высоту более 2000 м (вулканы Павлова — 2712 м, Вениаминова — 2560 м, Катмай — 2209 м).

Однако непосредственно к берегам Берингова моря подходят более пониженные участки этих геологически различных областей, которые особенно хорошо выражены вдоль восточного и южного побережья Бристольского залива. Изрезанное северное побережье залива с рядом многочисленных бухт образовано отрогами гор Килбук, относящимися к провинции плато и низменностей Аляски. Вдоль этих же отрогов проходит восточная граница зал. Кускоквим. Некоторые из отрогов пересекаются береговой линией, что во многом предопределяет ее значительное расчленение. В вершинах бухт, куда впадают мелкие реки, распространены берега эстуарного типа. Большое значение имеют третичные и четвертичные вулканогенные породы, а в прибрежных пониженных районах Бристольского залива — рыхлые моренные и флювиогляционные образования. Эродирующая деятельность четвертичных ледников существенно сказалась на преобразовании рельефа горных массивов, а так-

же на рельефе тихоокеанского побережья полуострова. Береговая линия на севере п-ова Аляска выделяется значительной выровненностью.

Алеутские о-ва, входящие в состав горных сооружений Командорско-Алеутской островной гряды, являются продолжением Алеутского хребта на п-ове Аляска. Большинство островов гористые, на многих из них расположены вулканические конусы, высота которых достигает 1000—2000 м и более (вулкан Шишалдина на о-ве Унимак — 2856 м, вулкан Макушина на о-ве Уналашка — 2035 м, вулкан Всевидова на о-ве Умнак — 2109 м и др.).

Все острова представляют собой наиболее возвышенные участки обширного горного сооружения островной дуги, основная часть которого скрыта под уровнем моря. Выше были приведены некоторые данные о рельефе островов и присущих всему этому району Берингова моря современных проявлениях вулканизма и значительной сейсмичности.

Алеутские о-ва слагаются третичными и четвертичными породами. По-видимому, в отдельных районах, особенно на западе, имеются и более древние образования [96, 98]. Основная часть пород, встречаемых на Алеутских о-вах, является вулканогенными, во многих случаях третичные и четвертичные эффузивы почти сплошь составляют островные массивы. Осадочные породы распространены гораздо меньше. На многих вулканических островах исследованиями последних лет установлен ряд последовательных вулканических фаз третичного и четвертичного вулканизма. Известны затопленные кратеры древних вулканов [94].

Обычно Алеутские о-ва и Алеутский хребет на п-ове Аляска рассматривают как двойную островную дугу. При этом основная гряда островов и п-ов Аляска составляют северную, наиболее протяженную часть дуги, п-ов Кенай, о-ва Афогнак, Кадьяк и ряд других к югу от п-ова Аляска — южную часть дуги, западная оконечность которой скрадывается в рельефе прилегающих участков дна зал. Аляска и фактически еще пока ясно не установлена.

Вопрос о тектонических структурах Алеутских о-вов в целом и отдельных островных групп еще не разработан. По-видимому, в их пределах мы имеем серию антиклинальных и синклиналиных структур, близких по направлению к простираению дуги, может быть, подобных тем, которые установлены для Командорских о-вов [4], и разбитых многочисленными дизъюнктивными дислокациями различных направлений. Наличие погруженной поверхности выравнивания на гребне подводного хребта с хорошо выраженными следами субаэральной денудации, в том числе и ледниковой, и абразии на глубинах до 500—1000 м и даже более, свидетельствует о сравнительно недавних довольно крупных опусканиях, которые испытала значительная часть всего горного сооружения Командорско-Алеутской гряды [86].

В течение четвертичного периода большинство Алеутских о-вов в той или иной степени подверглись оледенению. Интенсивность оледенения увеличивалась с запада на восток. Наиболее восточные острова (Унимак, Уналашка и др.) были почти полностью покрыты ледниками [78]. Ледники о-ва Унимак составляли единое целое с ледниками Алеутского хребта на п-ове Аляска. Во многих случаях значительные ледники были в наиболее высоких местах островов, образуя в долинах лишь отдельные движущиеся языки. Местные очаги оледенения существенно отразились на рельефе Алеутских о-вов. Каппс подчеркивает, что большинство ледников как на п-ове Аляска, так и на многих Алеутских о-вах, особенно на востоке, опускались с тихоокеанской стороны [78]. Поэтому там расположены более резко выраженные следы ледниковой эрозии, существенно преобразившей доледниковый рельеф. На многих восточных островах Алеутской гряды распространены заливы и бухты фиордового типа. Особенно много их на о-вах Уналашка, Умнак, Адах, Атка и некоторых других. Ледниковая эрозия горных вершин островов

способствовала приданию им альпинотипного облика, несмотря на относительно небольшую высоту многих из них (около 1000 м). Сравнительно часто на Алеутских о-вах встречаются древние кары и цирки, троговые долины.

Четвертичные отложения, связанные с деятельностью ледников, — моренные, флювиогляциальные установлены в пониженных местах островов. Кроме этого, иногда вдоль побережья, особенно с берингово-морской стороны, констатируются морские позднечетвертичные отложения, а на о-ве Уника — аллювий.

В образовании современного рельефа Алеутских о-вов, помимо интенсивной вулканической деятельности и ледниковой эрозии четвертичного времени, существенное значение имела абразионная деятельность моря как с берингово-морской, так и с тихоокеанской стороны. Ее воздействие проявлялось на фоне тех тектонических движений, которые происходили в разных районах Алеутских о-вов. Однако эта деятельность не смогла заметным образом преобразовать и ослабить первичную расчлененность берегов Алеутских о-вов. В силу этого для островов характерно преобладание абразионно-бухтовых берегов. Острова-вулканы выделяются, как обычно, очень большой приглубостью своих берегов. На некоторых из Лисьих о-вов, особенно на о-ве Уника, в связи с более пониженным рельефом побережья и накоплением рыхлых четвертичных отложений появляются выровненные берега.

Группа Командорских о-вов отделена от Алеутских о-вов широким и глубоким проливом (до 2000 м глубины). Однако их взаимная связь не вызывает сомнения. По последним данным Ю. В. Жегалова [4], Командорские о-ва (о. Беринга и о. Медный) представляют собой не крупные глыбы — остатки погрузившегося третичного континента, как полагал И. Морозевич [91], а крайнее западное звено Командорско-Алеутской островной дуги, образованное большими антиклинальными складками северо-западного направления. Эти складки выражены в рельефе гористыми массивами островов (наибольшая высота о-ва Беринга — 757 м, Медного — 637 м), поднимающихся над сравнительно обособленным блоком подводного основания островной гряды.

Командорские о-ва слагаются главным образом осадочно-туфогенными и эффузивными третичными образованиями. Подчиненное значение имеют рыхлые четвертичные отложения, развитые лишь в долинах рек и на севере о-ва Беринга в районе о-ва Саранного (элювиально-делювиальные и озерно-болотные). Важной особенностью геологического строения Командорских о-вов является отсутствие следов четвертичного и современного вулканизма, столь характерного для Алеутских о-вов. Выделяются Командорские о-ва и тем, что в четвертичное время они не испытали оледенения.

Геоморфологические исследования свидетельствуют о крупных разломах и недавних значительных поднятиях Командорских о-вов, которые во многом обусловили конфигурацию островов и ряд особенностей их побережий (наличие морских террас, преобладание берегов абразионного типа и ряд других). Острова окружены мелководной абразионной платформой, ослабляющей темп современной абразии.

Сопоставление имеющихся данных о геологическом строении различных участков Командорско-Алеутской островной гряды свидетельствует, как отмечают многие авторы [4, 9], о том, что мы имеем здесь крупную геосинклинальную зону, заложенную в третичное время и продолжающую свое развитие до наших дней. В этой зоне, смыкающейся с Курило-Камчатской геосинклинальной зоной, констатируется неравномерность развития с запада на восток. Наиболее древней частью является западная, «затененная» другой, Курило-Камчатской зоной [24], наиболее молодой и активно развивающейся — восточная. Это видно по возрастанию интенсивности вулканических процессов с запада на восток

в четвертичную и современную эпоху, по большей консолидации западных областей островной дуги и некоторым другим признакам. Аналогичная картина установлена для Курило-Камчатской геосинклинальной зоны, которая развивается в северном направлении в сторону Берингова моря [67].

В месте пересечения Курило-Камчатской и Командорско-Алеутской островных дуг геологически более активна первая [4].

Обобщение данных о геологическом строении прилегающей к Берингову морю суши свидетельствует о том, что при всей сложности геологии смежных пространств они могут быть разделены на две зоны. Одна из них, охватывающая мезозойские сооружения Чукотки и Аляски, характеризуется значительной степенью консолидации. Другая зона, объединяющая кайнозойские сооружения Камчатки и Корякского нагорья на западе и п-ова Аляски и Командорско-Алеутской островной гряды на юге и юго-востоке и выделяющаяся, как мы видели, значительной активностью геотектонических процессов в самом недавнем прошлом, а во многих областях и в современную эпоху, является геосинклинальной.

Наличие этих двух зон, резко отличных друг от друга и отчетливо выраженных, имеет первостепенное значение не только для понимания особенностей рельефа дна Берингова моря, но и для установления основных закономерностей в осадочном покрове и процессах осадкообразования, протекающих в пределах обширной акватории моря [10].

Зона шельфа

Рельеф шельфовой зоны Берингова моря — это рельеф подводных равнин, окаймляющих в виде полосы различной ширины берега моря. Лишь в районе Командорско-Алеутской гряды наблюдаются узкие площадки островных шельфов, часто разообшеченные.

В пределах Берингова моря в соответствии с геологическим строением окружающих районов было выделено два основных типа шельфовых областей: платформенные, или эпиконтинентальные, и шельфовые области геосинклинальной зоны моря или, менее точно, геосинклинальные. Первые из них примыкают к консолидировавшимся мезозойским геологическим образованиям Чукотки и Аляски и протягиваются от районов Анадырского залива и Берингова пролива к п-ову Аляска. Именно они составляют основу беринговоморской шельфовой зоны и входят в число крупнейших континентальных шельфов в мире. Смыкаясь на севере с мелководьями Чукотского моря, они переходят в единый арктический шельф северо-востока Азии и Аляски.

Геосинклинальные шельфовые области протягиваются узкой полосой вдоль Корякского и Камчатского побережий Берингова моря, а также составляют шельфовые цоколи островов Командорско-Алеутской островной гряды. Они образовались на наиболее молодых, кайнозойских геологических структурах этого горного сооружения [12].

Естественно, что мы можем рассматривать континентальный шельф Берингова моря как платформенный, в известной степени условно. Как и в Охотском море [72], выделение платформенного, или эпиконтинентального, шельфа подчеркивает главным образом те резкие отличия, которые наблюдаются в его геологическом строении, кайнозойской истории и рельефе шельфа по сравнению с шельфом геосинклинальных областей.

Границами шельфа служат, с одной стороны, линия берега, с другой — линия перегиба дна в месте перехода шельфа в материковый или островной склон. В большинстве случаев она располагается на глубине около 150 м и выражена достаточно резко (рис. 9). Неоднократные повышения и понижения дна, наблюдаемые в различных районах шель-

фа, подтверждают тот хорошо известный факт, что рельеф шельфовой зоны не является совершенно однообразным и монотонным даже в наиболее выровненных областях [73, 97]. Чем больше мы изучаем распределение глубин в пределах шельфа, тем многочисленнее данные, говорящие о справедливости этого положения и в условиях Берингова моря.

Анализ картографических и литературных материалов о рельефе

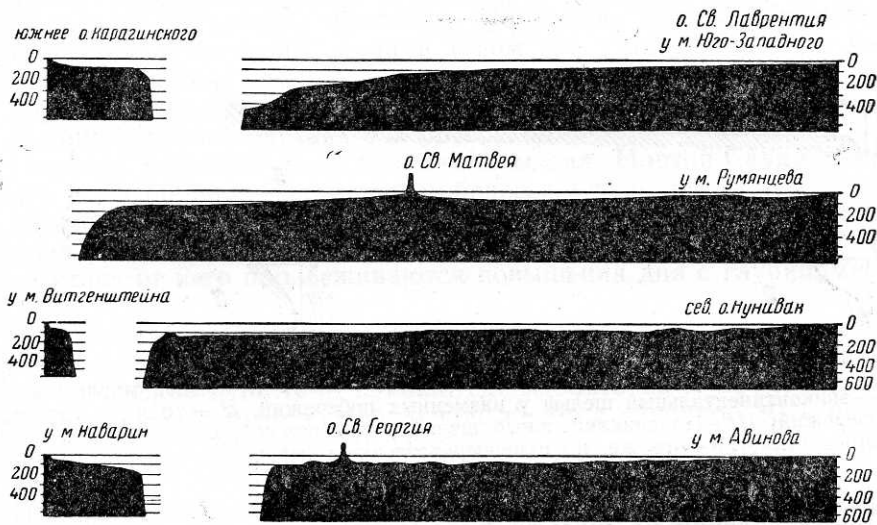


Рис. 9. Профили шельфа восточных и западных областей Берингова моря.

берингоморского шельфа, а также результаты промерных работ Берингоморской научно-промысловой экспедиции показывают, что на шельфе могут быть выделены три основных части: прибрежная, центральная и внешняя. Прибрежная часть охватывает глубины до 30—50 м; она располагается в зоне интенсивного воздействия волн и, видимо, в значительной степени совпадает с так называемым подводным береговым склоном [27, 43]. Центральная часть шельфа обычно занимает глубины от 30—50 до 120 м, рельеф ее наиболее выположен. Внешняя часть шельфовой зоны (120—150 м), характеризующаяся увеличением уклона дна, возрастающим особенно заметно при переходе к материковому и островному склону, как правило, узка и в ряде районов выделяется повышенной расчлененностью и усложнением рельефа дна. В эпиконтинентальных областях берингоморского шельфа все эти три части обычно хорошо выражены. В геосинклинальных шельфовых областях центральная часть шельфа прослеживается не всегда. Иногда можно наблюдать, как прибрежная и внешняя части шельфа смыкаются

между собой, например в районах некоторых Алеутских о-вов с узкими и крутыми шельфовыми площадками (рис. 10).

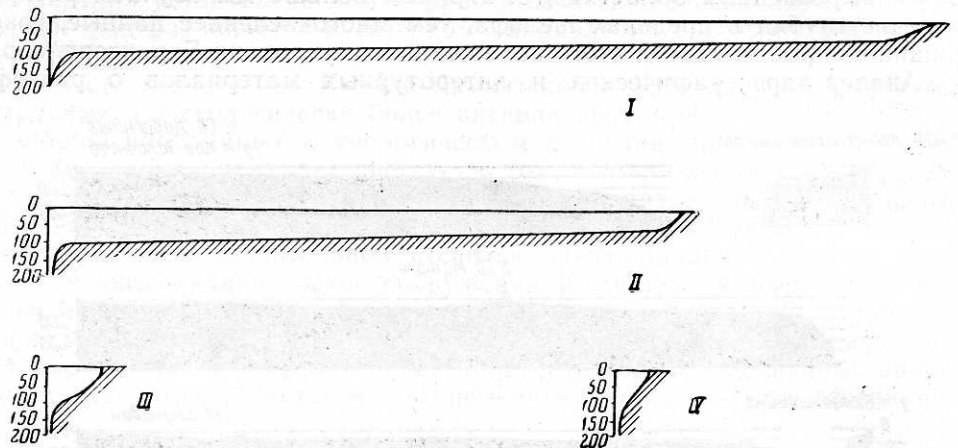


Рис. 10. Схематизированные профили шельфа Берингова моря: I — эпиконтинентальный шельф у низменных побережий; II — то же у гористых побережий; III — геосинклинальный шельф с прибрежной, центральной и внешней частями; IV — то же, но с непосредственным переходом прибрежной части во внешнюю.

При выделении на шельфе двух основных генетических поверхностей — поверхности абразионно-аккумулятивного выравнивания и затопленной окраины материка [22, 49] — первая из них, по-видимому, захватывает прибрежную и центральную части шельфа, вторая — его внешнюю часть [12].

Рассмотрим некоторые существенные черты рельефа дна намеченных выше основных эпиконтинентальных и геосинклинальных шельфовых областей Берингова моря.

Эпиконтинентальные шельфовые области

Анадырский залив целиком располагается в области шельфа. Он глубоко вдается в северо-западное побережье Берингова моря. Несмотря на расчлененность береговой линии залива, создаваемую Анадырским лиманом, зал. Креста, фиордами и небольшими заливами на северо-восточном и юго-западном берегах залива, нельзя не обратить внимание на сравнительную четкость контура берегов, более или менее резко ограничивающих залив с запада, севера и северо-востока.

Как уже отмечалось, геологическое строение и рельеф побережий залива неоднородны, и это находит свое отражение в особенностях конфигурации и характера берегов. Рельеф Анадырского залива описан в литературе [70].

Анадырский залив представляет собой продолжение Анадырской низменности, затопленной в результате эвстатического повышения уровня моря. Рельеф этой низменности был создан эрозионной и ледниковой деятельностью в течение четвертичного времени. Последующее абразионно-аккумулятивное воздействие моря в значительной степени сгладило неровности дна и создало современную Анадырскую подводную равнину. Открытое для волн многих направлений и для морских течений пространство залива, принос осадочного материала реками и течениями благоприятствуют нивелировке повышений и депрессий дна.

Североберингово-морское мелководье расположено между п-вами Чукотским и Сьюард, о-вом Св. Лаврентия и дельтой

р. Юкона (см. рис. 4). От остальных шельфовых пространств Берингова моря оно отделено о-вом Св. Лаврентия и повышениями дна, идущими от острова на юго-восток. В пределах этого мелководья находится Берингов пролив, бассейн Чирикова, под которым понимают акваторию от восточных берегов Чукотского п-ова до п-ова Сьюард и линии м. Ном — западная часть дельты Юкона, и зал. Нортон-Саунд. С остальными районами беринговоморского шельфа североберинговоморское мелководье связано на западе проливом Чирикова между юго-восточной оконечностью Чукотского п-ова и о-вом Св. Лаврентия и на востоке проливом Шпанберга между о-вом Св. Лаврентия и дельтой р. Юкона.

Глубины всего североберинговоморского мелководья обычно менее 50 м; лишь в редких случаях они превосходят 50 м.

Глубины менее 25 м, за исключением зал. Нортон-Саунд и района дельты р. Юкона, находятся вблизи берегов. Очень редко они удаляются на расстояние более 10 миль, заметно приближаясь к берегу у выступающих мысов. Это же наблюдается и у о-ва Св. Лаврентия. Только к юго-востоку от него прослеживаются повышения дна с глубинами меньше 25 м.

Нортон-Саунд — наиболее мелководный залив Берингова моря. Глубины здесь преимущественно от 10 до 22 м. Таковы же глубины вдоль побережья дельты р. Юкона, где изобата 25 м проходит обычно в 30—40 милях от берега. Небольшой желоб с глубиной 30 м подходит к зал. Нортон-Саунд у м. Ном. Понижение дна с глубиной 54 м находится в 35 милях к западу от м. Румянцева.

Подобное распределение глубин приводит к тому, что уклоны дна в пределах северного мелководья очень малы и чаще всего составляют 1—2'. Лишь у берегов уклоны повышаются до нескольких минут, а также на склонах впадин и некоторых гряд. Более значительны уклоны дна в фиордах Чукотского п-ова, где они иногда достигают десятков минут.

Плоское выровненное дно североберинговоморского мелководья неоднократно занималось морем в четвертичное время [89]. В еще большей степени, чем в Анадырском заливе, абразионно-аккумулятивные процессы сnivelировали здесь неровности дна и создали очень пологую и сглаженную подводную равнину. Большое значение в процессах выравнивания дна имело и имеет сейчас то обстоятельство, что твердый сток р. Юкона сосредоточивается в основном в пределах этой части шельфа, перераспределяясь волнами и течениями, которые на востоке мелководья направлены в сторону Берингова пролива. В рельефе дна особенно хорошо выражены лишь наиболее значительные ложбины, связанные, по-видимому, с деятельностью четвертичных ледников и ряда рек. Выделяются о-ва Диомида, Кинг, Феруэй и некоторые другие — остатки древних возвышенностей. Кроме того, на востоке и юго-востоке располагаются узкие ложбины и гряды, которые образовались в результате переработки приливными течениями древнего дельтового рельефа, слабо перекрываемого современными осадками. Приливные течения, видимо, являются и главным фактором образования узких гряд у берегов п-ва Сьюард.

По имеющимся данным древнее русло р. Юкона не прослеживается в пределах всего североберинговоморского мелководья. Возможно, что понижение дна у м. Румянцева представляет собой след одного из бывших дельтовых рукавов.

Несмотря на наличие отдельных повышений и понижений дна, североберинговоморское мелководье вряд ли можно рассматривать как слабо всхолмленную равнину [70]. Резкое преобладание крайне малых уклонов дна свидетельствует о большой выравненности дна, и холмы здесь отсутствуют.

Прибрежная часть шельфовой зоны располагается здесь по-разному. У берегов п-овов Чукотского и Сьюард она узка, приглуба и занимает глубины до 25—30 м. Рельеф дна ее наиболее сложен. Залив Нортон-Саунд может быть целиком отнесен к этой части, как и все пологие преддельтовые пространства у устья р. Юкон. Остальные районы североберинговоморского мелководья, хотя они и доступны для волнового воздействия, можно рассматривать как районы центральной части шельфа. Роль течений во всех происходящих в них процессах достаточно велика.

Лаврентьевско-матвеевская шельфовая область — составная часть всего восточоберинговоморского шельфа. На северо-западе она непосредственно переходит в Анадырский залив, на юго-востоке — в матвеевско-нунивакскую шельфовую область. Обособление этой области обусловлено в первую очередь тем, что наличие крупной и сложной ложбины между м. Наварин и о-вом Св. Матвея, довольно далеко заходящей в пределы шельфовой зоны, вместе с поднятиями о-вов Св. Матвея и Св. Лаврентия значительно осложняет всю динамику вод области и приводит к созданию здесь обширного круговорота, который создает своеобразное распределение донных шельфовых осадков.

Ширина лаврентьевско-матвеевской шельфовой области в районе м. Наварин достигает 250 миль. Далее к юго-востоку, между о-вом Св. Лаврентия и началом материкового склона, в центре ложбины ширина области уменьшается почти до 200 миль. У о-ва Св. Матвея область вновь расширяется — расстояние между внешним краем шельфа и побережьем Аляски составляет 300—350 миль. Малые глубины (менее 20—25 м) в пределах этой области наблюдаются только у о-ва Св. Лаврентия, где они располагаются в 2—10 милях от берега, приближаясь к берегу у мысов, и у о-ва Св. Матвея и связанных с ним небольших о-вов Холл и Пиннакл; кроме того, они наблюдаются в районе древней дельты р. Юкона, около м. Румянцева. По особенностям своего рельефа и распределения глубин вся преддельтовая полоса малых глубин от современной дельты р. Юкона, находящейся на юго-западе зал. Нортон-Саунд, и до о-ва Нунивак является продолжением восточных районов североберинговоморского мелководья. Интересны очертания изобаты 50 м, которая от западного берега о-ва Св. Лаврентия идет на юго-юго-восток, отделяя все малые глубины на севере и востоке.

Основная часть лаврентьевско-матвеевской шельфовой области имеет глубины от 40 до 110 м. Дно здесь отличается большой выровненностью. Показываемое на многих картах понижение дна с глубинами до 318—320 м [55] последними данными не подтверждается. Так же как и к северу от о-ва Св. Лаврентия, наклоны дна здесь ничтожны и в большинстве случаев составляют 1—2'. Мала уклоны и в более мелководных участках. Только у берегов островов они возрастают до нескольких минут, а вблизи о-ва Св. Матвея и до 10'.

Недостаточность промерных данных не позволяет ясно представить, как часты на всей обширной площади этой шельфовой области отдельные повышения и понижения дна. Как правило, они невелики, порядка нескольких метров, и очень пологи. Одно из таких понижений расположено к юго-западу от о-ва Св. Лаврентия и оконтуривается изобатой 75 м. Сравнительно небольшой выступ с глубинами менее 50 м намечается за пределами изобаты 50 м к югу от о-ва Св. Лаврентия. Более сложен рельеф дна у о-ва Св. Матвея. Здесь ряд холмов находится в непосредственной близости от острова, кроме того, в направлении от острова к внешнему краю шельфа удалось установить небольшие повышения дна, чередующиеся с разделяющими их депрессиями. Разница глубин между ними обычно около 3—5 м, расстояние между гребнями

двух повышений доходит до 1—2 миль. Общее число таких повышений довольно велико.

Внешний край шельфовой зоны в лаврентьевско-матвеевской области прослеживается очень хорошо. Уже с глубины около 100 м начинается постепенное увеличение уклонов дна, которое на большинстве участков все более возрастает с ростом глубины. Особенно резко сближение изобат 75, 100, 125 и 150 м происходит на северном склоне ложбины в районе м. Наварин. Менее четко, но также сравнительно резко это наблюдается к западу от о-ва Св. Матвея. Начиная с глубины 120—125 м, наклоны дна составляют 10—15', а в зоне перегиба дна от шельфа к склону достигают местами даже 1°. Эта зона чаще всего располагается в интервалах глубин от 130 до 150 м. Ширина зоны перегиба невелика. В большинстве случаев она не превышает нескольких миль, сокращаясь иногда, как мы наблюдали, к юго-западу от о-ва Св. Матвея до 0,5—1 мили.

Важной особенностью внешнего края рассматриваемой области берингоморского шельфа является его изрезанность верхними частями подводных долин и каньонов (рис. 11), расположенных в пределах материкового склона. Недостаточность промерных данных затрудняет составление точной батиметрической карты, где бы все эти верхние части были полностью отражены. Но и имеющиеся материалы показывают многочисленность подводных долин и разную степень их проникновения вглубь шельфа. Можно наблюдать, что по тальвегу подводных долин уклоны дна несколько меньше, на склонах, наоборот, больше.

Следует подчеркнуть, что внешний край шельфа как бы продолжает юго-западное побережье Анадырского залива, с которым вся лаврентьевско-матвеевская область имеет много общих черт. Так же как и в Анадырском заливе, мы имеем здесь обширную поверхность аккумулятивно-абразионного выравнивания, где большинство мелких неровностей дна погребены под толщей главным образом тонких осадков, которые накапливаются как в центре, так и по периферии происходящего к юго-западу от о-ва Св. Лаврентия круговорота течений. Значительное количество материала, переносимого на север вдоль восточного побережья моря, концентрируется в пределах этого круговорота и приводит к появлению обширного ареала тонких осадков. Сюда же поступает материал, взмучиваемый волнами на малых глубинах и способный по своим размерам к дальнему переносу.

Внешний край шельфа, наоборот, сохранил многие признаки своей первоначальной изрезанности. Накопление осадков не достигает здесь значительных размеров, что зависит от специфики гидрологического режима и больших уклонов дна. Рельеф внешнего края более древний и в послечетвертичное время он не испытал такого интенсивного изменения, как в прибрежных и центральных частях шельфовой области.

Лаврентьевско-матвеевская область эпиконтинентального шельфа, являясь подводным продолжением низменностей Аляски, характеризуется широким развитием прибрежной части. В рельефообразующих процессах здесь основное значение имеют волнение, приливные течения, твердый сток. Еще большее развитие, пожалуй, максимальное для Берингова моря, приобретает центральная часть шельфа, где осадочная аккумуляция и перераспределение частиц течениями обуславливает исключительную выровненность дна. Четко выделяется узкая внешняя часть шельфовой зоны.

Матвеевско-нунивакская шельфовая область располагается между о-вом Св. Матвея, о-вом Нунивак и о-вами Прибылова. Так же как и в лаврентьевско-матвеевской области, с которой она весьма сходна, внешний край шельфа здесь прорезан верхними частями крупных долин. На севере он простирается в направлении, близком к широтному, на юге — ориентирован на юго-юго-восток.

Ширина шельфовой зоны около 300 миль, только к юго-западу от о-ва Св. Матвея она превышает 350 миль, сокращаясь по мере движения на юг. Глубины свыше 25 м удалены от берега обычно на расстояние около 30 миль и прибрежная часть подобно тому, что наблюдается у древней и современной дельт р. Юкона, оказывается выположенной. Подводный береговой склон в районе о-ва Нунивак довольно приглуб. Меж-

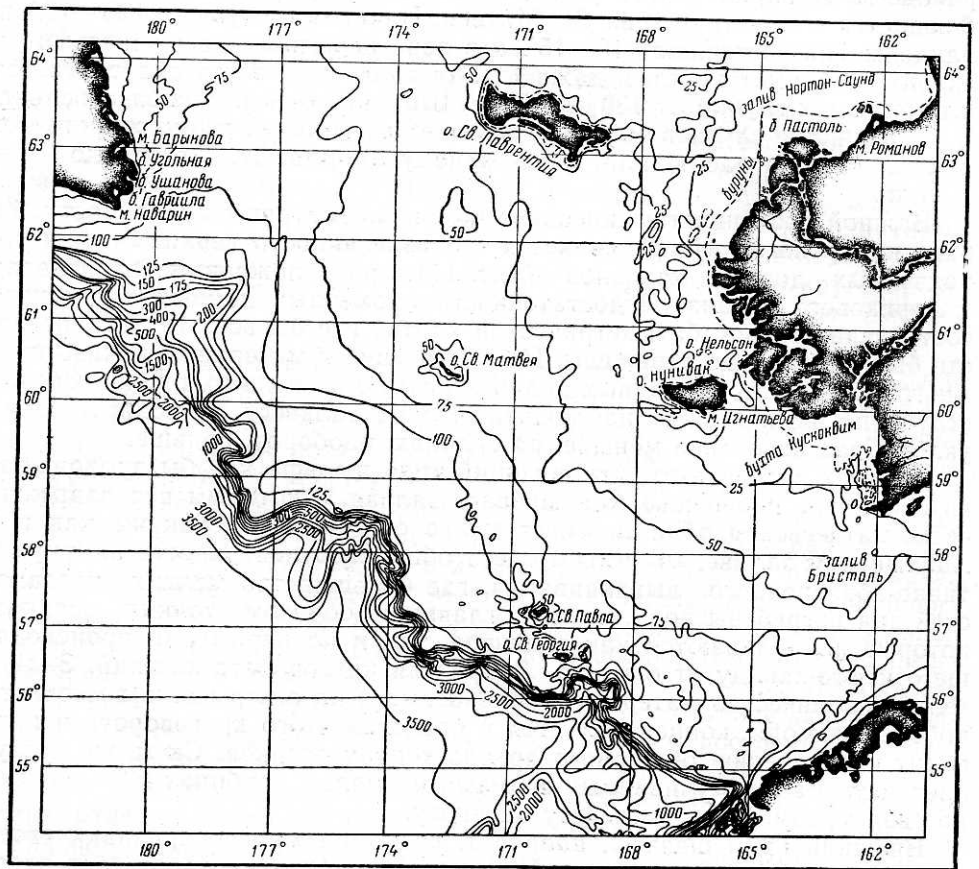


Рис. 11. Батиметрическая схема восточной части Берингова моря.

ду о-вом Нунивак и берегом в мелководном проливе Этолина, по данным навигационных карт, есть несколько котловин, где установлены глубины до 30 м и более. Они находятся в центре пролива и, по-видимому, связаны с размывающим действием течений. Сравнительно крупный выступ дна с минимальной глубиной 8—9 м известен к юго-западу от о-ва Нунивак.

В отличие от лаврентьевско-матвеевской шельфовой области различные повышения дна здесь более часты. Рельеф дна шельфовой области усложняется по мере приближения к о-вам Прибылова. Ряд поднятий возвышается над прилегающими участками дна на 8—12 м. На картах указаны некоторые банки, которые имеют превышения до 30 м.

Сложным оказывается и рельеф внешнего края шельфа. Помимо изрезанности, в связи с подходом к шельфу вершин многих подводных

долин как крупных, так и мелких на внешнем крае шельфа и вблизи него встречаются значительные поднятия дна. Одно из них с глубиной около 90 м, например, было встречено у перегиба шельфа примерно в 100 милях к западу-северо-западу от о-ва Св. Павла, еще севернее в этой части шельфа на картах приводятся банки с глубинами 13 и 14,6 м и ряд других (см. рис. 11).

Таким образом, несмотря на общий выровненный характер рельефа, малые уклоны дна (порядка 1—3'), матвеевско-нунивакская шельфовая область уже носит некоторые черты перехода к тем областям берингово-морского шельфа, где рельеф дна не имеет простого строения. Так же как и на севере, мы наблюдаем здесь прибрежную и центральную части, дно которых является типичной поверхностью аккумулятивно-абразионного выравнивания. Но на внешней полосе этой поверхности рельеф усложняется, а внешний край шельфа не только выделяется своей большей крутизной и изрезанностью, но и отличается появлением заметных возвышенностей, которые подобно островам и основным ложбинам образовались значительно ранее и должны рассматриваться как реликты древнего рельефа.

Можно предполагать, что первоначальный рельеф этой части шельфа, преобразованный в ходе абразионно-аккумулятивного выравнивания, был более многообразен, чем в северных областях.

Прибыловско-бристольская шельфовая область обладает наиболее сложным рельефом дна среди других эпиконтинентальных областей берингово-морского шельфа. Обусловлено это тем, что она находится в переходной зоне от эпиконтинентальных к геосинклинальным шельфам и примыкает к той части Аляски, где происходит смена более древних геологических сооружений молодыми геологическими структурами кайнозойского возраста. Ширина шельфовой зоны рассматриваемой области — приблизительно 270—300 миль. На севере эта область идет от о-вов Прибылова к заливу Кускоквим, на востоке и юге включает Бристольский залив и простирается до берегов п-ова Аляска и о-ва Унимак. Переходное положение области приводит к тому, что она объединяет геологически неоднородные участки, что определяет существенные различия в рельефе дна отдельных районов.

Одной из наиболее характерных черт всей шельфовой области является наличие резко выраженной крупной ложбины, ось которой идет параллельно берегам о-ва Унимак и п-ова Аляска к вершине Бристольского залива. Несомненно, что эта ложбина имеет тектоническое происхождение и связана с депрессией между Алеутским хребтом и горами Килбук и Кускоквим. Трансгрессия Берингова моря в позднечетвертичное время привела к тому, что наиболее низменные участки близ зал. Кускоквим и к западу от него вошли в состав современной шельфовой зоны. Аккумулятивно-абразионное выравнивание в значительной степени сгладило первоначальный рельеф, однако оно не оказалось настолько интенсивным, чтобы совершенно сравнять все неровности субаэрального происхождения. На морских навигационных картах хорошо видно, как изобата 25 м по мере движения с севера на юг все ближе подходит к берегу. У зал. Кускоквим она еще отстоит от берега на 30—40 миль, далее она приближается к береговой черте на 10—15 миль, а вдоль южного побережья Бристольского залива — лишь на 5—10 миль. У бухт и заливов северного побережья Бристольского залива глубины более 25 м удалены от берегов на 10—20 миль. Рельеф дна в этой наиболее мелководной части шельфа заметно расчленен. Вблизи берега находится ряд небольших островов (о-ва Моржовые и др.), поднятий дна и банок, которые особенно многочисленны вдоль изрезанного северного побережья Бристольского залива. На отдельных участках, где сказываются интенсивные приливные течения, наблюдаются узкие желоба и гряды с

превышениями до 10 м и более. В зал. Кускоквим имеются переглубленные участки. Распределение глубин в прибрежной части шельфа у п-ова Аляска и о-ва Унимак, насколько можно судить по имеющимся данным, сравнительно однородно. Уклоны дна здесь более значительны и возрастают с востока на запад. Существенны различия в уклонах дна и на других глубинах. В пределах обширного мелководного пространства между о-вами Прибылова и Бристольским заливом уклоны дна малы и обычно не превышают 1—3'. Мы имеет здесь пологую и за отдельными исключениями хорошо выровненную часть шельфа с глубинами менее 100—110 м. На таких же глубинах к северу от п-ова Аляска и о-ва Унимак углы наклона дна гораздо значительнее, достигая 10—15', а иногда и более (см. рис. 12).

Иная картина наблюдается в районе о-вов Прибылова. Весь этот район в отличие от других районов эпиконтинентального шельфа характеризуется частыми поднятиями дна и разделяющими их понижениями. Вместе с самими о-вами Прибылова они, видимо, являются отражением погруженных геологических структур, менее сnivelированных в ходе абразионно-аккумулятивного выравнивания. Близость района о-вов Прибылова к внешнему краю шельфа, также имеющему здесь сложный и расчлененный рельеф и отличающемуся значительной крутизной, свидетельствует о том, что именно в этой части эпиконтинентального шельфа затопленная окраина материка занимает наибольшую площадь и выражена особенно отчетливо. К юго-востоку от о-вов Прибылова внешняя часть шельфовой зоны вместе с прилегающей частью материкового склона более пологая; в пределах ложбины, проходящей к северу от о-ва Унимак к Бристольскому заливу, характерный перегиб на кромке шельфа существенно сглажен.

Отмеченные особенности рельефа прибылово-бристольской шельфовой области свидетельствуют о том, что в тектонически сложной и неоднородной части шельфа, какой, несомненно, является вся эта область, процесс абразионно-аккумулятивного выравнивания идет по-разному в отдельных районах и приводит к различным результатам. Вблизи о-вов Прибылова поверхность абразионно-аккумулятивного выравнивания оказывается далеко не такой ровной, как восточнее этих островов, и в целом несколько сужена; напротив, к северу от о-ва Унимак она расширяется и захватывает весь шельф. Аккумуляция осадочного материала в значительных размерах идет там даже на внешнем крае шельфовой зоны и прилегающих глубинах материкового склона, и ее сглаживающее действие заметно выровняло изначальные неровности рельефа дна. Разумеется, конечно, что расположенная здесь крупная ложбина сохранила свою обособленность в рельефе, так как общее накопление разнообразных частиц недостаточно для заполнения такого крупного элемента в рельефе дна. Кроме того, не исключена возможность, что мы имеем здесь зону опускания, которая не компенсируется осадочной аккумуляцией.

Геосинклинальные шельфовые области

Геосинклинальные шельфовые области, развитые на юге и западе Берингова моря, занимают значительно меньшие площади, чем эпиконтинентальные. Из 990320 км², которые приходятся на всю зону шельфа в Беринговом море, только 13,4%, или 132700 км², составляют площадь, геосинклинальных шельфов. Однако, как подчеркивалось ранее [13], последние выделяются более сложным рельефом дна и сильнее отличаются друг от друга, чем обширные области эпиконтинентального шельфа. Такие большие различия объясняются не только разницей в геологическом строении отдельных геосинклинальных шельфовых областей, но и тем, что в условиях значительной крутизны узких шельфовых

площадок геосинклинальных областей, доступных в большинстве случаев для крупных морских волн, и ограниченного поступления и накопления осадочного материала очень многие неровности дна в ходе абразионно-аккумулятивного выравнивания сглаживаются гораздо слабее, чем в пределах эпиконтинентального шельфа. Важную роль играет также то обстоятельство, что при горном рельефе большинства побережий геосинклинальных областей эвстатическое повышение уровня, с которым связано образование основной части современной шельфовой зоны Берингова моря, охватило лишь крайне ограниченные участки прилегающей суши, причем погруженный под уровень моря субэвральный рельеф во многом сохранил свои первоначальные черты, хотя и подвергся значительной переработке главным образом за счет абразии.

Шельфовая область Корякского побережья, резко отличаясь от эпиконтинентальных шельфовых областей севера и северо-востока Берингова моря, в то же время лишена некоторых характерных особенностей, присущих камчатской и командорско-алеутской геосинклинальным областям. Это, по-видимому, связано с тем, что она примыкает к более консолидированному кайнозойскому горному сооружению, каким на западе Берингова моря, как мы видели, является Корякское нагорье.

Зона шельфа у Корякского побережья имеет более простое строение в своей северной части, где она простирается в том же направлении, что и основные цепи горных хребтов. На юге очертания и рельеф шельфа усложняются. Направление шельфа оказывается секущим к направлению горных хребтов.

Шельфовая область побережья северо-восточной Камчатки включает почти весь Карагинский залив и узкие шельфовые площадки в районе п-вов Озерного и Камчатского и зал. Озерного. Область резко делится на две части — северную и южную. Северная, возможно, связанная, как уже указывалось, с Центральной Камчатской депрессией, сравнительно широка — до 60—65 миль. В ее пределах находится пролив Литке, о-ва Карагинские. Южная часть, окаймляющая гористые побережья Северо-Восточной Камчатки, имеет ширину 10—15 миль, сужаясь у выступающих мысов.

В рельефе северной части наиболее характерны значительные ложбинообразные понижения, ориентированные в сторону заливов и губ.

Очертания северной части области в своих основных чертах, видимо, связаны с эвстатическим повышением уровня моря. В ходе последующего абразионно-аккумулятивного выравнивания они были преобразованы сравнительно мало, поскольку повышенные скорости течений в проливе Литке и к северу и югу от о-ва Карагинского уменьшают седиментацию осадочного материала и, следовательно, влияние аккумулятивных процессов на преобразование первоначального рельефа, а своеобразие расположения Карагинского залива ослабляет волновую абразию. В южной части области влияние эвстатического повышения уровня моря на формирование современного шельфа сказалось меньше.

Наиболее характерные для геосинклинальной части шельфовой зоны Берингова моря островные шельфы Командорско-Алеутской гряды также неоднородны. При наличии многих общих черт строения шельфовые площадки различаются по ширине, сложности рельефа, роли аккумулятивно-абразионных факторов для отдельных островных групп, из которых состоит гряда Командорских и Алеутских о-вов.

Рассматривая расположение островных шельфов в пределах командорско-алеутской области (рис. 12), мы видим, что эти шельфы разбиваются на несколько единых блоков, соответствующих основным группам островов. Вместе с тем выделяется несколько небольших шельфовых площадок у некоторых островов-вулканов и банок, отделенных глубокими проливами от прочих участков островных шельфов. Шельфы,

как правило, вытянуты в направлении простирания гряды. На западе, в районе Командорских о-вов, они не связаны с материковым шельфом, на востоке шельф Лисьих о-вов непосредственно переходит в эпиконтинентальную прибыловско-бристольскую шельфовую область. Большое количество промерных данных по району Алеутских о-вов и сравнительно подробные морские навигационные карты делают алеутские шельфы одними из наиболее изученных в Беринговом море.

Двигаясь с запада на восток, мы наблюдаем единый шельф Командорских о-вов, протягивающийся вдоль островов почти на 150 миль, ширина шельфа в его центре примерно 30—32 мили, на северо-западе и юго-востоке она заметно сужается до нескольких миль. Шельф Командорских о-вов является одним из наиболее простых среди других шельфов командорско-алеутской дуги. Наиболее широка прибрежная зона к северо-востоку от о-ва Беринга. Рельеф ее характеризуется не только наличием подводной абразионной террасы, но и рядом останцов и гряд. Центральная часть шельфа занимает относительно большую площадь. В ее пределах находится пологая подводная депрессия между о-вами Берингова и Медным, ориентированная на юго-восток, и участок шельфа с ровным рельефом и глубинами к западу от о-ва Беринга.

Внешняя часть шельфа характеризуется небольшой шириной, иногда менее мили. На северо-востоке, западе и юго-западе она изрезана слабо и имеет максимальные уклоны дна (до нескольких градусов), на юго-востоке, напротив, выполаживается и расчленена на ряд выступов вершинами подводных долин, расположенных в зоне островного склона. Банки и останцы на западе и северо-востоке, находящиеся вблизи внешнего края шельфа, реликтовые. Формы рельефа вулканического и ледникового происхождения на шельфе Командорских о-вов отсутствуют.

Следующий шельфовый участок к востоку от Командорских о-вов находится в районе банки Стейлмейт. Длина его около 10 миль, минимальная глубина на банке — 33 м. На общем цоколе располагаются две шельфовых площадки с глубинами менее 100 м и выровненным абразионным рельефом. К югу расположена еще одна такая площадка, отделяемая проливом с глубиной около 500 м.

Шельф Ближних о-вов несколько короче шельфа Командорских о-вов — его длина с северо-запада на юго-восток примерно 100 миль. На шельфе находятся о-в Атту, о-в Агатту и о-ва Семичи. По-видимому, он оконтурен линиями сбросовых смещений. Наибольшая ширина в районе о-ва Агатту достигает 35 миль. При сравнительно простых очертаниях внешнего края шельфа на глубине 130—150 м и небольшой изрезанности рельеф прибрежных и центральных участков шельфа довольно сложен (рис. 13). Крутизна шельфа с берингоморской стороны Ближних о-вов глубже 100 м доходит до 3—5°. Ряд скал, банок, мелких островков и ложбинообразные углубления между ними свидетельствуют о том, что абразионно-аккумулятивные процессы не привели здесь к образованию таких выровненных площадок, как на шельфе Командорских о-вов. Возможно, что четвертичное оледенение сказалось не только на рельефе Ближних о-вов, характеризующихся значительной расчлененностью, но и на рельефе шельфа. Можно предполагать, что некоторые банки и понижения дна образовались при участии ледниковой эрозии. Процессы морской абразии лишь придали этим формам шельфового рельефа современные очертания.

Шельф Ближних о-вов отделяется глубоководным проливом Булдырь от следующей части алеутского шельфа в районе Крысьих о-вов. Зона шельфа здесь неоднородна. Помимо вытянутой с запада-северо-запада на восток-юго-восток очень узкой полосы шельфа длиной около 190 миль, на которой находятся о-ва Булдырь, Кыска, Крысьи и Амчитка, ряд мелких шельфовых площадок располагается в районе о-вов Чугул, Малый Ситхин, рифов Булдырь, Мидл-Риф, Тахома и других; еще более

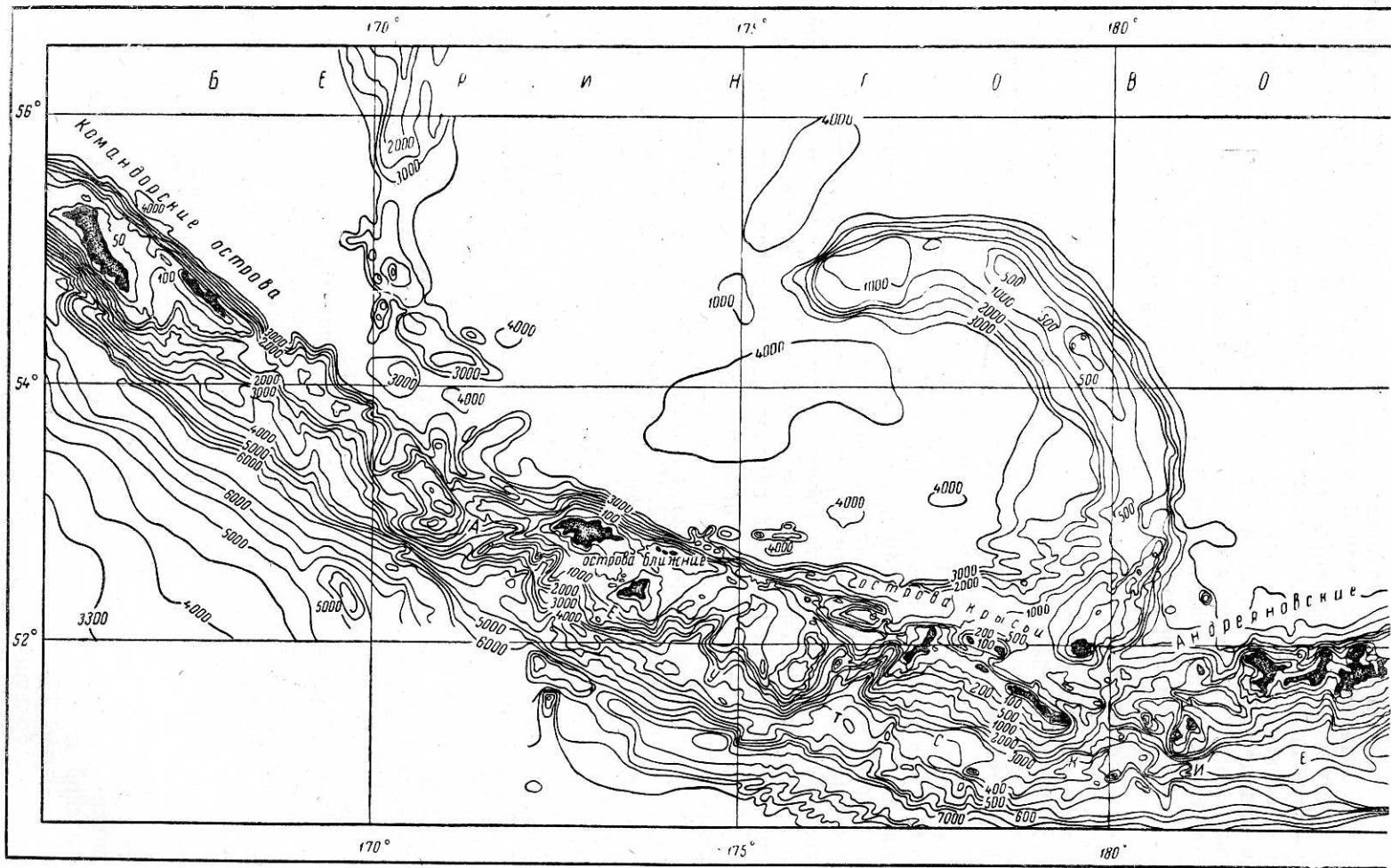
удален шельф о-ва Семисопочного с примыкающей к нему отмелью Буревестник, или Петрел.

Ширина шельфа резко меняется. Наиболее значительна она у о-ва Кыска, где достигает почти 30 миль. Сам о-в Кыска простирается вкрест общему направлению островного шельфа Крысьих о-вов. Суженные участки шельфа, наиболее хорошо выраженные в тех местах, где подводные каньоны своими вершинами подходят к шельфу (каньон Меррея и ряд других), чередуются с более широкими; весь островной шельф оказывается, таким образом, чрезвычайно расчлененным. В самом узком месте его ширина равна всего 1,5—2 милям.

Подводный береговой склон приглуб. Выположенные участки находятся обычно на глубинах 60—100 м. В их пределах выступают отдельные повышения дна, рифы и банки. Это же наблюдается и на отмели Буревестник (Петрел), которая простирается на северо-восток от о-ва Семисопочного и вместе с ним относится к подводному хребту Бауэрс. Направление этой отмели перпендикулярно общему направлению шельфа. Острова-вулканы Чугул, Малый Ситхин, поднимающиеся в районе Крысьих о-вов непосредственно с больших глубин, имеют шельфовые площадки шириной 2—6 мили. Вулканы есть и на других островах, кроме о-ва Кыска и о-ва Амчитка. Ледниковая деятельность на Крысьих о-вах не имела существенного значения. Внешний край шельфа, занимающий глубины 120—140 м, очень крут. Он имеет уклоны до 3—5° и непосредственно переходит в примыкающую часть островного склона. Как выравненные участки шельфа, так и различные останцы на нем созданы абразионной деятельностью волн при современном уровне моря и в ходе его изменения в позднечетвертичное время. Изрезанность контура островных шельфов обусловлена тектоническими причинами.

Одна из наиболее многочисленных и вытянутых групп Алеутских о-вов — группа Андреяновских о-вов — расположена между глубоководными проливами Амчитка и Амухта. Зона шельфа для этой группы также не является единой. Шельфовые площадки о-вов Давыдова и некоторых банок на западе Андреяновских о-вов разобщены друг от друга и от остальной части шельфа значительными глубинами. Островной шельф Андреяновских о-вов вытянут с запада на восток примерно на 300 миль. Ширина его меняется в несколько меньшей степени, чем у Крысьих о-вов. С берингоморской стороны она обычно колеблется от 2—3 миль до 12 миль, с тихоокеанской — от 4 до 16, причем к югу от Андреяновских о-вов шельф менее расчленен и изрезан, особенно между о-вами Адах и Сигуам, где большую часть шельфа занимают глубины от 50 до 120 м. Как отмечалось, основные проявления вулканизма приурочены к северным частям Андреяновских о-вов. Это в отдельных случаях осложняет рельеф шельфовых участков с берингоморской стороны, чему способствовало также и четвертичное оледенение, результатом которого явились многочисленные фиорды. Поэтому для Андреяновских о-вов характерны как узкие шельфовые площадки, созданные абразией у островов-вулканов (например, о-ва Горелый, Касаточий, Конюжий, северо-восточная часть о-ва Атха и др.), так и более широкие участки, образовавшиеся под влиянием ледниковой эрозии и абразионно-аккумулятивного выравнивания вдоль изрезанных берегов большинства крупных островов. В некоторых фиордах переуглубление дна доходит до 200 м и более.

Подводный береговой склон, как обычно, приглуб, за исключением редких участков в заливах; центральная часть шельфа с берингоморской стороны выражена лишь в заливах и фиордах, уклоны дна здесь около 30—50'. Внешний край шельфа изрезан и крут. В прибрежной зоне большинство островов окружено абразионными террасами и рифами. Ложбины тектонического происхождения во многих случаях



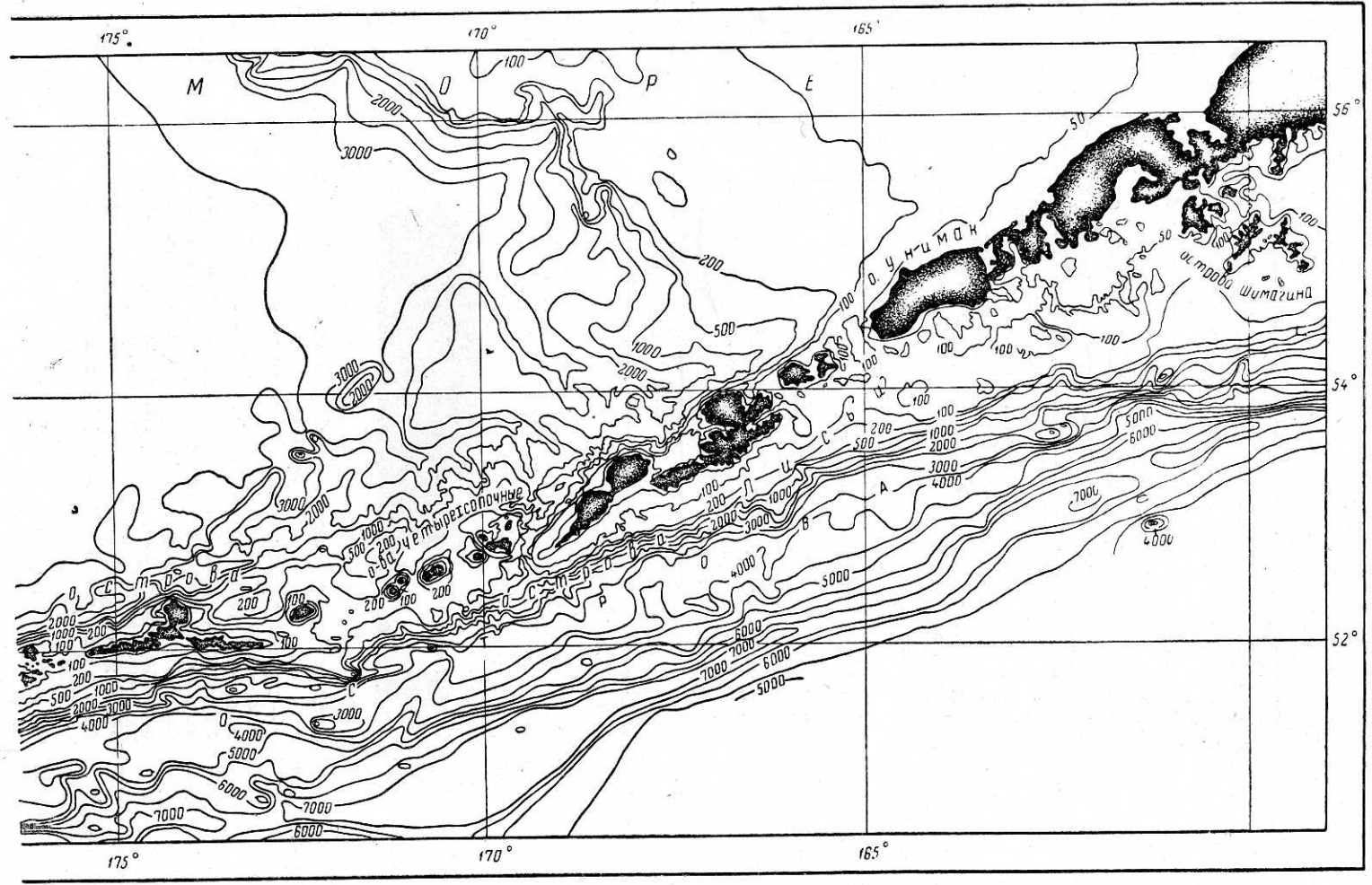


Рис. 12. Батиметрическая схема южной части Берингова моря (по В. С. Бортникову).

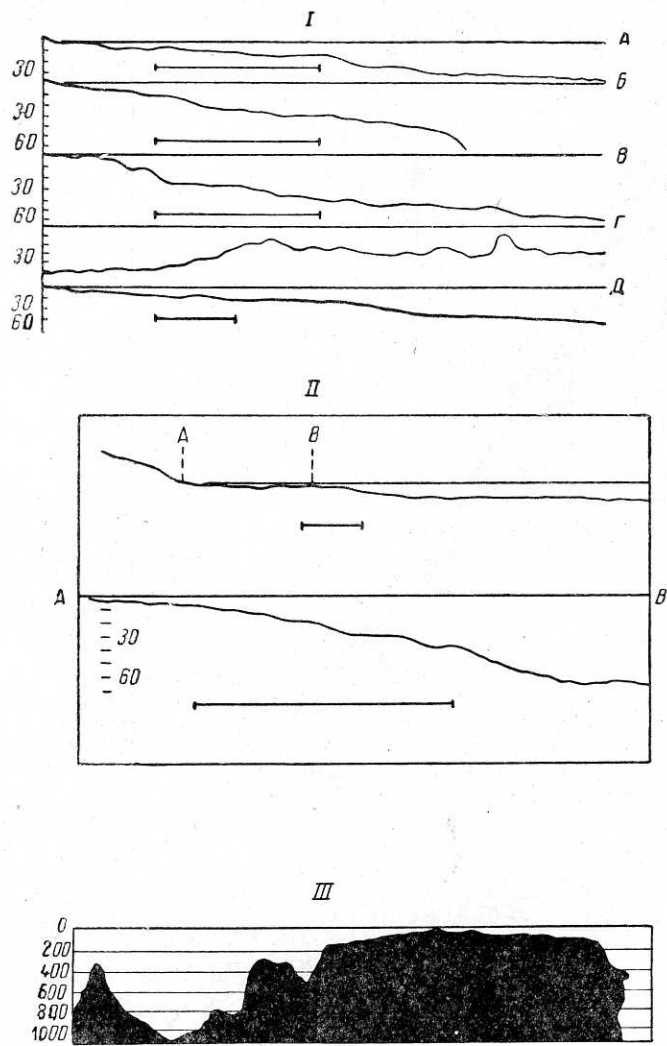


Рис. 13. Профили шельфа в районе Ближних и Крысых о-вов:

I — ступенчатые профили: A — вблизи о-ва Агатту; B, B — вблизи о-ва Атту; Г — холмистый профиль в зал. Массакер (о-в Атту); Д — профиль в месте подхода подводной долины Этьен (о-в Атту), глубины в фатмах, горизонтальный масштаб профиля Д в два раза больше профилей A, B и Г; II — профили юго-восточнее о-ва Мал. Ситхин (в верхней части рисунка вертикальный масштаб равен горизонтальному, в нижней изображен в увеличенном масштабе участок A—B). Глубины в фатмах [86]; III — риф Тахома. Глубины в метрах.

оказываются связанными как с подводными долинами островного склона, так и с заливами и фиордами. Видимо, направление ледниковой эрозии в значительной степени было predetermined особенностями тектонического строения островов.

Шельфы Четырехсочных о-вов разобщены друг от друга и представляют собой очень узкие шельфовые площадки островов-вулканов. Ширина их около 2—4 миль. К ним же относится выположенная отмель с глубинами 50—80 м южнее о-ва Чугинадах с крутым, почти обрывистым западным склоном. Шельфовый уступ у о-ва И. Богослова не превышает по ширине 0,5 мили.

Шельф остальных Лисьих о-вов является единым. Направлен он с юго-запада на северо-восток и имеет протяженность в 230 миль. Многие характерные черты, отмеченные для шельфа Андреяновских о-вов, наблюдаются и здесь. Со стороны Берингова моря шельф очень узкий — обычно 5—12 миль — и сильно расчленен, с тихоокеанской стороны он несколько шире — до 10—25 миль и степень его расчленения меньше. Значительное расширение шельфа как с севера, так и с юга наблюдается восточнее о-вов Креницина и у о-ва Унимак, где в Беринговом море алеутский геосинклинальный шельф смыкается с эпиконтинентальными областями шельфа. В Тихом океане внешний край шельфовой зоны отходит на 40—60 миль и более от побережья о-ва Унимак и п-ова Аляска.

На шельфе часто встречаются отдельные отмели, повышения дна высотой в несколько метров, депрессии и ложбинообразные понижения. Некоторые из них связаны с межостровными проливами, где рельеф, как правило, сильно изрезан. Можно указать, что в отдельных проливах Лисьих и Андреяновских о-вов большие скорости приливных течений приводят к образованию гряд и ложбин.

Несмотря на ряд отличий в рельефе отдельных островных шельфов Командорско-Алеутской гряды, связанных с разным геологическим строением и неодинаковым значением четвертичного оледенения и вулканизма в создании форм рельефа дна, мы видим много общих черт в их геоморфологии. Шельфы были образованы главным образом в результате абразионного выравнивания на наиболее значительных возвышенностях Командорско-Алеутского горного сооружения. Однако во многих случаях это выравнивание не сnivelировало полностью изначальный тектонический, вулканический и субазральный рельеф. Роль эвстатического повышения уровня моря здесь в отличие от эпиконтинентальных шельфовых областей невелика, и вследствие такого повышения контуры современных шельфов изменились незначительно.

Таким образом, командорско-алеутская область островных шельфов — область узких, крутых и изрезанных шельфов с частыми выходами форм реликтового рельефа и интенсивным проявлением абразионного выравнивания. Разумеется, общие очертания каждого из островных шельфов predetermined тектоническими факторами.

О микрорельефе беринговоморского шельфа

В пределах различных областей беринговоморского шельфа как эпиконтинентальных, так и геосинклинальных на поверхности дна часто наблюдаются различные формы микрорельефа. Об этом свидетельствуют эхограммы и подводные фотографии, выполненные на некоторых участках шельфа. В настоящее время еще невозможно охарактеризовать особенности микрорельефа шельфа и классифицировать их. Поэтому приводимое описание форм должно рассматриваться как предварительное.

Сопоставляя поверхность дна эпиконтинентального и геосинклинального шельфа с связи с развитием форм микрорельефа, нельзя не от-

метить, что для эпиконтинентального шельфа в целом (береговая зона шельфа в данном случае не рассматривается) она оказывается более выровненной, чем для геосинклинального. Наиболее значительными оказываются небольшие (несколько метров) повышения дна юго-западнее о-ва Св. Матвея. Они чередуются с разделяющими их впадинами и имеют вид валов. Во многих случаях, когда проводилось фотографирование морского дна на шельфе, можно было наблюдать мелкую бугристость. Она прослеживается при различном составе поверхностных донных осадков. Бугры обычно имеют небольшую высоту — до 5—10 см и различную ширину, достигающую нескольких десятков сантиметров. Образование их связано с деятельностью бентосных организмов или с перераспределением донного осадка вокруг каменных обломков различной величины на дне под влиянием движущихся придонных вод. Кроме того, встречаются небольшие ямки, также, видимо, созданные донными организмами (рис. 14) — ходы червей. Формой микро-

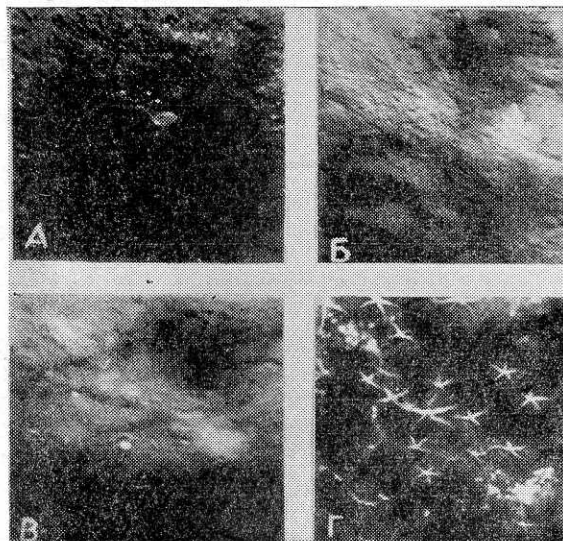


Рис. 14. Фотографии поверхности морского дна Берингова моря:

А — глубина 219 м. Галька и мелкие валуны на поверхности мелкобугристого дна; Б — глубина 625 м. Следы придонных движений воды; В — глубина 80 м. Бугры и ямки образованы донными организмами; Г — глубина 68 м. Кораллы, морские звезды, моллюски на скалистом дне (фото В. С. Борникова).

рельефа являются и знаки ряби на различных глубинах. Видимо, они в большом числе случаев обусловлены деятельностью течений.

Для поверхности геосинклинального шельфа, помимо указанных форм микрорельефа, часты останцы прочных пород. Иногда они создают характерную иззубренность профиля эхограмм. На банках и рифах неровность поверхности дна, кроме скалистых обнажений, создают валуны, гальки, кораллы. Неровные понижения в коренном дне также обычны в многих участках геосинклинального шельфа. Микрорельеф геосинклинального шельфа оказывается, таким образом, очень сложным. Большая изрезанность и неоднородность рельефа геосинклинального шельфа дополняется, следовательно, и большим разнообразием его микрорельефа.

Зона материкового и островного склона

Распределение глубин в зоне материкового и островного склона Берингова моря, за исключением отдельных районов на юге, изучено гораздо меньше, чем в пределах шельфа. До сих пор еще многие важные особенности рельефа этой зоны остаются неосвещенными, и это существенно затрудняет выявление некоторых характерных черт ее геоморфологии.

метить, что для эпиконтинентального шельфа в целом (береговая зона шельфа в данном случае не рассматривается) она оказывается более выровненной, чем для геосинклинального. Наиболее значительными оказываются небольшие (несколько метров) повышения дна юго-западнее о-ва Св. Матвея. Они чередуются с разделяющими их впадинами и имеют вид валов. Во многих случаях, когда проводилось фотографирование морского дна на шельфе, можно было наблюдать мелкую бугристость. Она прослеживается при различном составе поверхностных донных осадков. Бугры обычно имеют небольшую высоту — до 5—10 см и различную ширину, достигающую нескольких десятков сантиметров или с перераспределением донного осадка вокруг каменных обломков различной величины на дне под влиянием движущихся придонных вод. Кроме того, встречаются небольшие ямки, также, видимо, созданные донными организмами (рис. 14) — ходы червей. Формой микро-

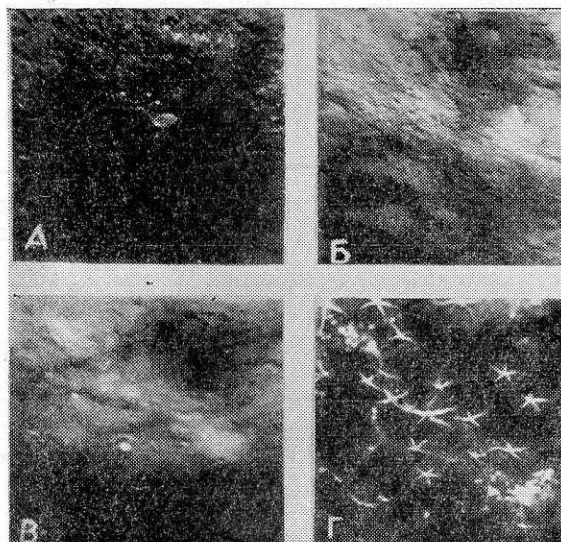


Рис. 14. Фотографии поверхности морского дна Берингова моря:

А — глубина 219 м. Галька и мелкие валуны на поверхности мелкобугристого дна; Б — глубина 625 м. Следы придонных движений воды; В — глубина 80 м. Бугры и ямки образованы донными организмами; Г — глубина 68 м. Кораллы, морские звезды, моллюски на скалистом дне (фото В. С. Борникова).

рельефа являются и знаки ряби на различных глубинах. Видимо, они в большом числе случаев обусловлены деятельностью течений.

Для поверхности геосинклинального шельфа, помимо указанных форм микрорельефа, часты останцы прочных пород. Иногда они создают характерную иззубренность профиля эхограмм. На банках и рифах неровность поверхности дна, кроме скалистых обнажений, создают валуны, гальки, кораллы. Неровные понижения в коренном дне также обычны в многих участках геосинклинального шельфа. Микрорельеф геосинклинального шельфа оказывается, таким образом, очень сложным. Большая изрезанность и неоднородность рельефа геосинклинального шельфа дополняется, следовательно, и большим разнообразием его микрорельефа.

Зона материкового и островного склона

Распределение глубин в зоне материкового и островного склона Берингова моря, за исключением отдельных районов на юге, изучено гораздо меньше, чем в пределах шельфа. До сих пор еще многие важные особенности рельефа этой зоны остаются неосвещенными, и это существенно затрудняет выявление некоторых характерных черт ее геоморфологии.

Ширина зоны материкового и островного склона, занимающей глубины от 150 до 3000—3500 м, а иногда и 3800 м, неодинакова в различных областях Берингова моря. Она изменяется от нескольких миль в ряде участков на склоне Алеутских и Командорских о-вов и северо-восточного побережья Камчатки до 70—100 миль и более севернее Лисьих о-вов и южнее Анадырского залива. Исследования Берингово-морской научно-промысловой экспедиции (см. рис. 2) показали, что материковый склон, отделяющий обширные шельфовые пространства северных и восточных областей моря от Алеутской глубоководной котловины, также является на большей части своего протяжения сравнительно узким (около 40 миль) и расширяется лишь на севере и на юге, где он смыкается со склоном западного и южного побережий моря (см. рис. 11). Нельзя не заметить, что, например, в смежном Охотском море в области максимального развития шельфа вдоль северного побережья ширина материкового склона благодаря наличию нескольких поверхностей выравнивания значительно больше и сопоставима с шириной шельфовой зоны [68].

Углы наклона в зоне материкового и островного склона также подвержены большим изменениям. Если брать всю зону в целом, то они обычно меняются от 2° в более широких участках склона до 8—10° в его суженных частях. В то же время в пределах самой зоны мы почти повсеместно констатируем неоднократные изменения наклона дна в зависимости от того, какой элемент рельефа зоны или какую ее часть по вертикали мы рассматриваем.

Частая и иногда достаточно резкая смена углов наклона на материковом и островном склоне Берингова моря характерна для большинства его районов и имеет большое практическое значение для промыслового флота.

В литературе неоднократно приводились данные о подводных долинах и каньонах Берингова моря. Очертания ряда подводных долин в южных и западных и частично юго-восточных районах зоны материкового и островного склона Берингова моря можно видеть на некоторых морских и батиметрических картах. Исследования 1958—1960 гг. позволили сделать вывод, что и во всех других районах зоны, которые ранее были мало изучены, подводные долины и каньоны встречаются так же часто. Расчлененность подводными долинами и каньонами, таким образом, одна из наиболее специфических черт и для этой зоны (рис. 15).

Вместе с этим в рельефе отдельных областей зоны материкового и островного склона намечается ряд существенных отличий, несомненно, отражающих неоднородность геологического строения соответствующих частей Берингова моря.

Материковый склон в центре Берингова моря, ограничивающий с севера и востока Алеутскую глубоководную котловину, простирается в юго-восточном направлении. В связи с уменьшением ширины эпиконтинентального шельфа от м. Наварин к о-вам Креницына склон несколько приближается к берегам Аляски, южнее о-вов Прибылова. Характерно, что конфигурация склона не прямолинейна (см. рис. 2, 11). Последние данные показывают, что склон образует несколько крупных выступов, расположенных ступенями относительно друг друга. Западный край этих выступов проходит приблизительно по нормали к общему простираению Корякского нагорья и соответствующей ему области материкового склона и как бы продолжает контур западного побережья Анадырского залива (см. рис. 2); южный край обычно ориентирован к западному под значительным углом и в большинстве случаев характеризуется субширотным направлением. Такая изрезанная конфигурация крупнейшей части материкового склона Берингова моря свидетельствует о различных направлениях тектонических линий, которые определяют положение отдельных районов склона.

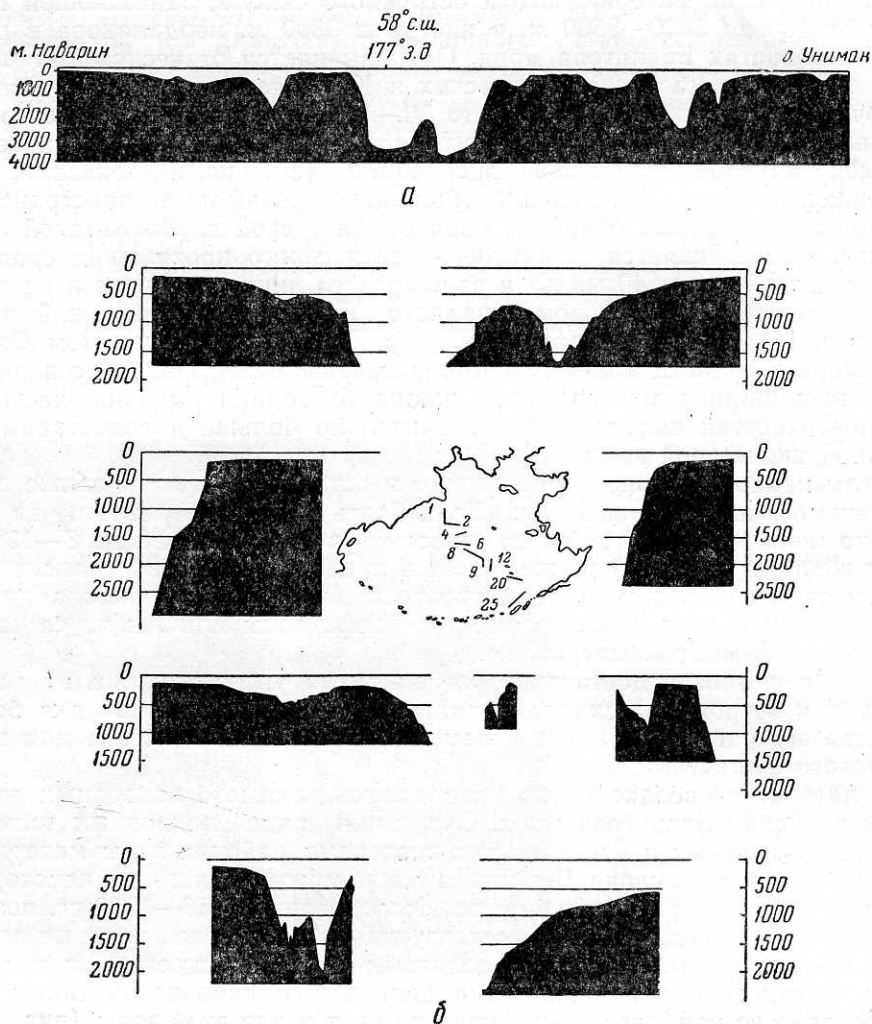


Рис. 15. Профили материкового склона Берингова моря между м. Наварин и о-вом Удиман:
а — продольный; б — поперечные.

Другой важной особенностью материкового склона является наличие крупных депрессий или ложбин в месте сочленения центральной части склона со склоном северо-западного побережья южнее Анадырского залива и с островным склоном Командорско-Алеутской гряды в районе о-вов Креницына. Эти депрессии, имеющие, видимо, тектоническое происхождение, хорошо выражены в рельефе, имеют сложное строение иногда с асимметрией склонов и переходят в подводные ложбины эпиконтинентального шельфа и связанные с ними Анадырский и Бристольский заливы (см. рис. 11). Надо сказать, что и на тех участках материкового склона, где отдельные выступы соприкасаются друг с другом, степень расчлененности склона подводными долинами возрастает. Это, например, более или менее ясно прослеживается, судя по имеющимся данным, в районе 58° с. ш. и южнее о-ва Св. Георгия (см. рис. 11). Таким образом, там, где происходит резкое изменение направления склона, мы наблюдаем усиление его изрезанности.

В пределах центральной части материкового склона могут быть выделены три области: северная, западноприбыловская и южноприбыловская. Северная область материкового склона охватывает наиболее

крупный его выступ между $61^{\circ}30'$ и 58° с. ш. Основание склона обычно расположено на глубине около 2800—3000 м. Отчетливо видно изменение степеней расчленения и уменьшение ширины склона с севера на юг. Вся северная часть области более полого и прорезана многими долинами, ориентированными, как правило, по нормали к склону. Основу этой части области составляет уже отмеченная выше пологая депрессия, или ложбина, сложного строения, длиной более 100 миль, пересекающая весь склон и заходящая далее в пределы шельфовой зоны. Ложбина эта отличается неравномерностью продольного и поперечного расчленения и содержит ряд участков с малыми уклонами дна на глубинах 200—300 и 400—500, которые, по всей вероятности, можно рассматривать как поверхности выравнивания. Она является важнейшим элементом поперечного расчленения зоны этой области материкового склона. К северу от нее находится еще одна долина, ось которой также вытянута в северо-восточном направлении. Долина прослеживается на глубинах от 130 до 2500 м, имеет длину свыше 50 миль и ширину от 8 до 17 миль. Выделяется большей крутизной своего северного склона. Далее к югу склон прорезан серией узких долин; некоторые из них имеют каньонообразный характер. Особенно хорошо подводные долины выражены в средней и верхней частях материкового склона. Можно предполагать, что некоторые из подводных долин ветвятся, в частности, долина на широте $59^{\circ}30'$ (см. рис. 11).

Западноприбыловская область материкового склона одна из наиболее сложных в Беринговом море. Основание склона почти повсеместно располагается на глубине около 3000—3300 м. Изрезанность всей этой области материкового склона подводными долинами очень велика, причем многие долины отличаются разветвленностью своих верхних частей, наличием различных уступов, ступеней и гребней, выходами коренных пород; изредка встречаются типичные подводные каньоны. Ширина склона обычно невелика — 30—35 миль, но в отдельных случаях склон заметно расширяется (до 60 миль) или сужается (до 12—15 миль). Большое число участков характеризуется значительными углами наклона дна. Иногда в верхней и средней части склона они достигали 20 — 25° и даже более.

Как и севернее, подводные долины и каньоны чаще всего ориентированы своими продольными осями перпендикулярно к направлению отдельных выступов или блоков материкового склона.

Вершины их располагаются на глубине 250—300 м, однако нередко они достигают внешней кромки шельфа. Многие подводные долины прослеживаются до основания материкового склона. Ширина подводных долин различна. Наряду с долинами, имеющими плоское дно и крутые склоны, расстояние между которыми доходит до 10—15 миль, встречаются каньоны со склонами, удаленными у основания на 1—3 мили друг от друга (см. рис. 15). Подобное строение установлено, например, для каньонов к западу от о-ва Св. Павла и к югу от о-ва Св. Георгия. Длина подводных долин и каньонов также сильно колеблется.

Так, к югу от о-ва Св. Георгия известна подводная долина длиной свыше 60 миль, большинство же других долин гораздо короче — 10—12 миль, а те из них, которые пересекают весь материковый склон, имеют длину до 30—35 миль. Большой разветвленностью выделяется подводная долина южнее о-вов Прибылова. Вся ее верхняя часть представляет собой целую группу разделенных гребнями и уступами сравнительно коротких каньонов и мелких долин, которые сливаются в единую долину на глубине несколько более 1000 м (см. рис. 11). Они очень резко врезаются в материковый склон, а своими вершинами даже во внешнюю часть шельфа и обуславливают глубокое расчленение дна этого района Берингова моря.

Серия связанных между собой долин наблюдается также на склоне

северо-западнее о-вов Прибылова, где почти все долины прослеживаются до основания склона. Поверхности выравнивания развиты гораздо меньше, чем в центральной области. Они также наблюдаются на глубинах 200—300 м, более 500 м и около 1500 м.

Рельеф ряда участков склона к западу от о-вов Прибылова изучен еще недостаточно. Поэтому на батиметрических и морских навигационных картах по-разному изображаются выступы склона на широте о-ва Св. Георгия. Насколько можно судить по материалам Берингово-морской научно-промысловой экспедиции, здесь находятся подводные долины, отделяющие эти выступы от смежных, более ровных участков. Глубины менее 150 м, указываемые на многих батиметрических картах в пределах склона, пока еще не получили окончательного подтверждения.

Совершенно иной рельеф дна мы наблюдаем в южноприбыловской области материкового склона к северу от Лисьих о-вов. Как уже отмечалось, здесь нет такого резкого перегиба дна на внешней кромке шельфа. Склон характеризуется малыми углами наклона дна почти на всех глубинах (1—3°). Так же как и на севере центральной части склона, основу всей этой области составляет крупная подводная ложбина, или депрессия, продолжение которой хорошо видно на шельфе и в очертаниях Бристольского залива. Склон подводной ложбины, обращенный в сторону континентального шельфа, значительно положе, чем южный, идущий от Лисьих о-вов. Несколько более коротких ложбин пересекают материковый склон на всем протяжении до о-вов Прибылова. Ложбины эти, ориентированные в северо-восточном направлении, пологие и широкие. Подводных каньонов здесь нет. Как в средней, так и в нижней части склона развиты обширные выровненные участки, полого переходящие друг в друга. Небольшой гребень, вытянутый в меридиональном направлении, образует выступ склона на глубинах от 500 до 1000 м к югу от о-ва Св. Георгия (см. рис. 11).

Материковый склон северо-западных и западных областей Берингова моря простирается почти в том же направлении, что и камчатские и корякские берега Берингова моря, и в сглаженном виде отражает очертания соответствующих участков побережий. Вдоль Корякского побережья материковый склон отделяет узкий шельф от Алеутской глубоководной котловины. В районе берегов северо-восточной Камчатки и Олюторского залива материковый склон обращен к Камчатской глубоководной котловине; от зал. Озерного к о-ву Карагинскому он проходит почти по меридиану и только севернее отклоняется к востоку, заходя во внешнюю часть Олюторского залива. Ширина материкового склона изменяется от 7—15 миль в наиболее узких участках у п-ова Озерного и о-ва Карагинского до 60—80 миль и более на севере Корякского побережья, где северо-восточное направление склона переходит в северо-западное. В значительных пределах меняются и уклоны дна. В целом для склона они обычно составляют от 1—2 до 7—12°.

Основание склона располагается на глубине 3000—3700 м. Степень поперечного расчленения материкового склона также неодинакова. Очень крутой склон от п-ова Камчатского до о-ва Карагинского изрезан сравнительно слабо. Ряд неглубоких долин находится на материковом склоне южнее о-ва Карагинского. Материковый склон к северу от о-ва Карагинского более выположен. Переход склона к шельфу происходит постепенно и на большей, чем обычно, глубине. Несколько меньшими углами наклона выделяется и средняя, наиболее крутая, его часть. Склон прорезан двумя крупными и небольшим числом мелких долин.

Материковый склон Олюторского залива имеет более сложное строение. Для поперечного расчленения склона характерны многочисленные долины с V-образным поперечным профилем. Более крупные долины

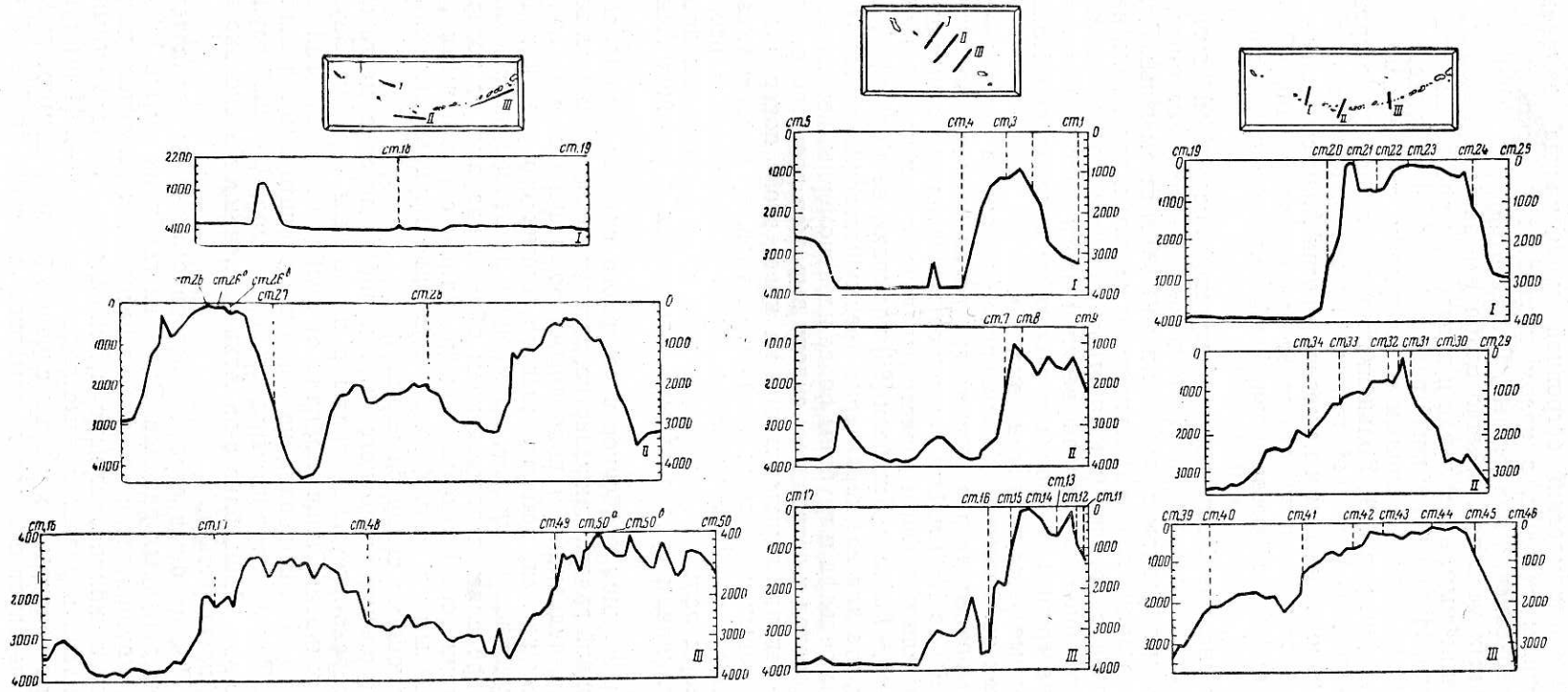
находятся на юго-западе и в центре залива. Длина большинства долин около 10—15 миль, ширина и глубина вреза колеблются в значительных пределах. Материковый склон на востоке Олюторского залива менее изрезан.

Большой интерес представляет участок материкового склона южнее п-ова Олюторского в месте сочленения склона с подводным хребтом Ширшова. Здесь более или менее четко выражена только верхняя часть склона до глубины около 500—600 м. Ее уклоны и расчленение на этих глубинах сходны с уклонами и расчленением склона к западу и востоку от полуострова. При дальнейшем увеличении глубины происходит выполаживание дна и его переход в выровненную поверхность подводного хребта. По некоторым данным, здесь даже имеется небольшая седловина. Очертания склона в пределах всего этого участка соответствуют общей конфигурации п-ова Олюторского.

Материковый склон Корякского побережья делится на две части. Меньшая, южная, часть примерно от п-ова Олюторского до бухты Глубокой отличается большой крутизной и значительным продольным и поперечным расчленением. К северу от района бухты Глубокой материковый склон заметно расширяется. Выполаживаются верхняя и особенно средняя и нижняя части склона. Уменьшается и степень его изрезанности. Более или менее расчлененными многими подводными долинами оказываются главным образом глубины свыше 500 м; на глубинах менее 500 м подводные долины встречаются здесь реже, чем между п-овом Олюторским и бухтой Глубокой. Насколько можно судить по имеющимся данным, северная часть материкового склона Корякского побережья сравнительно резко отделяется от южной; граница между ними идет по нормали к простираанию склона и побережья. То же самое намечается и далее к югу, вблизи м. Темный. Таким образом, в этой части дна Берингова моря сочетаются продольные и поперечные направления склона. Для продольного расчленения материкового склона характерно наличие выровненных уступов и гребней, которые отделяют более пониженные участки склона. Выровненные уступы чаще всего наблюдаются на глубинах менее 1000 м, гребни — на больших глубинах, больше всего их на юге материкового склона Корякского побережья. В средней части материкового склона также намечается ряд уступов на глубинах менее 2000 м.

Среди подводных долин, пересекающих материковый склон Корякского побережья в месте его наибольшей изрезанности, севернее п-ова Олюторского, самой крупной является долина, расположенная вблизи м. Вулканического. Она начинается во внешней части шельфа на глубине около 100 м и прослеживается до глубины около 3000 м. Длина долины свыше 25 миль, ширина от 4 до 11 миль. Менее значительные подводные долины с V-образным поперечным профилем расчленяют весь южный участок материкового склона Корякского побережья в месте наибольшего приближения склона к побережью. Серия подводных долин, особенно четко прослеживаемых в средней части материкового склона побережья, находится и к северу от бухты Глубокой. Некоторые из них пересекают склон в районах расположения наиболее значительных долин побережья и тем самым, по-видимому, отражают известную общность тектонических линий, предопределивших появление этих форм поперечного расчленения побережья и склона. Одна из наиболее протяженных долин находится на севере Корякского побережья несколько южнее м. Наварин. В этом месте побережье и склон образуют значительный изгиб. Долина отличается пологими продольными и поперечными профилями, симметрична, длина ее около 80 миль. Все долины в нижней части склона выполаживаются и, как правило, расширяются.

Исследования, выполненные в районе Командорско-Алеутской островной гряды, показали сложное и неоднородное строение ее остров-



Б
В
Г

Рис. 16. Профили дна в районе Командорско-Алеутской гряды:
 А — общий профиль Командорско-Алеутской гряды [70]; Б — профили отдельных участков островного склона Командорско-Алеутской гряды;
 В — профили островного склона в проливе между Командорскими и Ближними о-вами; Г — профили островного склона в проливах Булдырь, Амчитка и Амукта.

ных склонов. Беринговоморский островной склон, иногда называемый северным островным склоном, в целом оказывается несколько более крутым, чем тихоокеанский или южный. Его очертания, за исключением наиболее восточных участков, обычно слабо изрезаны, а иногда даже близки к прямолинейным, продольная и поперечная расчлененность, как правило, невелика. Напротив, южный островной склон выделяется многочисленными подводными долинами и выступами, сильно осложняющими рельеф дна (см. рис. 12). Большая крутизна северного островного склона Командорско-Алеутской гряды может быть поставлена в связь с расположением на нем и на севере многих Алеутских о-вов современных вулканов и, видимо, отражает сравнительную молодость и интенсивность крупных сбросовых движений, определивших строение этого склона.

В отличие от шельфа Командорско-Алеутской островной дуги ее островной склон является единым. Даже склон Командорских о-вов, отделенный широким проливом с глубинами до 2000 м от смежных Ближних о-вов, как это видно по батиметрическим картам и профилям, непосредственно связан с остальными участками склона. Менее глубокие проливы, не выходящие за пределы верхней части склона, разделяют другие островные группы, а иногда и некоторые обособленно стоящие острова и подводные возвышенности (рис. 16).

Специфическая особенность Командорско-Алеутского хребта — более или менее выровненная поверхность гребня подводного сооружения на глубинах от 200 до 1000 м. Эта поверхность лишена островных шельфовых площадок или платформ и часто отделена от них крутыми сбросовыми уступами. Гейтс и Джибсон [86] называют ее *ridge shelf*. Они также отмечают, что для нее характерна преимущественно линейная топография, формы рельефа и глубины более неравномерны, чем на обычном шельфе, а переход к островному склону выражен достаточно резко. Значительное изменение в уклонах дна на крае этой поверхности и усеченность некоторых подводных долин и уступов, по мнению указанных авторов, вместе с выровненностью самой поверхности и особенностями ряда форм рельефа свидетельствует об ее эрозионном происхождении под влиянием субаэральных, ледниковых и морских факторов.

Другая очень важная особенность северного склона Командорско-Алеутской островной гряды, как известно, состоит в осложнении рельефа склона островами-вулканами и подводными возвышенностями вулканического происхождения, наблюдаемых во многих его участках. Местоположение вулканов на склоне, по мнению некоторых исследователей [86, 102], определяется пересечением общего разлома, с которым связано образование северного островного склона, с различными разломами, выраженными в рельефе склона в виде крупных подводных долин и пересекающими склон по нормали.

Усложнение строения островного склона наблюдается в месте сочленения Командорско-Алеутской гряды с подводным хребтом Бауэрс в районе Крысыных о-вов. Склон к западу от хребта более пологий, чем к востоку, где его крутизна одна из наиболее значительных в центре Алеутских о-вов. Так же крут и островной склон вдоль большей группы Андреяновских о-вов. Лишь близ о-ва Атха он начинает несколько выполаживаться и расширяться.

К северу от Лисьих о-вов строение островного склона отличается от строения более западных районов. Здесь на глубинах свыше 1500 м склон резко выполаживается и состоит из нескольких выступов, разделенных крупными ложбинообразными понижениями, переходящими в верхней части склона в разветвленные подводные долины. И выступы, и ложбины имеют контуры, во многих случаях близкие к прямолинейным, что свидетельствует о сбросово-глыбовом строении всей этой ча-

сти островного склона. Ряд общих черт сближает островной склон севернее Лисьих о-вов с континентальными бордерлендами [73, 83]. Несколько значительных подводных поднятий и впадин расположены также на глубинах менее 1500 м в пределах расширяющегося на востоке Алеутских о-вов гребня подводного горного сооружения. По-видимому, среди них находятся поднятия не только вулканического, но и тектонического происхождения.

Островной склон Командорских о-вов со стороны Берингова моря вытянут с северо-запада на юго-восток. Он характеризуется очень большой крутизной и слабой изрезанностью. Прямолинейные очертания склона нарушаются крупным выступом северо-западнее о-ва Беринга на глубинах более 2000 м: небольшой выступ, резко выдающийся к северу по нормали к общему простиранию склона, находится севернее о-ва Беринга. Непосредственно вблизи него известны глубины свыше 4000 м [31]. К югу от Командорских о-вов островной склон гораздо более изрезан. Подводные долины и ряд выступов дна встречаются как вблизи о-ва Беринга, так и в еще большей степени к востоку от него. На юго-западе от о-ва Беринга наблюдается почти непосредственный переход островного склона Командорских о-вов в склон западной оконечности Алеутской впадины с глубинами, превышающими 7000 м. Здесь отсутствует выположенная часть дна на глубине свыше 3500 м, хорошо заметная во многих участках на южном склоне Командорско-Алеутских о-вов и иногда называемая Алеутским бенчем. Высота склона, таким образом, достигает здесь почти 6900 м, а общая разность высот, учитывая максимальную отметку на о-ве Беринга 757 м, составляет почти 7800 м (максимальная глубина Алеутской впадины вблизи о-ва Беринга 7030 м).

В проливе между Командорскими и Ближними о-вами на гребне подводного хребта располагается несколько возвышенностей, разделенных глубокими ложбинами. Эти возвышенности, образующие своего рода небольшую цепь, имеют как плоские, так и остроконечные вершины (см. рис. 12). Возможно, последние являются древними вулканами. Некоторые из возвышенностей с крутыми склонами расчленены мелкими подводными долинами. Значительные по глубине подводные ложбины (до 2000 м) прорезают гребень хребта в центре и на востоке пролива и, как и ряд других подводных долин, по-видимому, имеют тектоническое происхождение. Обращает внимание резкая асимметрия некоторых склонов возвышенностей и ложбин. Наиболее характерны в этом отношении возвышенность банки Стейлмейт и прилегающие к ней ложбины. Северо-восточный и северо-западный склоны возвышенности с прямолинейными очертаниями имеют уклоны до 10—12°, тогда как смежные с ними склоны гораздо положе. Поперечное расчленение островного склона со стороны Тихого океана в пределах пролива более сложно, чем с берингоморской. Большинство подводных долин имеет направление, близкое к нормальному для простирания подводного хребта. Однако строение склона на северном островном склоне осложнено несколькими узкими и удлиненными возвышенностями, вытянутыми параллельно общему простиранию хребта. Также ориентированы и некоторые долины в этой части склона.

Островной склон Ближних о-вов детально описывают Гейтс и Джибсон [86]. Существенные различия между склонами с северной и южной стороны платформы Ближних о-вов выражены очень отчетливо (см. рис. 12). Северный склон имеет сбросовые прямолинейные очертания, почти лишен элементов продольного расчленения и лишь к северу от о-ва Атту образует небольшой прямоугольный выступ. Крутизна его доходит до 15°, основание склона находится на глубине 3500 м. Южный склон гораздо положе и весь изрезан подводными долинами. Наиболее

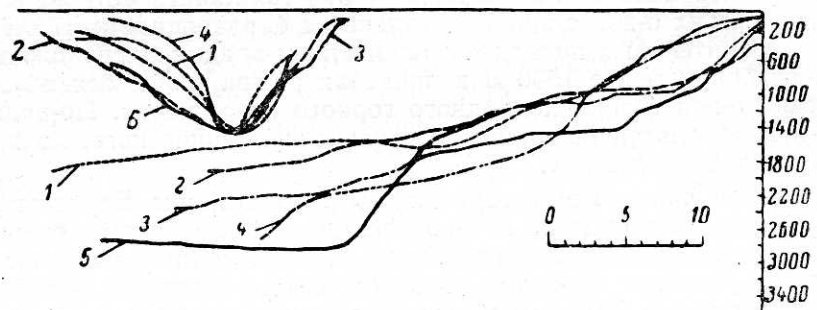


Рис. 17. Продольный и поперечный профили подводных долин в районе Ближних о-вов [86] (глубины в фатоммах), горизонтальный масштаб в милях для продольных профилей:
 1 — подводная долина Стейлмейт; 2 — Хек; 3 — Меррея; 5 — Этьен;
 6 — Абрахам.

крупными из них являются долины Стейлмейт, Этьен, Абрахам, Агату, Хек. Положение основания склона меняется от 3000 до 4000 м, в больших пределах изменяется и угол наклона дна. Часто наблюдается ступенчатый поперечный профиль склона.

Подводные долины имеют длину до 30 миль и более. Некоторые из них (Этьен, Абрахам) связаны с одноименными заливами на о-ве Атту, другие (Хек) — с местоположением вулканов. В долинах часто встречаются пики и гребни, выположенные пониженные участки. Дно долины обычно плоское, ширина его колеблется от нескольких миль в верховьях до 10 миль и даже более (долины Стейлмейт, Хек) в их нижних частях. Выположенные участки дна на разных глубинах обуславливают ступенчатый вид продольного профиля долин (рис. 17). Относительно широкие и ровные участки дна особенно значительны в их устьевых частях.

Эти же характерные особенности в основном присущи и островному склону группы Крысыных о-вов [86, 87, 95, 102]. Однако нельзя не подчеркнуть, что к северу от большей части островов склон, как правило, положе и выделяется сравнительно глубоким поперечным расчленением, уже не имеющим таких резких отличий от расчленения южного островного склона, какие мы наблюдаем в более западных районах. Среди подводных долин с берингоморской стороны в рельефе склона хорошо выражены долины, или каньоны, Чугул и Ситхин, с тихоокеанской — Меррей, Оглала, Похной. Для этих крупных подводных долин характерны их меандрирующий облик и большая длина. Если в нижней и средней своей части крупные подводные долины обычно ориентированы перпендикулярно к простираанию подводного хребта, то в верхней части они приобретают совпадающее с хребтом направление. Мелкие долины и каньоны, как правило, секут островной склон по нормали.

В рельефе дна островного склона Крысыных о-вов хорошо выражены разнообразные поднятия и холмы преимущественно вулканического происхождения. Большой интерес представляют линейные депрессии и уступы, наблюдаемые к востоку от о-ва Мал. Ситхин и в других местах [101]. Иногда они протягиваются на десятки миль и свидетельствуют о сбросовых смещениях, определивших положение отдельных блоков. Высота уступов может достигать нескольких сотен метров. Установлены также смещения некоторых участков таких уступов в горизонтальном направлении (например, в уступе Прохода между о-вами Мал. Ситхин и Семисопочный) [102]. Широко распространены и более мелкие формы рельефа — гряды небольших холмов неправильной формы, вытянутые холмы и др. Их образование связано с действием вулканических и эрозионных факторов.

Глубоководный пролив Амчитка, отделяющий Андреяновские о-ва от Крысыих и подводного хребта Бауэрс, как и ряд других аналогичных проливов, образован в результате крупного сброса, секущего верхнюю часть всего горного сооружения Алеутских о-вов в том месте, где оно больше всего выдается к югу. Таково же происхождение и другого глубоководного пролива — Танага. Эти близко расположенные проливы ограничивают наиболее южные среди Алеутских о-вов — о-ва Деларова [84].

Основание северного островного склона группы Андреяновских о-вов находится на глубине 3200—3500 м, южного — около 3500 м, а местами почти 4000 м. На многих участках северный склон отличается от южного своей большей крутизной в верхней и средней частях и меньшей в нижней. Поперечное расчленение склона сложное; расположение большинства подводных долин и некоторых выступов связано с блоками отдельных островов и разделяющими их проливами. Наиболее крупная подводная долина (около 25 миль) с ассиметричными склонами находится к югу от пролива Адах. Ее восточный склон очень крут и идет в меридиональном направлении. Западный склон — пологий и ориентирован на север-северо-восток. Долина прослеживается до глубины 3000 м. На гребне подводного хребта между многочисленными островами встречаются отдельные поднятия, гряды и впадины; северный островной склон осложнен островами-вулканами (см. рис. 12) и рядом подводных возвышенностей субконической формы также, видимо, вулканического происхождения. Сопоставление геологических данных по многим островам с основными чертами строения дна показывает большое развитие в пределах всей островной группы сбросовых смещений продольного и секущего направлений. Среди последних преобладают направления, близкие к северо-западному, северо-восточному и северному, определяющие конфигурацию и положение основных форм подводного рельефа [84].

Островной склон Лисьих о-вов со стороны Берингова моря прослеживается лишь до о-вов Креницына. Склон выделяется очень сложным продольным и поперечным расчленением и, как отмечалось, состоит из ряда крупных выступов. Изрезанность склона подводными долинами очень велика и сравнительно хорошо изучена [29, 41, 45, 76, 97, 100]. Многие подводные долины сильно разветвлены. Большая их часть сечет склон по нормали, однако некоторые верховья долин ориентированы параллельно простиранию склона (например, на западе от о-ва Умнак). Глубже 1000—1500 м северный островной склон почти повсеместно выполаживается, причем степень этого выполаживания возрастает с запада на восток. Обширные выровненные участки имеются и на дне подводных долин. Особенно широко они развиты в крупных ложбинах, разделяющих выступы островного склона.

Наиболее значительный выступ находится в районе о-ва Умнак. Он простирается к северу на глубине 1500—2500 м почти на 70 миль. Меньшие размеры у выступов близ Четырехсopочных о-вов и о-ва Уналашка. Склоны выступов, как правило, пологие. В большинстве случаев пологие склоны наблюдаются и у многочисленных подводных долин — около 2—3°. И лишь иногда они доходят до 10° и более. Типичные каньоны с ущелеобразными или обрывистыми склонами в нижней и средней частях островного склона встречаются редко. Это отчетливо вытекает из анализа данных о крутизне склонов подводных долин близ о-ва И. Богослова, проведенного А. К. Леоновым [41].

Как обычно, на склоне встречаются отдельные уступы и поднятия, среди которых особенно характерны возвышенности вулканического происхождения. Из них наиболее типичен о-в И. Богослова, расположенный на одном из выступов севернее о-ва Умнак. Этот остров и прилегающие к нему участки дна неоднократно меняли свои очертания и

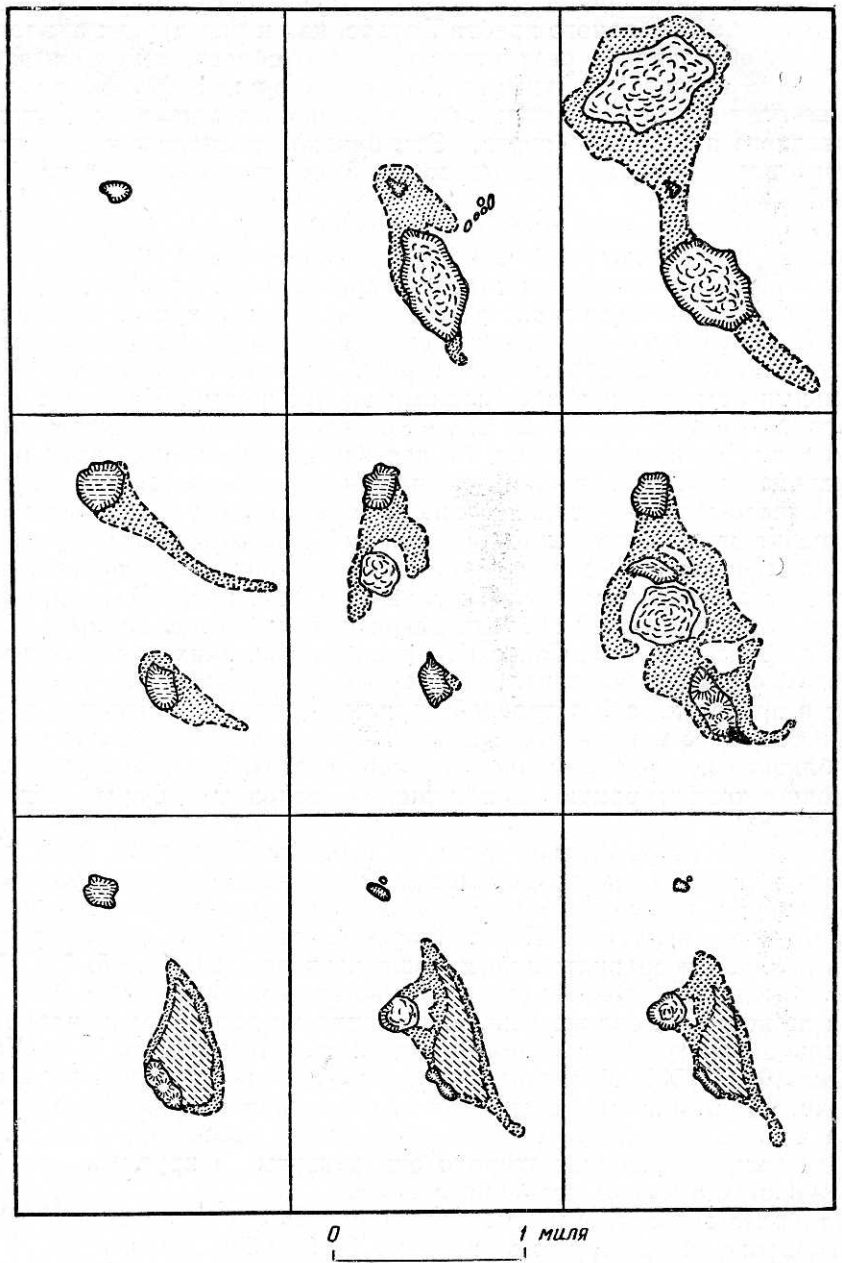


Рис. 18. Изменение очертаний о-ва И. Богослова [76].

глубины в течение последних 150 лет (рис. 20). Несколько возвышенностей различной величины расположены в виде небольшой цепи в нижней части островного склона параллельно его простираению к востоку от пролива Амухта.

У островов склона к югу от Лисьих о-вов (см. рис. 12) такое же строение, как у склона вблизи Андреяновских о-вов.

Подводный хребет Шириова

Подводный хребет Шириова резко выделяется в рельефе дна Берингова моря, разделяя Камчатскую и Алеутскую глубоководные кот-

ловины. Современные представления о конфигурации и протяженности хребта сложились главным образом в результате исследований, выполненных на «Витязе» [3, 56, 70]. Эти исследования показали, что отдельные поднятия, которые ранее отмечались на морских навигационных и батиметрических картах южнее п-ова Олюторского, связаны между собой и представляют единое горное сооружение меридионального простирания. На севере оно примыкает к материковому склону Корякского побережья в районе п-ова Олюторского, пересекая на юге почти все Берингово море, лишь несколько не доходит до Командорско-Алеутской островной дуги вблизи пролива между Командорскими и Ближними о-вами. Длина хребта составляет около 400 миль, ширина сильно колеблется: на севере она достигает 100—120 миль, в центре начинает сокращаться и в районе 55° с. ш. — минимальна (менее 15 миль), далее к югу она вновь несколько возрастает. В настоящее время очертания южной части хребта еще нельзя считать окончательно выясненными. Не исключена возможность того, что в результате промерных работ к северу и востоку от пролива между Командорскими и Ближними о-вами строение южной части будет выглядеть иначе.

Основание хребта Ширшова обычно располагается на глубине около 3500 м и более, гребень — от 600—700 до 1700—2200 м. Наиболее высокая точка в северной части хребта имеет глубину 233 м.

В строении отдельных частей подводного хребта Ширшова наблюдается ряд существенных различий (см. рис. 3 и 12). Наиболее широкая северная часть хребта примерно до $57^{\circ}30'$ с. ш. представляет собой поднятие с выположенной вершинной поверхностью и крутыми западными и восточными склонами. Для этой поверхности характерен слабохолмистый рельеф. В ряде случаев вершинная поверхность почти горизонтальна. Хорошо выражен перегиб и резкий переход в склон. Намечается увеличение глубины выровненной вершинной поверхности гребня с севера на юг: на севере она располагается чаще всего на глубине 700—800 м, на юге — около 1000 м, причем переход от одного уровня выравнивания к другому происходит сравнительно резко в 75 милях южнее п-ва Олюторского. Поперечное расчленение склона изучено слабо. Более значительно оно вблизи п-ова Олюторского, где ряд долин пересекает как западный, так и восточный склон хребта. Большая крутизна (до $4-5^{\circ}$) и близость очертания склонов к прямолинейным позволяет думать об их сбросовом происхождении.

Суженная центральная часть хребта характеризуется более изрезанным рельефом гребня. Отдельные возвышенности разделены понижениями и разница в глубинах достигает иногда 500 м. Намечаются меридионально вытянутые отроги и таким же образом ориентированные сравнительно узкие ложбиноподобные депрессии. Крутые участки склонов наблюдаются как на западе и востоке, так и на юге всей этой части хребта, где он понижается почти до 3000 м.

Самая южная часть хребта (южнее $55^{\circ}30'$ с. ш.), видимо, является наиболее расчлененной. Отдельные вершины и поднятия со склонами, крутизна которых превышает $5-7^{\circ}$, иногда непосредственно поднимаются с глубины 3000—3500 м. Многие из возвышенностей, как показывают данные обработки материалов «Витязя» и морских навигационных карт, имеют округлые очертания [41, 70].

Подводный хребет Бауэрс

Подводный хребет Бауэрс расположен на юге Берингова моря, примыкая в районе Крысыных о-вов к Командорско-Алеутскому горному сооружению. В пределах хребта, разделенного в своей верхней части на три массива, находится о-в Семисопочный и несколько банок. Наиболее значительные из них — банка Буревестник, или Петрел, с глубиной

38 м северо-восточнее о-ва Семисопочного и банка Бауэрс с глубиной 22 м. При работах Берингоморской научно-промысловой экспедиции близ банки Бауэрс неоднократно были встречены глубины 28—30 м. Банка Бауэрс является вершиной крупного поднятия в центре подводного хребта.

Подводный хребет Бауэрс не имеет единого направления и отличается этим от других главных структурных элементов котловины Берингова моря и прилегающей суши. Непосредственно от северного островного склона Крысьих о-вов хребет ориентирован на северо-восток, далее на север и северо-запад, а по 55° с. ш. идет по параллели, напоминая своей общей конфигурацией дугу окружности. Длина хребта достигает почти 300 миль, ширина — 40—60 миль и лишь вблизи Крысьих о-вов хребет расширяется до 80—100 миль.

Основание хребта Бауэрс находится на глубине около 3500 м. Четко оформленная и хорошо выраженная вершинная выположенная поверхность в большинстве случаев располагается на глубине 700—1000 м, поднимаясь на вершинах массивов. Склоны, как правило, крутые, углы наклона доходят до $6-10^{\circ}$, однако на юге хребта они заметно выполаживаются. Перегиб склона при переходе к гребню наблюдается на всех глубинах.

Продольное расчленение хребта сравнительно невелико. Наиболее крупный южный массив с о-вом Семисопочным и прилегающей к нему мелководной платформой (глубина около 150—200 м) вытянут на северо-восток. Рельеф этой платформы слабохолмистый. О-в Семисопочный является вулканическим сооружением с рядом радиальных сбросов. Основные контуры массива, возможно, обусловлены тектоническими движениями [102]. Центральный удлиненный массив, за исключением участка банки Бауэрс, расположен на глубинах 600—700 м, северный массив — 800—1000 м. Массивы отделены один от другого седловинами, где глубины превышают 1000 м (см. рис. 12).

Поперечное расчленение склонов хребта изучено главным образом в южной части. Серия подводных долин, нормальных к простиранию хребта, пересекает его западный склон. Вершины долин прослеживаются даже на крае мелководной платформы о-ва Семисопочного. Длина некоторых долин достигает 80 миль. Несколько коротких и крутых долин известно северо-восточнее банки Петрел на восточном склоне хребта. Здесь же встречаются отдельные обособленные вершины и впадины, а также выступы склона. На юге подводного хребта прослеживается резкая асимметрия склонов, особенно хорошо выраженная в их нижней части. Западный склон, как правило, более пологий, чем восточный. Так же как и на прилегающем склоне Крысьих о-вов, здесь встречаются линейновытянутые уступы, отдельные понижения с выровненным дном, разнообразные холмы. Выположена часть склона на глубинах более 2500 м юго-западнее банки Бауэрс. Причины наблюдаемой асимметрии пока еще остаются неясными. Особенности рельефа подводного хребта Бауэрс и, в частности, его склонов свидетельствуют о заметных отличиях в строении его отдельных частей.

Глубоководные котловины Берингова моря

Обширные глубоководные котловины Берингова моря представляют собой предельные равнины морской аккумуляции. Они расположены в той части моря, где мощность гранитного слоя земной коры, по-видимому, минимальна и где в условиях преимущественного опускания длительное время происходило накопление осадков, сносимых с окружающей суши. Молодая и геотектонически активная геосинклинальная система Командорско-Алеутской островной дуги отделяет эти котлови-

ны от Тихого океана; внутри моря они ограничены геологическими структурами разного возраста и консолидации.

Камчатская глубоководная котловина со стороны материка примыкает на западе к материковому склону Северо-Восточной Камчатки, на севере — к склону южных отрогов Корякской горной системы в районе Олюторского залива. Восточная граница котловины образуется подводным хребтом Ширшова, южная — островным склоном Командорских о-вов. Через Камчатский пролив котловина связана с северной частью Курило-Камчатской впадины и здесь установлена максимальная глубина Берингова моря (4420 м). Узкое понижение дна с наибольшими глубинами несколько более 4000 м между южной оконечностью подводного хребта Ширшова и склоном Командорско-Алеутской гряды близ банки Стейлмейт соединяет Камчатскую котловину с Алеутской на уровне ее дна.

Площадь Камчатской котловины значительно меньше, чем Алеутской. Имеющиеся данные показывают, что в пределах сравнительно однородных глубин котловины более глубоководны ее южная и юго-восточная части, примыкающие к склонам Командорских о-вов и подводного хребта Ширшова. Глубины достигают здесь 3900 м и более. Вблизи материкового склона Камчатки и Олюторского залива глубины обычно менее 3600 м. Юго-восточнее о-ва Карагинского проходит очень пологое поднятие дна с глубинами 3350—3500 м. Еще меньше глубины котловины к югу от Олюторского залива, где значительная ее часть находится на глубине 3000—3200 м.

Менее изучен рельеф Алеутской глубоководной котловины. Наиболее глубокая ее часть (глубины свыше 3900 м) расположена между юго-восточным склоном подводного хребта Ширшова, островным склоном Ближних о-вов и подводным хребтом Бауэрс. В целом ряде мест здесь установлены глубины более 4000 м. Глубины свыше 3900 м известны также севернее подводного хребта Бауэрс. Большая часть дна Алеутской котловины в ее центральных и восточных областях характеризуется глубиной 3700—3800 м. Районы, прилегающие к материковому склону на севере котловины, отличаются глубинами 3300—3600 м, уменьшающимися по мере приближения к основанию склона. То же самое наблюдается в юго-восточных областях котловины, где пологое поднятие дна происходит еще медленнее. Вблизи склона Андреяновских о-вов, а также выступа материкового склона юго-западнее о-ва Св. Матвея, как и у подводного хребта Ширшова, преобладают глубины около 3600—3700 м.

Таким образом, как в Камчатской, так и в Алеутской глубоководных котловинах области, характеризующиеся меньшими глубинами, находятся в тех частях котловин, где можно предполагать наибольшее накопление осадков. Кроме того, они в ряде случаев связаны с поднятиями дна тектонического происхождения. Процесс выравнивания дна котловины и образования предельной поверхности морской аккумуляции в Беринговом море, по-видимому, сходен с аналогичными процессами в других морях [28, 68].

Некоторые особенности рельефа дна Берингова моря в связи с рыбопромысловыми исследованиями

Сложность и многообразие форм рельефа дна Берингова моря, обусловленные, как мы видели, в первую очередь неоднородностью его геологического строения, имеют большое значение в рыбопромысловом отношении. Нельзя не подчеркнуть, что особенно выделяются изменчивостью рельефа дна промысловые глубины, охватывающие почти полностью зону шельфа и значительную часть зоны материкового и островного склона.

В пределах шельфовой зоны, разделенной на эпиконтинентальные и геосинклинальные области, наиболее важным обстоятельством является сравнительная однородность форм рельефа и очень малые углы их склонов на больших площадях эпиконтинентального шельфа, в противоположность этому расчлененность и разнообразие положительных и отрицательных форм рельефа и увеличение углов склонов на узком шельфе геосинклинальных областей. Рельеф геосинклинального шельфа более сложный, что приводит к большой изменчивости всего комплекса природных условий южных и юго-западных мелководных районов Берингова моря [13]. Особенно велика разница в рельефе центральных частей шельфовых областей, образование которых связано с трансгрессиями моря на сушу при эвстатическом поднятии уровня.

Рельеф эпиконтинентальных шельфовых областей Берингова моря за отдельными исключениями благоприятен для широкого развертывания траловых работ. Любой вид траления: по изобате, с большей глубины на меньшую и наоборот легко осуществим в этих областях. Наблюдаемые здесь повышения и понижения дна очень пологие и не составляют каких-либо препятствий для движения тралов по дну. Единичные выступы и гряды могут затруднить траловые работы лишь в некоторых местах прибрежной части шельфовой зоны и на внешнем крае шельфа, расчлененном вершинами подводных долин.

Иная картина характерна для большинства геосинклинальных шельфовых областей в первую очередь для островных шельфов. Изрезанность рельефа дна, наличие многочисленных уступов и останцов плотных пород, ступенчатость в расположении выровненных поверхностей на некоторых участках нередко совершенно исключают возможность использования донных тралов. Однако в отдельных случаях преимущественно на востоке Алеутских о-вов и особенно у берегов северо-восточной Камчатки и Корякского побережья благоприятные в этом отношении участки встречаются более или менее часто. Разумеется, все виды траловых работ должны вестись здесь при непрерывном эхолотировании дна и полном использовании различных промерных и геоморфологических характеристик.

Сравнительная однородность в строении зоны материкового и островного склона в пределах различных областей Берингова моря определяет сходство большинства наблюдаемых форм рельефа. Преобладание значительных уклонов дна, повсеместная продольная и поперечная расчлененность, многочисленные уступы, гребни, подводные долины и иногда каньоны, отражающие сложную геоморфологию зоны и длительный процесс ее формирования, являются наиболее характерными особенностями рельефа. Более всего они выражены в верхней и средней частях зоны, которые представляют основной интерес в промысловом отношении. В этих условиях при относительной устойчивости гидрологического режима, свойственного зоне материкового и островного склона, изменчивость дна особенно существенна и ее знание важно с самых различных точек зрения при ихтиологических и рыбопромысловых исследованиях.

Большая крутизна и расчлененность материкового и островного склона в районе промысла ряда донных и придонных рыб затрудняет траление по изобате. На гребнях и склонах подводных долин часто обнажаются плотные коренные породы, приводящие к задевам и обрывам тралов. Это же наблюдается и на других крутых участках склона. Как правило, в пределах склона невозможно вести траление в сторону резкого увеличения или уменьшения глубины.

Иногда скопления одной из важнейших промысловых рыб — морского окуня — наблюдаются в наиболее расчлененных участках материкового склона, например к западу и юго-западу от о-вов Прибылова, где материковый склон изрезан крупными подводными долинами с боль-

шим числом ветвящихся вершин. Траловый лов здесь во многих случаях особенно сложен и требует очень детального изучения распределения глубин. То же самое характерно и для некоторых участков островных склонов.

Выровненные поверхности на разных глубинах зоны материкового и островного склона более благоприятны для тралового промысла. По-видимому, исключением является лишь поверхность гребня подводного хребта в районе Алеутских о-вов, где, судя по имеющимся данным, очень часто обнажается коренное дно.

Благоприятными для промысла оказываются дно и пологие склоны верхних участков крупных подводных ложбин в месте сочленения центральной области материкового склона Берингова моря с материковым склоном Корякского побережья и островным склоном Лисьих о-вов.

Несомненно, большое значение для изучения различных миграций донных и придонных рыб Берингова моря имеет расчлененность Командорско-Алеутской островной гряды на целый ряд островных массивов. Крупные сбросовые долины, с которыми связаны наиболее значительные проливы на юге Берингова моря, играли важную роль в создании современного распределения ихтиофауны и других организмов и предопределили во многом пути их миграции между Беринговым морем и Тихим океаном.

Подводные хребты Ширшова и Бауэрс практически мало используются для рыбного промысла. В прилегающих к ним районах ведется лишь лов пелагических рыб в поверхностном слое воды. Данные об особенностях рельефа важны здесь главным образом для установления и понимания гидрологического режима и путей миграции этих рыб к берегам материкового побережья.

Особое значение имеют закономерности распределения донных отложений в связи с рельефом дна, подробно изученные в ходе работ Берингоморской научно-промысловой экспедиции.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ГЕОМОРФОЛОГИИ БЕРИНГОВА МОРЯ

Ограниченность сведений о рельефе и геологии Берингова моря и недостаточная изученность геологического строения прилегающих областей во многом затрудняют выявление существенных особенностей его геоморфологии. В литературе имеются только описания и геоморфологические карты отдельных районов на юго-западе и юге Берингова моря [26, 31, 86, 87, 92, 102] и крайне обобщенные характеристики геоморфологии моря при анализе рельефа океанов и суши [55, 71], различные по своему содержанию и классификационным принципам. В этом отношении Берингово море заметно отличается от других дальневосточных морских бассейнов и его геоморфология может быть наметена только в своих главных чертах.

Для того чтобы учесть специфику геологии и генезиса рельефа Берингова моря и многообразие его форм, созданных в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов, мы считаем возможным применить следующую классификационную схему: макроформы рельефа, мезоформы рельефа, отдельные формы и комплексы форм, генетические типы рельефа и поверхности выравнивания. При известной условности этой схемы и теснейшей связи, существующей между генетическими типами, поверхностями выравнивания и формами рельефа, она позволяет вскрыть многие особенности геоморфологии моря (рис. 19).

Под макроформами рельефа моря понимаются наиболее крупные и морфологически обособленные части его ложа, резко различающиеся по геологии, образованию и строению поверхности. Такими формами являются шельф, материковый склон, горное сооружение Командорско-

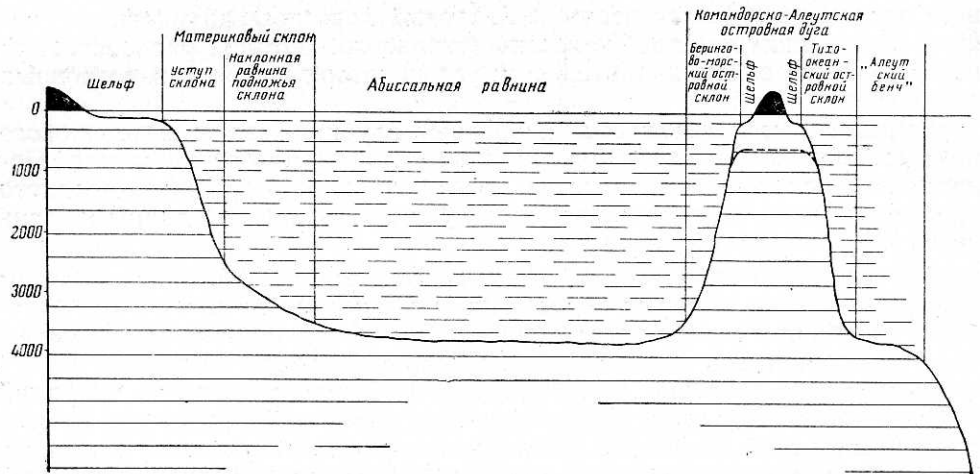


Рис. 19. Основные макроформы рельефа Берингова моря в районе континентального бережья и Командорско-Алеутской дуги (пунктир указывает положение вершинной поверхности островной дуги ниже уровня моря).

Алеутской дуги или гряды, составляющее вместе с Алеутской глубоководной впадиной единый геотектонический и морфологический комплекс, подводные хребты (Ширшова и Бауэрс) и абиссальные равнины (Камчатская и Алеутская котловины). Дальнейшее подразделение этих макроформ базируется на их связях с эпиконтинентальной и геосинклинальной зонами моря (для шельфа и материкового склона) и на выделении общих и генетически единых их частей, прослеживаемых, как правило, по всей макроформе. Так, для шельфа, как мы видели, это будут прибрежная, центральная и внешняя части. Прибрежная часть в значительной степени совпадает с подводным береговым склоном и создавалась в ходе его формирования. Центральная часть шельфа представляет собой поверхность абразионно-аккумулятивного выравнивания, возникшую при трансгрессии моря в пределы прилегающей суши. Именно она наиболее соответствует понятию трансгрессивного шельфа. Узкая внешняя часть шельфа (край) — важный структурный элемент рельефа дна фиксирует переход от подводного продолжения материка — шельфа — к материковому склону. В ряде работ эту часть рассматривают как границу геотектур — материка и переходной к океаническому ложу зоны [22, 26].

Для сложно построенного материкового склона Берингова моря как в эпиконтинентальных, так и в геосинклинальных областях целесообразно выделить уступ материкового склона — глубины от 150 до 2500 м, — обладающий наибольшей крутизной, и значительно более пологую наклонную равнину подножья склона. Последняя, по-видимому, является одной из важнейших зон аккумуляции осадочного материала, накопление которого скрадывает многие признаки тектонической природы нижней части материкового склона, и переходит в абиссальные равнины глубоководных котловин.

В Командорско-Алеутской островной дуге достаточно четко обособляются вершинная поверхность с шельфовыми площадками островных массивов, берингоморский и тихоокеанский островные склоны и находящаяся со стороны Тихого океана примерно на уровне глубоководных котловин выположенная ступень, переходящая в склон Алеутской впадины (желоба). В литературе эта ступень иногда называется алеутским бенчем [86, 92]. Вершинная поверхность, в образовании которой участвовали субаэральные и морские денудационные факторы, видимо, оказалась опущенной на глубины от 200 до 1000 м и более в результате

позднейших тектонических движений. От современных островных шельфов она часто отделяется сбросовыми уступами. Выровненность вершинной поверхности менее значительна, чем шельфа. Характерен резкий перегиб при переходе от вершинной поверхности к островным склонам. Берингоморский и тихоокеанский островные склоны, как неоднократно подчеркивалось, отличаются один от другого. Первый менее расчленен и более крут, на нем (или вблизи него) расположено большинство вулканических очагов. Крайний восточный район берингоморского склона можно рассматривать как склон сбросово-глыбового расчленения. Тихоокеанский островной склон расчленен большим числом крупных подводных долин и характеризуется более сложным строением, а, возможно, и происхождением. Выположенная глубоководная ступень уступа Алеутской впадины не однородна по своему рельефу. Как отмечают Гейтс и Джибсон, со стороны тихоокеанского островного склона на ней прослеживается ряд признаков значительной аккумуляции материала и эрозии, поверхность ее более сглажена. Вблизи Алеутской впадины на ней встречаются холмы, конические возвышенности вулканического облика, широкие депрессии и долины. Вопрос о генезисе этой ступени, которая предположительно имеет раннетретичный или дотретичный возраст, еще не решен [86].

Подводные хребты Ширшова и Бауэрс, различаясь по своему положению, простиранию, особенностям связи со структурами континента, и островной дуги, возможно, геологическому строению и возрасту, имеют и ряд общих черт. Для их геоморфологии также характерно наличие склонов и выровненной вершинной поверхности, которая по своему образованию и некоторым особенностям рельефа близка к вершинной поверхности Командорско-Алеутской дуги. Сложен вопрос о южной оконечности подводного хребта Ширшова, геоморфологическая интерпретация которой имеет большое значение для всей юго-западной части Берингова моря.

Абиссальные равнины, возникшие в результате длительной и интенсивной аккумуляции осадочного материала в наиболее глубоководной части Берингова моря, отличаются не только исключительной выровненностью рельефа, но и тем, что в их пределах мощность земной коры минимальна для района Берингова моря. Это в значительной степени предопределяет своеобразие их геологии и рельефа.

Мезоформы рельефа Берингова моря — это значительные по площади части макроформ, выделяющиеся по морфологии и тектоническому строению. На шельфе к мезоформам относятся островные группы и крупные острова с цокольными площадками и связанными с ними поднятиями дна, обширные пространства ровных поверхностей эпиконтинентального шельфа, пологие подводные ложбины, прослеживаемые на значительной части шельфа, заливы и т. п. В пределах материкового склона в качестве мезоформ могут рассматриваться отдельные блоки, различающиеся по своему простиранию, степени продольного и поперечного расчленения, наличию выступов, гребней, разветвленных долин и каньонов и другим признакам. Еще более разнообразны мезоформы Командорско-Алеутской гряды, где обособляются островные массивы, некоторые поднятия вершинной поверхности, увенчанные банками, крупные проливы сбросового происхождения (тектонические трого), блоки островных склонов. Сходным образом, по-видимому, могут быть намечены и мезоформы подводных хребтов.

О мезоформах абиссальных равнин судить можно только предположительно. Так, намечается поднятие дна на юго-западе Камчатской котловины. В Алеутской котловине, видимо, своеобразным геологическим строением характеризуется область западнее подводного хребта Бауэрс, которая как бы огибается этим горным сооружением.

Отдельные формы рельефа и комплексы форм, многочисленные в Беринговом море, были разобраны в своих общих чертах при описании рельефа основных морфологических областей моря. Среди этих форм выделяются подводные горы и отдельные вершины, холмы и гряды, банки, уступы, подводные долины и каньоны, впадины и ряд других.

В качестве генетических типов рельефа Берингова моря выделяются тектонический, вулканический, абразионно-аккумулятивный, рельеф абиссальной аккумуляции и реликтовый (субаэральный). Тектоническое происхождение имеют внешний край шельфа, уступ материкового склона, склоны Командорско-Алеутской дуги и подводных хребтов, многие мезоформы рельефа. Разумеется, роль тектонических факторов велика и в формировании других макро- и мезоформ рельефа дна, однако в процессе их образования в значительно большей степени сказалось воздействие экзогенных процессов. Формы рельефа вулканического происхождения развиты главным образом в пределах Командорско-Алеутской дуги. К ним относятся острова-вулканы, подводные конические возвышенности, иногда с плоской вершиной, некоторые холмы, затопленные кальдерры. Абразионно-аккумулятивный рельеф свойствен преимущественно материковым и островным шельфовым областям, вершинной поверхности Командорско-Алеутской островной дуги и подводных хребтов, отдельным участкам материкового и островного склонов. Абразионные процессы (волновые и неволновые) значительно преобладают над аккумулятивными на островных шельфовых участках и в геосинклинальной части азиатского шельфа. Иная картина наблюдается в эпиконтинентальных шельфовых областях, где роль аккумуляции резко возрастает и где можно выделять участки с преобладанием аккумуляции и абразии или примерно равным соотношением между ними. Своеобразен рельеф абиссальной аккумуляции, который распространен в глубоководных котловинах и прилегающих к ним наклонных равнинах подножья склонов. Реликтовый (субаэральный) рельеф на дне Берингова моря встречается сравнительно редко. Ряд форм ледникового происхождения прослеживается на шельфе северо-западных, северных и юго-восточных областей моря, чаще вблизи берегов, и на вершинной поверхности Командорско-Алеутской гряды. Видимо, с древними дельтовыми образованиями Юкона и Кускоквима связаны отдельные формы рельефа прибрежных участков на востоке моря. Известны также некоторые затопленные береговые формы рельефа. Древних речных долин, как это предполагал Г. У. Линдберг [44, 45], на дне Берингова моря пока установить не удалось.

Сложен вопрос о поверхностях выравнивания в рельефе Берингова моря. По-видимому, целесообразно выделить два основных вида таких поверхностей: абразионно-аккумулятивный выравнивания (шельф, вершинные поверхности островной дуги и подводных хребтов, ступени материкового и других склонов) и выравнивания за счет абиссальной аккумуляции (абиссальные равнины, наклонные равнины подножий склонов, днища подводных долин). В формировании этих поверхностей и придании им определенного глубинного положения важное значение имели тектонические движения, носившие, несомненно, дифференцированный характер. Анализ таких движений и их роли в создании современного рельефа Берингова моря ввиду малого количества данных за отдельными исключениями [6, 72, 74] не проводился.

Предполагаемая схема геоморфологии Берингова моря не претендует на полноту и может рассматриваться лишь как одна из попыток решения этой важной задачи для всего моря в целом. Нет сомнения, что дальнейшие геоморфологические и морские геологические исследования внесут много нового в изучение особенностей рельефа и геоморфологии моря.

ВЫВОДЫ

1. Обобщение имеющихся данных о рельефе Берингова моря и материалов Берингоморской научно-промысловой экспедиции о распределении глубин в центральной и восточной частях Берингова моря позволило расширить наши представления о строении дна многих областей берингоморского шельфа и материкового склона. Более детально изучен рельеф дна в новых промысловых районах на востоке Берингова моря.

2. Анализ данных о рельефе Берингова моря свидетельствует о значительной изменчивости глубин во многих районах промысла. Наиболее сложным и в отдельных случаях затрудняющим траловые работы оказывается рельеф островных шельфов и верхней части материкового и островного склонов, характеризующихся значительным продольным и поперечным расчленением.

3. Основные черты рельефа Берингова моря тесно связаны с геологическим строением района моря и прилегающих пространств. Четко прослеживаются большие различия в рельефе эпиконтинентальной и геосинклинальной зон моря.

4. Проведенные исследования позволяют наметить следующую схему геоморфологии Берингова моря:

Макроформы рельефа

I. Шельф

- | | |
|-------------------------------|-----------------------------|
| 1. Эпиконтинентальные области | 2. Геосинклинальные области |
| | А. Прибрежная часть |
| | Б. Центральная часть |
| | В. Внешняя часть |

II. Материковый склон

- | | |
|-------------------------------|--------------------------------------|
| 1. Эпиконтинентальные области | 2. Геосинклинальные области |
| | А. Уступ материкового склона |
| | Б. Наклонная равнина подножья склона |

III. Командорско-Алеутская островная дуга

1. Вершинная поверхность с шельфовыми площадками островных массивов
2. Берингоморский островной склон
 - А. Островной склон слабо расчлененный
 - Б. Островной склон сбросо-глыбового расчленения (типа бордерленда)
3. Тихоокеанский островной склон
4. Ступень уступа Алеутской впадины

IV. Подводные хребты (Ширшова и Бауэрс)

1. Вершинная поверхность
2. Склоны

V. Абиссальные равнины

Мезоформы рельефа

Отдельные формы рельефа и комплексы форм

Генетические типы рельефа

- I. Тектонический
- II. Вулканический
- III. Абразионно-аккумулятивный
- IV. Абиссальной аккумуляции
- V. Реликтовый (субаэральный)

Поверхности выравнивания

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас карт океанографических данных промысловых районов Берингова и Охотского морей. ИОАН — ТИНРО, 1955.
2. Безруков П. Л. Новейшие исследования донных отложений дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. Тр. Океаногр. комиссии АН СССР. Т. III, 1958.
3. Безруков П. Л. и Удинцев Г. Б. Новые данные о геологическом строении дальневосточных морей. ДАН СССР. Т. 91, № 2, 1953.
4. Белова М. Г., Васильев В. Г., Власов Г. М. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Гостоптехиздат, 1961.
5. Белоусов И. М. Океанографические исследования СССР по программе МГГ. Бюлл. Океаногр. комиссии АН СССР, № 6, 1960.
6. Буданов В. И. и Ионин А. С. О современных вертикальных движениях западного побережья Берингова моря. Тр. Океанограф. комиссии АН СССР. Т. 1, 1956.
7. Буркар Ж. Рельеф океанов и морей. М., Изд-во иностр. лит., 1953.
8. Власов Г. М. и Чемеков Ю. Ф. Основные этапы формирования рельефа Камчатки в четвертичный период и его геоморфологическое районирование. Изв. ВГО. Т. 82, № 3, 1950.
9. Геологическое строение СССР. Т. I—III. Госгеолтехиздат, 1958.
10. Гершанович Д. Е. Современные шельфовые отложения краевых морей Северо-Восточной Азии. Межд. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. совет. геологов. «Морская геология», АН СССР, 1960.
11. Гершанович Д. Е. Морские геологические исследования в рыбопромысловых районах Берингова моря. Бюлл. Океаногр. комиссии, № 8, 1961.
12. Гершанович Д. Е. Новые данные о современных отложениях Берингова моря. Тр. ВНИРО. Т. 46, 1962.
13. Гершанович Д. Е. Рельеф и современные осадки берингоморского шельфа. Тр. ВНИРО. Т. 46, 1962.
14. Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. АН СССР, 1959.
15. Гордеев В. Д. Состояние и перспективы тралового промысла на Дальнем Востоке. Изв. ТИНРО. Т. 29, 1949.
16. Гордеев В. Д. Результаты работы Берингоморской траловой экспедиции 1950—1952 гг. Изв. ТИНРО. Т. 41, 1954.
17. Гордеев В. Д. Траловый промысел на Дальнем Востоке. Хабаровск, 1955.
18. Дегтяренко Ю. П., Баранова Ю. П. Основные этапы развития Корякской горной системы и Анадырской низменности (тезисы доклада). Мат-лы Второго геоморфологического совещания. ОГГН АН СССР, 1959.
19. Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры земли по геофизическим данным. Тр. НИИГА. Т. 115. Л., 1961.
20. Добровольский А. Д., Ионин А. С. и Удинцев Г. Б. История исследования Берингова моря. Тр. ИОАН. Т. XXIX, 1959.
21. Егiazаров Б. X., Закржевский Г. А. Кайнозойский вулканизм восточной части Корякского нагорья. Тр. НИИГА. Т. 114. Вып. 14, 1960.
22. Живаго А. В. и Удинцев Г. Б. Современные проблемы геоморфологии дна океанов и морей. Изв. АН СССР. Сер. географ., № 1, 1960.
23. Заварицкий А. Н. О вулканах Камчатки. Камчатский сборник 1, М., АН СССР, 1940.
24. Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки. Тр. лабор. вулканологии АН СССР. Вып. 10, 1955.
25. Загорская Н. Г. Геоморфологический очерк северо-восточной оконечности Корякского хребта. Тр. НИИГА. Т. 72, 1953.
26. Затонский Л. К., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской гряды. Международный геофизический год. «Океанологические исследования» № 3, АН СССР, 1961.
27. Зенкович В. П. Динамика и морфология берегов. Т. I. М—Л., Изд-во «Мор. транспорт», 1946.
28. Зенкович В. П. Консервация форм мезорельефа на дне глубокого моря. ДАН СССР. Т. 73, № 1, 1950.
29. Зубкова З. Н. Алеутские острова. Зап. ВГО. Нов. серия. Т. 4. М., Географгиз, 1948.
30. Зубов Н. Н. Основы учения о проливах Мирового океана. М., Географгиз, 1946.
31. Ильин А. В. Новые данные о рельефе морского дна в районе Командорских островов. ДАН СССР. Т. 116, № 3, 1957.
32. Ионин А. С. Особенности динамики и морфологии берегов Берингова моря. Тр. Океаногр. комиссии АН СССР. Т. 3, 1958.
33. Ионин А. С. Исследования по динамике и морфологии советских берегов Чукотского и Берингова морей. Тр. Океаногр. комиссии АН СССР. Т. 4, 1959.
34. Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1954.

35. Кирюшина М. Т. Геоморфология и четвертичные отложения северо-восточной части Чукотского полуострова. Тр. Аркт. института. Т. 131, 1939.
36. Кленова М. В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948.
37. Кленова М. В. Геология Баренцева моря. АН СССР, М., 1960.
38. Колосов Д. М. Проблемы древнего оледенения северо-востока СССР. Тр. Горно-геол. упр. ГУСМП. Вып. 30, 1947.
39. Кондорская И. В. и Тихонов В. И. К вопросу о сейсмичности и тектонике Камчатки и северной части Курильской гряды. ДАН СССР. Т. 130, № 1, 1960.
40. Корт В. Г. Океанографические исследования. Междунар. геоф. год. Инф. бюлл., № 3, 1957.
41. Леонов А. К. Некоторые особенности морфологии дна Берингова моря. Вестн. ЛГУ, № 12, 1957.
42. Леонов А. К. Региональная океанография. Ч. I. Л., ГИМИЗ, 1960.
43. Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. Изд. Моск. Университета, 1955.
44. Линдберг Г. У. Геоморфология дна окраинных морей Восточной Азии и распределение пресноводных рыб. Изв. ВГО. Т. 78. Вып. 3, 1946.
45. Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биографических данных. М.-Л., АН СССР, 1955.
46. Линдберг Г. У. Понятие, содержание и методика составления рыбопоисковых карт мало освоенных районов. Тр. совещ. по вопросам поведения и разведки рыб. Ихтиол. комиссия АН СССР, М., 1955.
47. Линдберг Г. У. Промысловая биоокеанография и ее задачи. Вопросы ихтиологии. Ихтиол. комиссия АН СССР. Вып. 10. М., 1958.
48. Линдберг Г. У. Основные принципы и методы составления рыбопоисковых карт для дальневосточных морей. Тр. проблемных и тематических совещаний ЗИН АН СССР. Вып. 6, 1956.
49. Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948.
50. Медведев С. В. Карта сейсмического районирования СССР 1957 г. Тр. Инст. физики земли АН СССР, № 1, 1958.
51. Моисеев П. А. Некоторые специфические черты распределения донных и придонных рыб в дальневосточных морях. Изв. ТИНРО. Т. 37, 1952.
52. Моисеев П. А. Треска и камбалы дальневосточных морей. Изв. ТИНРО. Т. 40, 1953.
53. Моисеев П. А. Некоторые требования рыбной промышленности к океанологической науке. «Рыб. хоз.» № 5, 1955.
54. Моисеев П. А. Требования рыбной промышленности к океанологической науке. Тр. Океаногр. комисии АН СССР. Т. III, 1958.
55. Морской Атлас. Т. I, II. Изд. Главного штаба ВМС, 1950, 1953.
56. Муромцев А. М. Номенклатура основных форм рельефа дна Тихого океана. Тр. ГОИН. Вып. 48, 1959.
57. Обручев С. В. Древнее оледенение и четвертичная история Чукотского округа. Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., № 2, 1939.
58. Оливер Дж., Юинг М. и Пресс Ф. Изучение строения земной коры арктических областей по волнам L_g . Строение земной коры по сейсмическим данным. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
59. Пущаровский Ю. М. Приверхоанский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. Тектоника СССР. Т. 5, 1961.
60. Пущаровский Ю. М. О тектонике Северо-Востока СССР. Бюлл. МОИП. Отдел геол. Т. XXXI, № 5, 1956.
61. Пущаровский Ю. М. Структура земной коры Арктики. «Природа», № 4, 1962.
62. Ратманов Г. Е. Берингоморская партия экспедиции Государственного гидрологического института. Бюлл. Аркт. института, № 1 и 2, 1933.
63. Сакс В. Н. Четвертичная история Чукотского округа. «Проблемы Арктики». Т. 3, 1946.
64. Сакс В. Н. Четвертичный период в советской Арктике. Тр. АНИИ. Т. 201, 1948.
65. Сысоев Н. Н., Михальцев И. Е. и др. Результаты сейсмоакустических исследований строения земной коры в морях и океане. Межд. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. совет. геологов. «Морская геология», АН СССР, 1960.
66. Тихонов В. И. и Удинцев Г. Б. К вопросу о связях между тектоникой Камчатки и рельефом ее подводных склонов. ДАН СССР. Т. 130, № 3, 1960.
67. Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины. Тр. ИОАН. Т. 12, 1955.
68. Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. Тр. ИОАН. Т. 22, 1957.
69. Удинцев Г. Б. Направление и основные задачи исследований рельефа дна дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. Тр. Океаногр. комисии АН СССР. Т. III, 1958.
70. Удинцев Г. Б., Бойченко И. Г. и Канаев В. Ф. Рельеф дна Берингова моря. Тр. ИОАН. Т. 29, 1959.
71. Хаин В. Е. и Милановский Е. Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. Бюлл. МОИП. Отдел геологический. Т. XXXI, № 3, 1956.

72. Чемяков Ю. Ф. Неотектоника Дальнего Востока СССР. Неотектоника СССР. АН Латв. ССР, Рига, 1961.
73. Шипард Ф. Геология моря. М., Изд-во иностр. лит., 1951.
74. Barth T. F. W. Geology and Petrology of the Bribilof Islands. Alaska. U. S. Geol. Surv. Bull., 1028—F, Wash., 1956.
75. Byers D. S. The Bering Bridge — some speculations. Ethnos, 22, № 1 и 2, 1957.
76. Byers F. M. Geology of Umnak and Bogoslof Islands, Aleutian Islands, Alaska. U. S. Geol. Surv. Bull., 1028—L, Wash., 1959.
77. Capps S. R. Glaciation in Alaska. U. S. Geol. Surv. Prof. paper № 170, 1931.
78. Capps S. R. Notes on the geology of the Alaska Peninsula and Aleutian Islands. U. S. Geol. Surv. Bull., 857—D, Wash., 1934.
79. Coats R. R. Volcanic Activity in the Aleutian Arc. U. S. Geol. Surv. Bull., 974 — B, Wash., 1950.
80. Conrad W. L. Geologic reconnaissance in the Yukon-Kuskokwim delta region, Alaska. Miscellaneous Geologic investigations, map 1—223. U. S. Geol. Surv., Wash., 1957.
81. Dietz R. Marine geology of north-western Pacific: description of Japanese bathymetric chart 6901. Bull. Geol. Soc. Amer., 65, № 12, part 1, 1954.
82. Eardley O. J. Unconsolidated Sediments and topographic Features of the lower Yukon Valley. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 49, № 2, 1938.
83. Emary K. O. The Sea of Southern California. N. J., London, 1960.
84. Fraser G. D. and Barnett H. F. Geology of the Delarof and Westernmost Andreanof Islands, Aleutian Islands, Alaska. U. S. Geol. Surv. Bull. 1028—I, Wash., 1959.
85. Gates O., Fraser D., Snyder L. Preliminary report on the geology of the Aleutian Islands. Amer. Assoc. for the Advancement of Sci. Science. Vol. 119, № 2, 1954.
86. Gates O. and Gibson W. Interpretation of the configuration of the Aleutian ridge. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 67, № 2, 1956.
87. Gibson W. and Nichols H. Configuration of the Aleutian ridge. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 64, № 10, 1953.
88. Gryc G., Miller Don J. and Payne T. G. Possible Future Petroleum Provinces of North America. Alaska. Bull. Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Vol. 35, № 2, 1951.
89. Hopkins D. M. Cenozoic History of the Bering Land Bridge. Science. Vol. 129, № 3362, 1959.
90. Miller D. J., Payne T. G. and Gryc G. Geology of Possible Petroleum Provinces in Alaska. Geol. Surv. Bull. 1094, U. S. Govern Printing off., 1959.
91. Morozewicz J. Komandory; studijum geograficzno — przyrodnicze. Warszawa, 1925.
92. Murray H. W. Profiles of the Aleutian trench. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 56, № 7, 1945.
93. Murray H. W. Submarine relief of the Aleutian trench. Trans. Amer. Geoph. Union, 27, № 6, 1946.
94. Nelson W. H. Geology of Segula, Davidof and Khvostof Islands, Alaska. U. S. Geol. Surv. Bull., 1028-V, Wash., 1959.
95. Powers H. A., Coats R. R. and Nelson W. H. Geology and Submarine Physiography of Amchitka Island, Alaska. U. S. Geol. Surv. Bull., 1028-P, Wash., 1960.
96. Sharp R. P. Note on the geology of Agattu, an Aleutian Island. J. Geol. Vol. 54, 1946.
97. Shepard P. F. The earth beneath the Sea. Baltimore. The Johns Hopkins Press, 1959.
98. Shor G. Sismic-refraction studies at Sea near Southern and Western Alaska. Bull. Geol. Soc. America. Vol. 71, № 12, 1960, p. 2.
99. Simons F. S. and Mathewson D. E. Geology of Great Sitkin Island. U. S. Geol. Surv. Bull. 1028-B, Wash., 1955.
100. Smith P. A. The submarine topography of Bogoslof Island. Geogr. Rev. Vol. 27, No 4, 1937.
101. Smith P. S. Areal geology of Alaska. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 192, Wash., 1939.
102. Snyder G. L. Ocean Floor Structures Northeastern Rat Islands, Alaska. U. S. Geol. Surv. Bull., 1028-G, Wash., 1957.
103. Wiseman J. D. and Ovey C. D. Proposed names of features on the deep-sea floor. The Pacific Ocean, Deep-Sea Res. Vol. 2, № 2, 1955.