

551.462 (265/266)

**О ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ КРАЙНЕГО  
СЕВЕРО-ВОСТОКА ТИХОГО ОКЕАНА****Д. Е. Гершанович**

За последние годы в значительной мере благодаря комплексным океанологическим исследованиям по программе Международного Геофизического Года и Международного геофизического сотрудничества расширились наши знания многих особенностей рельефа дна Берингова моря и залива Аляска (Гершанович, 1963; Зенкевич, 1961; Панов, 1963; Удинцев и др., 1959; Gibson, 1960 и др.). Этот обширный район, находящийся на крайнем северо-востоке Тихого океана, выделяется сложностью и неоднородностью геологического строения и геоморфологии и изучен недостаточно. Возросший интерес к его исследованию в немалой степени обусловлен интенсивным развитием советского рыболовства в водах восточных и юго-восточных областей Берингова моря и залива Аляска, где важнейшими объектами промысла являются донные и придонные рыбы.

Рассматриваемая часть Тихого океана является северным окончанием полосы окраинных морей, окаймляющих побережья Восточной Азии. На юге и востоке она переходит в открытые глубоководные пространства Тихого океана, охватывая таким образом зоны развития геологических структур континентального, переходного и океанического типа (Вейцман и др., 1960; Деменицкая, 1961; Удинцев, 1961; Shor, 1960). В пределах района находится одна из активнейших современных геосинклинальных областей — Командорско-Алеутская островная дуга с окаймляющей ее Алеутской глубоководной океанической впадиной (желобом). В восточных и северных частях Берингова моря, где континенты Азии и Северной Америки максимально сближены, находятся консолидированные участки морского дна, переходящие в устойчивые мезозойские образования Аляски и Чукотки. Сочленение их с геосинклинальной областью Командорско-Алеутской островной дуги и ее продолжением — Алеутским хребтом прослеживается в Беринговом море в Бристольском заливе, а на суше — по северной периферии наиболее молодых горных систем Южной Аляски.

Пониженными мощностями гранитного слоя земной коры выделяются глубоководные котловины Берингова моря (Деменицкая, 1961;

Shog, 1960). Они разделены крупными подводными хребтами, рельеф и строение которых еще слабо изучены.

Характерная особенность океанического ложа в заливе Аляска — большое число подводных гор, расположенных по нескольким линиям субширотного простираения (Shog, 1960; Menard, 1955).

Переход от континентальных структур к океаническим на крайнем северо-востоке Тихого океана, как и в других его районах, происходит неодинаково (Хаин и Милановский, 1956). На западе он выражен в геотектоническом и геоморфологическом комплексе островной дуги, на востоке — в зоне материкового склона побережий Южной Аляски и Британской Колумбии.

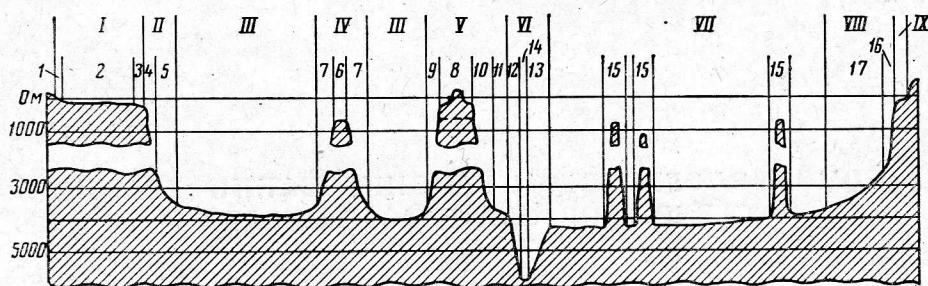


Рис. 1. Основные макроформы рельефа дна крайнего северо-востока Тихого океана (схема):

- I* — эпиконтинентальный шельф Берингова моря: 1 — подводный береговой склон, 2 — срединная шельфовая равнина, 3 — внешний край шельфа.  
*II* — материковый склон Берингова моря: 4 — уступ материкового склона, 5 — наклонная равнина подножья склона.  
*III* — абиссальная равнина глубоководных котловин Берингова моря.  
*IV* — подводный хребт Бауэрс: 6 — выровненная вершинная поверхность, 7 — склоны хребта.  
*V* — Командорско-Алеутская островная дуга: 8 — выровненная вершинная поверхность с островными шельфами, 9 — берингоморский склон, 10 — тихоокеанский склон, 11 — ступень уступа Алеутской впадины.  
*VI* — Алеутская глубоководная океаническая впадина (желоб), 12 — северный склон, 13 — южный склон, 14 — дно впадины.  
*VII* — абиссальная равнина ложа океана в заливе Аляска: 15 — подводные горы и вулканы.  
*VIII* — материковый склон залива Аляска: 16 — уступ материкового склона, 17 — наклонная равнина подножья.  
*IX* — шельф залива Аляска.

Каждый из основных типов структур обладает свойственными ему формами мега и макрорельефа. Это положение взято в качестве основы предлагаемого ниже геоморфологического районирования крайнего северо-востока Тихого океана. Наибольшее многообразие форм мы встречаем в пределах зоны переходных структур (рис. 1).

При подготовке данной работы использованы результаты геоморфологических исследований, проводившихся в Беринговом море и заливе Аляска в 1958—1962 гг., а также новейшие литературные и картографические материалы.

Автор благодарит В. Н. Новикова за большую помощь, оказанную во время сбора и обработки геоморфологических данных по заливу Аляска.

#### ЗОНА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СТРУКТУР

В зону континентальных структур входит подводная окраина материка — шельф. Сформирован он в результате абразионно-аккумулятивного выравнивания различных геологических образований и по степени своего развития и особенностям рельефа может быть разделен на шельф эпиконтинентальных областей (эпиконтинентальный шельф) и шельф геосинклинальных областей (геосинклинальный шельф).

Эпиконтинентальный шельф отличается значительной шириной и выровненным рельефом, находится на продолжениях наиболее древних и устойчивых геологических образований слагающих побережья. В Беринговом море он составляет основу всех шельфовых областей и простирается от Анадырского залива и Берингова пролива к Бристольскому заливу полосой, имеющей ширину от 400—500 до 200 миль. Севернее Берингова пролива эпиконтинентальный шельф смыкается с аналогичными пространствами полярных шельфовых областей.

Узкий, в большинстве случаев гораздо более расчлененный шельф геосинклинальных областей окаймляет зоны развития молодых, главным образом третичных, складчатых образований Южной Аляски и юго-западного побережья Берингова моря. Контрастность рельефа шельфа эпиконтинентальных и геосинклинальных областей связана с неоднородным геологическим строением тех районов дна, где сейчас располагаются соответствующие шельфы (Гершанович, 1962, 1963).

Расширение шельфа на западе залива Аляска обусловлено тем, что здесь смыкаются шельфовые области, сформированные на разных структурных элементах Южной Аляски, в том числе и тех, которые составляют восточное окончание Алеутской островной дуги, являющейся в этой части двойной.

На шельфе почти повсеместно могут быть выделены три основные части — прибрежная, центральная и внешняя. При известной условности положения границы между ними каждая из частей имеет ряд геоморфологических отличий. Прибрежная часть охватывает сравнительно узкую полосу шельфа, где преобладает воздействие волновых процессов, т. е. преимущественно подводный береговой склон. Интенсивные абразионно-аккумулятивные процессы, протекающие здесь, закладывают основу всей платформы шельфа. Последующие изменения положения уровня моря в силу эвстатических причин и неотектонических движений привели к тому, что эта платформа оказалась вне прибрежной части и что при дальнейшем абразионно-аккумулятивном выравнивании главное значение приобретают течения.

Центральную часть можно назвать срединной равниной шельфа. Она получает широкое развитие в тех случаях, когда в процессе образования шельфа имела место трансгрессия моря на обширные низменные равнинные площади побережий, что весьма характерно для эпиконтинентальных областей. Видимо, так формировался колоссальный северо- и восточноберингоморский шельф, где срединная шельфовая равнина охватывает большие площади (до глубин порядка 120 м). При трансгрессии моря в гористых областях (побережья Южной Аляски, вся зона Командорско-Алеутской островной дуги и ряд др.) развитие шельфа крайне ограничено. В некоторых случаях срединная шельфовая равнина вообще не возникает, происходит непосредственный переход прибрежной части шельфа, выработанной абразией, в его внешнюю часть, или кромку, образование которой обусловлено тектоническими факторами и которая часто рассматривается как граница геотектур (Герасимов, 1959).

Таким образом, эпиконтинентальный шельф в основном трансгрессивный, а геосинклинальный — преимущественно абразионный шельф. Их главные морфологические особенности предопределены геологическим строением.

Узкая внешняя часть (край, кромка) шельфа выделяется гораздо большей крутизной, чем другие его части. Нередко она расчленена вершинами подводных долин, врезанных в прилегающие участки материкового склона, и отдельными банками и поднятиями дна. Внешний

край шельфа расположен на разных глубинах: в Беринговом море — обычно на глубине 120—150 м, в заливе Аляска — от 100—120 м на западе до 230—260 м на востоке. Глубже всего он находится там, где шельф примыкает к области максимального развития современных ледников на западном побережье американского континента.

Выполаживание внешнего края шельфа наблюдается в некоторых районах берингоморского шельфа, в частности, к югу от Анадырского залива и в Бристольском заливе. Здесь образуется своего рода наклонная шельфовая равнина, продолжающая равнину центральной части шельфа, но имеющая в несколько раз больший уклон дна.

В рельефе шельфа залива Аляска четко выражены крупные продольные и поперечные долины, с которыми связано характерное двуплановое расчленение, свойственное большинству районов шельфовой зоны. Эти долины не однородны. Наиболее значительные из них, такие как залив Кука и пролив Шелихова, представляют собой отражение в рельефе дна крупных структур, сохранивших при формировании современного шельфа присущие им морфологические особенности; они ориентированы вдоль простирания шельфа. Другие, также сравнительно широкие и выделяющиеся своим троговым обликом, секут шельф по нормальным долинам. Эти долины не связаны непосредственными переходами с фиордами побережья и подводными долинами материкового склона (рис. 2). Вопрос об их происхождении еще окончательно не решен. По Г. Холтедалю (Holtedah, 1959) такие долины располагаются на шельфе многих областей плейстоценового и современного оледенений. Возникли они, по-видимому, в результате третичных разломов и приняли свой облик в ходе последующей речной и ледниковой эрозии, когда дно современного шельфа находилось в субэвральном состоянии.

Глубина внешнего края шельфа эпиконтинентальных областей Берингова моря сравнительно устойчивая, поэтому можно предполагать, что интенсивность вертикальных движений на шельфе мала. Иная картина наблюдается в заливе Аляска, где поднятия шельфа особенно значительны в его западной части. На востоке, возможно, под влиянием ледниковой нагрузки на суше шельф опущен. Можно думать, что отдельные крупные элементы шельфового рельефа имеют разный знак вертикальных движений, в частности дно подводных долин либо погружается, либо сохраняет свое положение, тогда как разделяющие их выравненные платообразные участки, нередко увенчанные банками и островами, поднимаются. Это приводит к разному соотношению между абразионными и аккумулятивными процессами на положительных и отрицательных элементах шельфового рельефа. Первые в большинстве случаев являются типичными участками перемычки поступающих сюда частиц или размыва коренного дна, тогда как вторые — участки интенсивной аккумуляции осадочного материала. В составе последнего вблизи области континентального оледенения одним из важнейших компонентов оказываются продукты ледниковой эрозии, доставляемые реками и иногда непосредственно ледниками прямо в океан. В наиболее северной части залива тонкие ледниковые частицы накапливаются как на положительных, так и на отрицательных элементах рельефа дна, в силу чего здесь почти повсеместно широко распространены тонкие осадки. В других районах шельфа залива Аляска распределение осадков по гранулометрии четко следует геоморфологическим особенностям донного рельефа и оказывается достаточно контрастным.

Соотношение между процессами абразии и аккумуляции изменяется также и во многих областях эпиконтинентального шельфа Берингова моря. Судя по имеющимся данным, пока еще ограниченным, аккумуля-

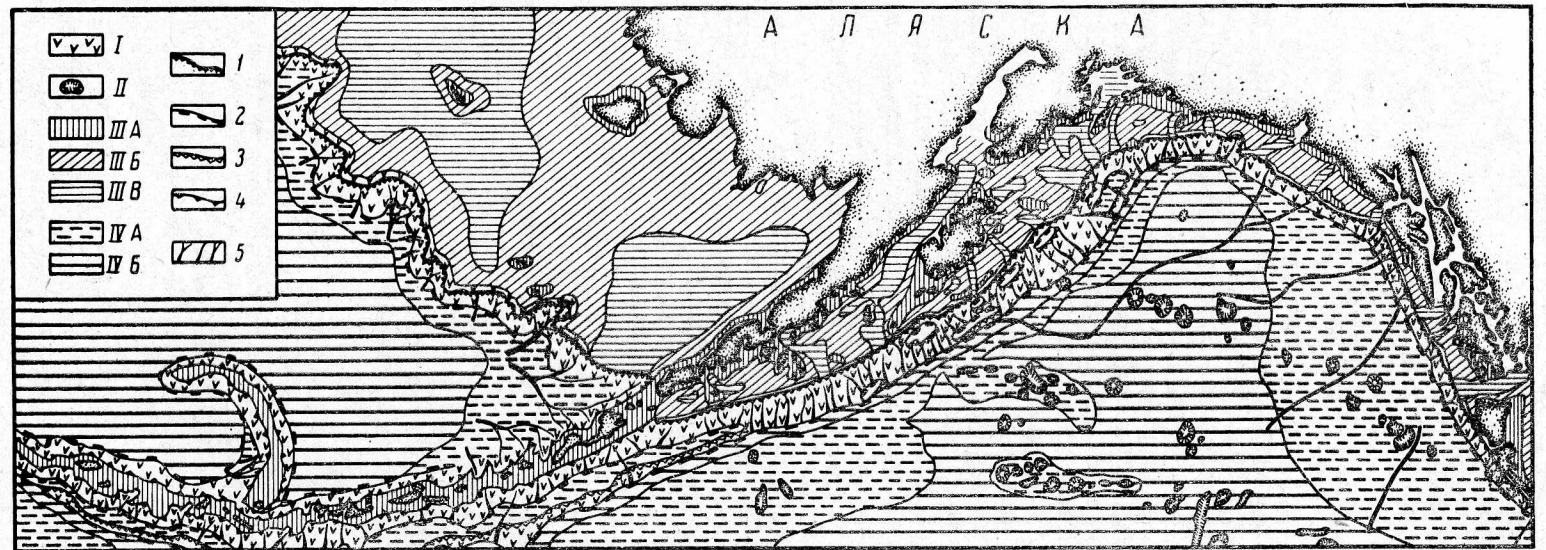


Рис. 2. Генетические типы рельефа дна крайнего северо-востока Тихого океана (с учетом данных В. Н. Новикова):

*I* — тектонический рельеф, мало измененный экзогенными процессами, *II* — вулканический рельеф, *III* — абразионно-аккумулятивный, *III A* — преимущественно абразионный, *III B* — абразионно-аккумулятивный, *III B* — преимущественно аккумулятивный, *IV* — рельеф абиссальной аккумуляции, *IV A* — плащеобразного выравнивания, *IV B* — предельного выравнивания: *1* — внешний край шельфа, *2* — подножье уступа материкового склона, *3* — внешние края ступеней, *4* — внешние края выровненных поверхностей подводного хребта и Командорско-Алеутской островной дуги, *5* — подводные долины и каньоны.

ция наиболее значительна на севере срединной шельфовой равнины и в Бристольском заливе, где происходит седиментация более тонких отложений. Вдоль внешнего края шельфа в связи с увеличением уклонов и повышением подвижности вод, обусловленной динамическими процессами в зоне материкового склона, а иногда и увеличенными скоростями течений, аккумуляция происходит слабо.

### ЗОНА ПЕРЕХОДНЫХ СТРУКТУР

К зоне переходных структур могут быть отнесены материковый склон Берингова моря и залива Аляска, Командорско-Алеутская островная дуга, Алеутская глубоководная океаническая впадина (желоб), а также глубоководные котловины Берингова моря и подводные хребты Бауэрс и Ширшова (Олюторский).

Материковый склон Берингова моря — часть материкового склона Тихого океана. От материкового склона залива Аляска он отделен горным сооружением Командорско-Алеутской островной дуги и юго-западнее Бристольского залива смыкается с ее северным (беринговоморским) островным склоном. Несколько южнее Анадырского залива материковый склон эпиконтинентальных областей Берингова моря почти под прямым углом сочленяется со склоном Корякского побережья. Характерно, что как на севере, так и на юге, где особенно резко меняется общее направление склона, последний заметно расширяется, а его рельеф делается более сложным, отражая тем самым происходящий здесь стык различных геологических образований.

Склон пересекает основные структуры континентального блока под разными углами, это приводит к большой неоднородности его простираения и строения. В плане материковый склон эпиконтинентальных областей Берингова моря имеет ступенчатый вид, обусловленный чередованием преимущественно субмеридиональных и субширотных направлений его отрезков (Гершанович, 1963).

Ширина материкового склона колеблется от 30—40 до 70—100 миль. В значительных пределах изменяется крутизна склона в целом и его отдельных участков, где она достигает 20—25° и более.

Как правило, материковый склон эпиконтинентальных областей охватывает глубины от 150 до 3000—3600 м. По особенностям рельефа весь склон может быть разделен на две основные части: верхнюю, наиболее крутую и расчлененную (до глубины 2500 м) — уступ материкового склона, и нижнюю (глубже 2500 м), гораздо более пологую и менее изрезанную — наклонную равнину подножья материкового склона. Последняя характеризуется значительным накоплением осадочного материала, приводящего к плащеобразному выравниванию из начального тектонического рельефа (см. рис. 2).

Подводные долины и каньоны — важные и характерные элементы поперечного расчленения материкового склона эпиконтинентальных областей Берингова моря. Исследования последних лет показали, что они встречаются практически везде и часто имеют сложное строение. Особенно многочисленны подводные долины и каньоны на материковом склоне близ о-вов Прибылова. Крупные подводные долины с асимметричным строением склонов известны к югу от о-вов Прибылова и южнее Анадырского залива (см. рис. 2).

В заливе Аляска материковый склон занимает несколько большие глубины — до 3600—3800 м, а в некоторых участках почти до 4000 м. На западе залива материковый склон составляет единое целое с южным (тихоокеанским) островным склоном Командорско-Алеутской дуги.

Сложное строение и неоднородность продольного и поперечного расчленения склона в этой части залива обусловлены тем, что склон сечет подводные продолжения разных структурных элементов Южной Аляски, а не следует им строго параллельно. На склоне обособляется несколько областей, отличающихся своей общей крутизной, степенью изрезанности подводными долинами и каньонами, наличием выровненных поверхностей и другими признаками. Особенно выделяется более пологая часть склона восточнее о-ва Кадьяк. Разделение материкового склона на уступ и наклонную равнину подножья на всем западе и севере залива Аляска выражено слабо. Иная картина наблюдается на востоке залива. Здесь до глубины 2500—2700 м четко прослеживается уступ материкового склона с присущими ему особенностями рельефа, а далее располагается очень пологая наклонная равнина подножья, расширяющаяся к югу. По сравнению с аналогичной равниной материкового склона Берингова моря она имеет гораздо большую ширину и иной характер расчленения. В пределах наклонной равнины подножья находится ряд подводных гор вулканического происхождения, отдельные понижения, а также крупные подводные долины, с которыми, видимо, связан вынос осадочного материала суспензионными потоками. (см. рис. 2). Морфологически такие долины отличаются от подводных долин, прорезающих уступ материкового склона (Gibson, 1958, 1960). Данные последних исследований свидетельствуют о том, что интенсивность осадочной аккумуляции в этой части залива весьма велика, причем очень важная роль в ходе седиментации принадлежит суспензионным течениям.

Зона материкового склона значительно расширена не только на востоке залива Аляска, но и к югу от него. Здесь располагается целый ряд своеобразных геоморфологических провинций с очень изменчивым и неоднородным рельефом дна (в том числе и так называемые бордерленды), в пределах которых происходит переход к океаническим структурам Тихого океана (Menard, 1955; Emery, 1960). Характерно, что основные морфологические элементы рельефа переходной зоны не сводятся здесь лишь к макроформам собственно материкового склона. Они оказываются более многообразными, отражая тем самым присущую этой зоне сложность геологического строения и геоморфологии.

Материковый склон Берингова моря сменяется обширными абиссальными равнинами глубоководных котловин. Наиболее значительная — Алеутская котловина, занимающая почти весь центр Берингова моря. Подводный хребет Ширшова отделяет от нее Камчатскую котловину, меньшую по площади. Дно котловин располагается в основном на глубинах 3500—3900 м. Максимальные глубины превышают 4000 м и сосредоточены на юге, главным образом вблизи Командорско-Алеутской островной дуги, к западу и северу от подводного хребта Бауэрс. Дно котловин представляет собой предельные равнины абиссальной аккумуляции, сформированные в той части Берингова моря, где по новейшим данным гранитный слой земной коры менее мощный, чем в прилежащих континентальных и переходных областях. Меньшими глубинами (до 3500 м) выделяется часть Камчатской котловины, примыкающая к материковому склону Северо-Восточной Камчатки. Видимо, область Алеутской котловины западнее подводного хребта Бауэрс обладает большей жесткостью, что обуславливает огибание ее горным сооружением хребта.

От центра Командорско-Алеутской островной дуги, соединяясь с ней лишь на глубинах свыше 700 м в северном направлении отходит подводный хребет Бауэрс. Длина хребта около 300 миль, высота скло-

нов над дном Алеутской котловины составляет около 2600—3800 м. Выположенная вершинная поверхность хребта осложнена рядом поднятий; на некоторых из них находятся банки, а на самом юге — вулканы о-ва Семисопочного, окруженного вытянутой в направлении хребта мелководной платформой. Вершинная поверхность расположена на глубине до 1000 м и более. Склоны хребта наиболее расчленены на юге. Максимальной крутизной характеризуются восточный и северный склоны. Морфология и особенности ориентировки хребта Бауэрс отличаются его от горного сооружения островной дуги.

Подводный хребет Ширшова (Олюторский)\*, ограничивающий Алеутскую глубоководную котловину Берингова моря с запада, имеет еще большую протяженность, чем хребет Бауэрс. Он вытянут в меридиональном направлении примерно на 400 миль. Строение южной особенно расчлененной части хребта не вполне выяснено. На севере и в центре хребта вершинная поверхность выровнена. Она располагается обычно на глубинах 700—1000 м и довольно резким перегибом отделяется от западного и восточного склонов. Переход хребта в материковый склон западного побережья Берингова моря лишь южнее п-ова Олюторского происходит на глубинах свыше 500—600 м (Удинцев и др., 1959).

Командорско-Алеутская островная дуга, протянувшаяся с запада на восток более чем на 1200 миль, отделяет Берингово море от Тихого океана. В рельефе горного сооружения островной дуги отчетливо выделяется выровненная вершинная поверхность с шельфовыми площадками островных групп и отдельных островов, беринговоморский и тихоокеанский островной склоны (Gates and Gibson, 1956). Вся дуга состоит из пяти островных групп, разделенных глубоководными проливами. Эти проливы, достигающие глубины 1000—2000 м, как и ряд других, имеют, видимо, тектоническое происхождение. Островные шельфы узкие, крутые, характеризуются резким преобладанием абразионных процессов. Вершинная поверхность дуги располагается на различных глубинах, иногда до 800—1000 м. От шельфовых площадок она обычно отделена сбросовыми уступами, рельеф ее более сложен, чем рельеф шельфа, и образовался под воздействием морской и субаэральной (включая ледниковую) эрозии при ином положении относительно уровня моря. Переход от вершинной поверхности к островному склону столь же резок, как и на шельфе и подводных хребтах (см. рис. 1).

Беринговоморский островной склон прослеживается до глубины 3500—3800 м. Он сравнительно слабо расчленен. Выделяется лишь его наиболее восточная часть в районе Лисих о-вов, где на глубинах около 1000—1500 м расположен ряд крупных выступов, разделенных большими долинами с пологими склонами. Эта часть островного склона, возможно, связана со сбросово-глыбовым расчленением и может рассматриваться как один из аналогов бордерленда. Тихоокеанский островной склон Командорско-Алеутской островной дуги во многом отличается от беринговоморского. Он значительно более изрезан разнообразными элементами продольного и поперечного расчленения и в целом менее крутой.

Большое число действующих и потухших вулканов, высокая сейсмичность, глубокофокусные землетрясения, резкая расчлененность дна и многообразие форм рельефа отличающихся как по их морфологии, так и генезису, распространенность форм линейной топографии, большая дифференцированность и сложность вертикальных движений, ча-

\* На рис. 2 и 3 он не нанесен.



стое чередование участков размыва и аккумуляции осадочного материала, в составе которого особенно на востоке важную роль играют вулканогенные компоненты, — все это придает геоморфологии Командорско-Алеутской островной дуги резко выраженные геосинклинальные черты. Вулканические очаги располагаются вдоль берингоморского склона дуги, в местах пересечения общего тектонического разлома, обусловившего положение склона, с секущими его разломами меньшего порядка, предопределившими положение подводных долин и некоторых других элементов рельефа.

Переход от Командорско-Алеутской островной дуги к Алеутской глубоководной океанической впадине происходит по-разному. На многих участках тихоокеанский островной склон дуги сменяется на глубине 3500 м выположенной ступенью, рельеф которой осложнен рядом возвышенностей и депрессий. Эта ступень, нередко называемая в литературе «алеутским бенчем», расположена на уровне дна глубоководных котловин Берингова моря (Gates and Gibson, 1956; Gibson, 1960). В тех местах, где она не выражена в рельефе, тихоокеанский склон островной дуги непосредственно переходит в северный склон Алеутской океанической впадины, образуя таким образом колоссальный уступ высотой до 6000—7000 м. К востоку в связи с общим уменьшением глубины впадины высота этого уступа уменьшается. У материкового склона западной части залива Аляска такая выположенная ступень выражена слабо и во многих местах не наблюдается.

Алеутская глубоководная впадина простирается параллельно Командорско-Алеутской островной дуге и Алеутскому хребту. Это одна из наиболее протяженных океанических впадин, ее длина достигает 1950 миль. В плане впадина имеет вид четок, особенно хорошо заметных на востоке. Максимальная глубина впадины — 7822 м. Значительно уменьшаются глубины в восточной части (до 5000 м и даже менее). Крайнее восточное окончание впадины отделено от остальной ее части порогом, на котором находится подводная гора Кадьяк. В рельефе впадины обособляются северный и южный склоны. Северный склон наиболее крутой и изрезанный, южный значительно положе. По последним данным, на нем выделяется ряд выступов и устьевых участков подводных долин, пересекающих наклонную равнину подножья и океаническое ложе в заливе Аляска (Gibson, 1958, 1960). На узком и выровненном дне впадины, расположенном на разных глубинах, обособляются отдельные понижения, вытянутые в общем направлении впадины. По мнению некоторых исследователей, наиболее активна в геотектоническом отношении восточная, менее глубоководная часть впадины. На западе, где Алеутская впадина подходит к Курило-Камчатской, большей активностью геотектонических процессов характеризуется последняя (Белова и др., 1961).

На глубинах ложа океана к югу от Алеутской впадины намечается серия пологих поднятий, видимо, являющихся частями валообразной возвышенности, окаймляющей глубоководную впадину со стороны океана. Они условно отнесены к зоне океанических структур.

#### ЗОНА ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Мы разбираем лишь наиболее специфичные особенности геоморфологии дна океана в пределах залива Аляска. Район Тихого океана к югу и юго-западу от Алеутской глубоководной впадины не рассматриваем.

Основная часть ложа океана в заливе Аляска занята обширной абиссальной выровненной равниной. Ничтожные уклоны характерны как для центральных областей океанического ложа в заливе, так и для его западной и южной периферии, где глубины возрастают до 4500—5000 м. Рельеф ложа осложняется многочисленными подводными горами, в большинстве своем являющихся вулканами (Menard, 1955; Gibson, 1960). Их размещение подчинено ясной линейной закономерности. Кроме того, отмечено чередование очень пологих вытянутых в широтном направлении поднятий с разделяющими их понижениями, в которых при детальном исследовании в ряде случаев установлены узкие подводные долины, идущие от материкового склона восточных областей залива к Алеутской глубоководной впадине.

Подводные горы, столь характерные для океанического ложа в заливе Аляска и более южных районов Тихого океана, представляют собой вулканические конусы с большой крутизной склонов, поднимающиеся непосредственно со дна на 2—3 км и более. Основная часть этих подводных вулканов располагается по двум линиям простираения. Здесь насчитывается около 30 крупных подводных вулканов. Большое число вулканов находится на дне Тихого океана, южнее общепринятых границ залива Аляска. Линейность расположения подводных гор связана с соответствующим размещением разломов, ориентированных в этой части океана преимущественно в субширотном направлении. Непосредственно у основания многих вулканов отмечены понижения дна, которые, возможно, вызваны прогибанием коры под тяжестью вулканических конусов. Как известно, большинство подводных гор плосковершинны. Плосковершинными они стали, видимо, в то время, когда наиболее высокие части подводных гор находились на малых глубинах и подвергались абразии под действием океанских волн. Слои рыхлого осадка, залегающего на вершинах ряда вулканов залива Аляска, ничтожны. Осадок состоит из песчаных и гравийных обломков вулканических пород и планктонных фораминифер. Чаще же всего констатируется скалистое дно или галька и валуны темноцветных эффузивов. Большинство вершин подводных вулканов связано с тремя глубинными уровнями: 600—700, 1000—1200 и 1500—1700 м.

Особый интерес представляют те участки океанического ложа, где сосредоточено больше всего подводных гор. Такие участки известны близ подводной горы Паттона в северной вулканической цепи залива Аляска, а также горы Джильберта южнее общепринятых границ залива. Здесь на глубинах свыше 4000 м дно представляет собой очень своеобразную вулканическую страну, детальное исследование которой может дать много новых данных.

Мелкие подводные вулканы, высота которых над окружающими пространствами дна порядка нескольких сотен метров, иногда имеют не овальные или округлые очертания, свойственные основной части вулканических конусов, а вытянутые, представляя собой небольшие гребни или хребты. Обычно в этом случае они ориентированы в субширотном или субмеридиональном направлениях. Общее число их велико и не может считаться твердо установленным.

Таким образом, в рассматриваемой части ложа Тихого океана, несмотря на большие глубины и длительную седиментацию, мы наблюдаем крайне неоднородный рельеф, свидетельствующий о большой активности геотектонических и связанных с ними рельефообразующих процессов. Эта особенность резко выделяет крайний северо-восток от других районов океана, наглядно иллюстрируя большую сложность геоморфологии дна океанских глубин.

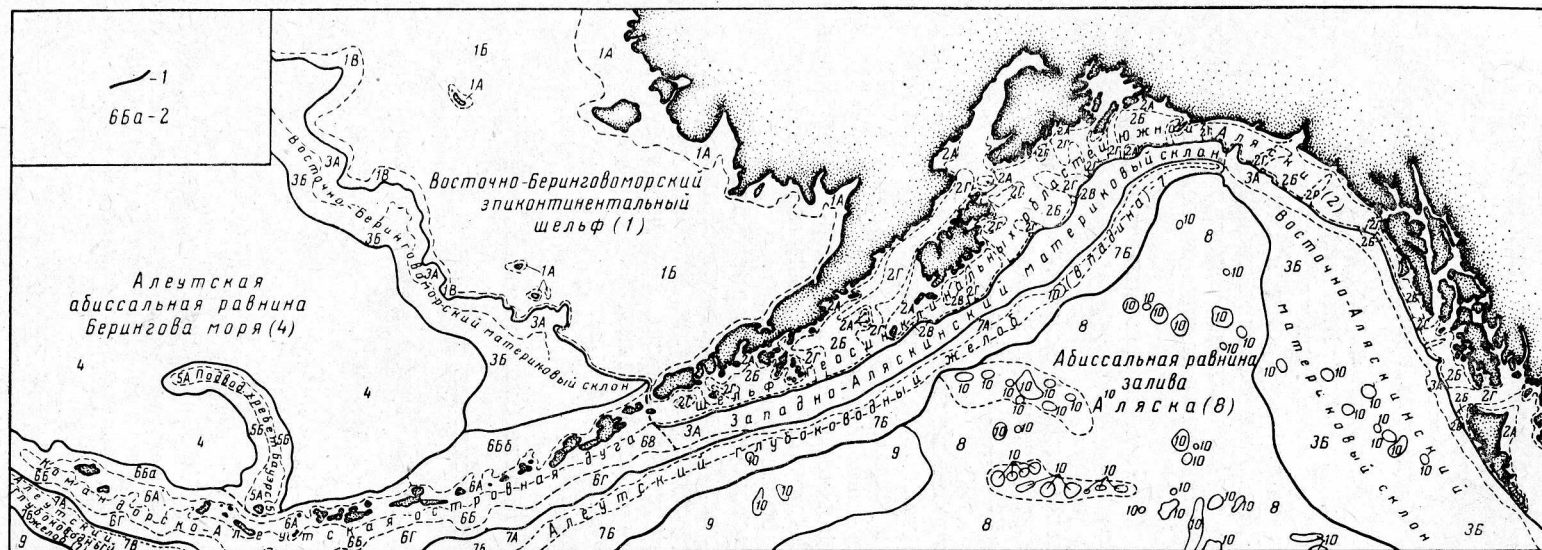


Рис. 3. Схема геоморфологического районирования крайнего северо-востока Тихого океана:  
 1 — границы структурных зон, 2 — обозначения геоморфологических районов (см. заключение).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные позволяют наметить следующую схему геоморфологического районирования крайнего северо-востока Тихого океана (рис. 3).

### I. Зона континентальных структур

(Подводная окраина материка)

1. Шельф эпиконтинентальных областей. 2. Шельф геосинклинальных областей.
  - А. Подводный береговой склон.
  - Б. Срединная равнина шельфа.
  - В. Краевая наклонная равнина шельфа.
  - Г. Внутренние впадины и долины.

### II. Зона переходных структур

3. Материковый склон.
  - А. Уступ материкового склона.
  - Б. Наклонная равнина подножья материкового склона.
4. Алеутская абиссальная равнина глубоководной котловины Берингова моря.
5. Подводный хребет Бауэрс.
  - А. Вершинная поверхность хребта.
  - Б. Склоны хребта.
6. Командорско-Алеутская островная дуга.
  - А. Вершинная поверхность с площадками островных шельфов.
  - Б. Берингоморский (северный) островной склон:
    - а) слаборасчлененный;
    - б) сбросово-глыбового расчленения.
  - В. Тихоокеанский (южный) островной склон.
  - Г. Ступень уступа Алеутской впадины («алеутский бенч»).
7. Алеутская глубоководная океаническая впадина (желоб).
  - А. Северный склон впадины.
  - Б. Южный склон впадины.
  - В. Дно впадины.

### III. Зона океанических структур

8. Аляскинская абиссальная равнина.
9. Океанический вал.
10. Подводные горы и группы подводных гор.

## ЛИТЕРАТУРА

- Белова М. Г., Васильев В. Г., Власов Г. М. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М., Косминская И. С. и Кракшина Р. М. Некоторые данные о строении земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану. Межд. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Геофизика. М., 1960.
- Гершанович Д. Е. Рельеф и современные осадки берингоморского шельфа. Тр. ВНИРО. Т. 46, 1962.

Гершанович Д. Е. Рельеф основных рыбопромысловых районов (шельф, материковый склон) и некоторые черты геоморфологии Берингова моря. Тр. ВНИРО. Т. 48. Вып. 1, 1963.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. Изд-во АН СССР, 1959.

Деменицкая Р. М. Основные черты строения земной коры по геофизическим данным. Тр. НИИГА. Т. 115. Л., 1961.

Зенкевич Н. Л. Новые данные о рельефе дна северо-восточной части Тихого океана. Тр. ин-та океанологии. Т. 45, 1961.

Панов Д. Г. Морфология дна Мирового океана. АН СССР. М.—Л., 1963.

Удинцев Г. Б., Бойченко И. Г. и Канаев В. Ф. Рельеф Берингова моря. Тр. ин-та океанологии. Т. 29, 1959.

Удинцев Г. Б. Рельеф и тектоника дна дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана. «Океанология» № 3, 1961.

Хаин В. Е. и Милановский Е. Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. Бюлл. МОИП, отд. геолог. Т. XXXI, № 3, 4, 1956.

Emery K. O. The Sea off Southern California. N.—Y.—London, 1960.

Gates O. and Gibson W. Interpretation of the Configuration of the Aleutian Ridge. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 67, 2, 1956.

Gibson W. M. Gulf of Alaska Trough parallels Aleutian Trench. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, 5, 1958.

Gibson W. M. Submarine topography in the Gulf of Alaska. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, 7, 1960.

Holtedahl H. Sur la géologie et la morphologie des plateaux continentaux glaciaires. La topographie et la géologie des profondeurs océaniques. Paris, 1959.

Menard H. W. Deep—sea channels, topography and sedimentation. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 39, 2, 1955.

Shor G. G. Jr. Seismic—refraction studies at sea near southern and western Alaska. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, 12, p. 2, 1960.