Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», т. XXII, 1957.
Чемеков Ю. Ф. О четвертичной истории Охотского моря. «Изв. Всес. геогр. о-ва», № 3, 1957.
Шлюков А. И., Воскресенская Т. Н., Каплин П. А., Свиточ А. А. Строение и история развития верхней части шельфа Западной Камчатки в конце плейстоцена и голоцене. В кн. «Проблемы геологии шельфа». М., «Наука», 1975.
Эрлих Э. Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. «Геотектоника», № 1, 1965.

Московский государственный
университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
27.1.1976

DEVELOPMENT OF NEOTECTONIC STRUCTURES OF WESTERN KAMCHATKA

K. P. KRIVULIN, A. A. SVITOCH

Summary

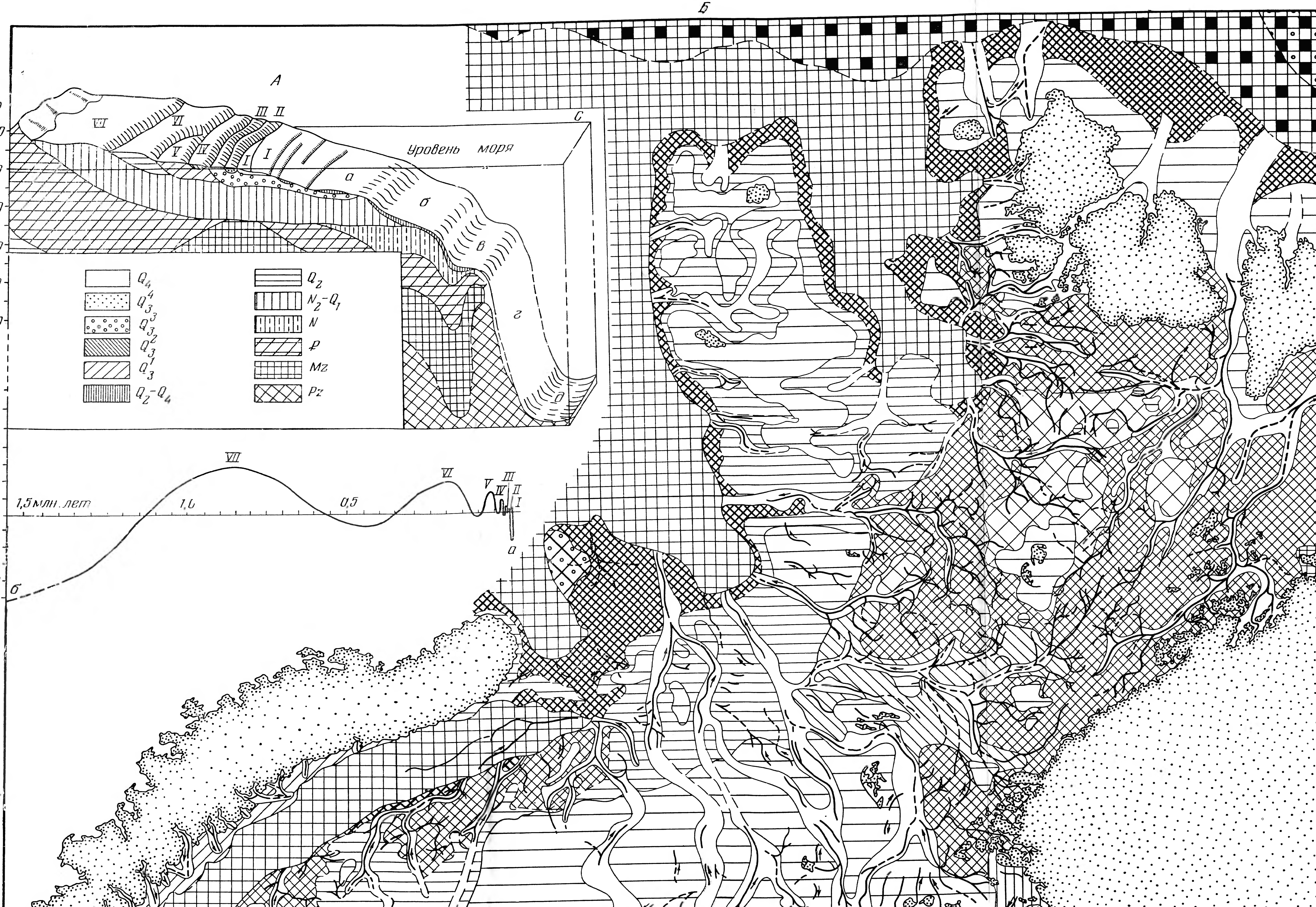
Neotectonic development of Western Kamchatka does not show direct inheritance from the Bolsheretskaya depression structure. Neotectonic structure of the region is characterized with differentiated movements within separate zones. Internal and northern parts of Western Kamchatka underwent to a slow uplift controlled by uplift of Central Kamchatka mountain ridges. Maritime zone adjacent to the descending regions of the Sea of Okhotsk was relatively stable or slightly moved downward and upward. Ancient sea terraces have not been established at Western Kamchatka with the exception of low marine surfaces (up to 20 meters) within the coastal zone.

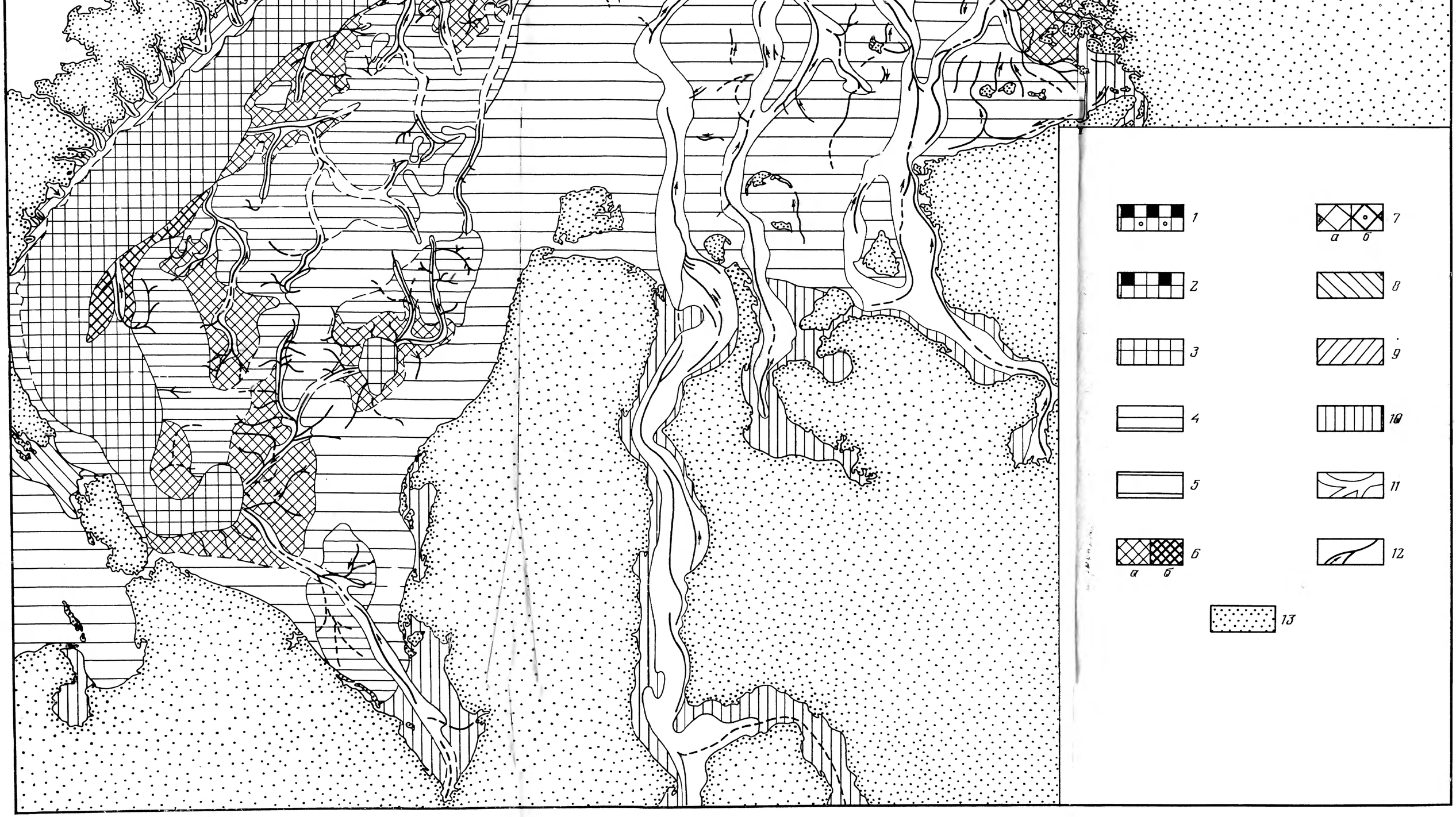
УДК 551.462(262.81)

А. Н. ЛАСТОЧКИН

РЕЛЬЕФ ДНА КАРСКОГО МОРЯ

На протяжении ряда лет автор проводил всесторонний анализ рельефа дна Карского моря с точки зрения его происхождения и истории развития. При этом, помимо материалов, непосредственно касающихся подводного рельефа, использовались итоги геоморфологического картирования, изучения рельефа и новейших отложений прилегающей части Западно-Сибирской равнины (Лазуков, Рейнин, 1961; Кузин, 1963; Загорская и др., 1972; Суздальский, 1972 и др.), материалы СЕВМОРГЕО и ВНИГРИ, обзорная геологическая карта островов Советской Арктики и прилегающей части континента (Геология СССР, т. XXVI, 1970), Геоморфологическая карта Западно-Сибирской равнины (1973), а также данные Н. Н. Куликова и В. Т. Мартынова (1961). В результате проведенных исследований автор совместно с И. Л. Кузиным составил геоморфологическую карту дна Карского моря (рисунок). Карта построена по аналитическому принципу; наиболее важный элемент ее содержания — показ серии генетически однородных поверхностей, образование и возраст которых тесно связаны с возрастом морфоструктур и рельефообразующих тектонических движений.


Б
А
С
Уровень моря
VII
VI
V
IV
III
II
I
а
б
в
г
д
10
200
0
200
400
600
800
Q4
Q3^3
Q3^2
Q3
Q3^1
Q2–Q4
Q2
N2–Q1
N
₽
Mz
Pz
200
100
0
100
200
1,5 млн. лет
1,0
0,5



Геоморфологическая карта Карского моря

А — **Блок-диаграмма рельефа дна Карского моря и прилегающей части Западно-Сибирской равнины и кривая колебаний уровня Карского моря** (составили И. Л. Кузин, А. Н. Ласточкин). Субгоризонтальные полигенетические поверхности выравнивания на суше и в прибрежной зоне: I — ямало-гыданская (Q_4; −1,5÷+7 *м*), II — сартанская (Q_3^4; +10÷+15 *м*), III — каргинская (Q_3^3; +20÷+25 *м*), IV — зырянская (Q_3^2; +30÷+40 *м*), V — казанцевская (Q_3^1; +45÷+60 *м*), VI — ямальская (Q_2; +80÷+100 *м*), VII —салехардская (Q_1; +120÷+140 *м*) наклонные морские поверхности выравнивания и поверхности субаэрального расчленения на шельфе: *а* — байдарацкая (Q_3^{3-4}; —20÷—130 *м*), *б* — карская (N_2; —130÷—300 *м*); недатированные поверхности неволновой аккумуляции: *в* — желобов и аваншельфа, *г* — континентального склона, *д* — ложа океана. На байдарацкой поверхности показаны осложняющие ее уступы на глубинах: 22÷24, 36÷38, 48÷50 и 85÷90 *м*. На кривой колебаний уровня моря проставлены номера поверхностей. *Б* — **Генетические типы рельефа дна Карского моря** (составил А. Н. Ласточкин). Морские поверхности: *1* — неволновой аккумуляции ложа океана; *2* — то же, континентального склона; *3* — то же, шельфа; *4* — аккумулятивно-абразионные; *5* — абразионно-аккумулятивные. Поверхности субаэрального происхождения, в разной степени переработанные волновыми процессами: *6* — эрозионно-аккумулятивные, слабо (*а*) и сильно (*б*) измененные последующими процессами волновой аккумуляции: *7* — эрозионно-аккумулятивные слабо (*а*) и сильно (*б*) измененные абразионными процессами; *8* — аккумулятивно-эрозионные, слабо измененные абразионно-аккумулятивными процессами; *9* — экзарационно-аккумулятивные (ледниковые) слабо измененные абразионно-аккумулятивными процессами; *10* — флювиально-морские поверхности прибрежной зоны (не расчлененные по генезису); *11* — крупные подводные речные и ледниковые долины; 12 — тальвеги подводных долин с указанием направления их уклона; *13* — суша

История развития рельефа и возраст поверхностей [1]. Современный рельеф прилегающей к Карскому морю территории севера Западно-Сибирской равнины представлен лестницей разновозрастных полигенетических субгоризонтальных поверхностей выравнивания (рисунок, *А*). Их образование связывается с максимальным развитием трансгрессий, происходивших начиная с позднего плиоцена на фоне общей тенденции к понижению уровня моря и эпейрогеническому опусканию плиты (Кузин, 1963; Загорская и др., 1972; Суздальский, 1972, и др.). В максимумы трансгрессии при относительно стабильном положении уровня моря формируются субгоризонтальные выровненные поверхности. На шельфе Карского моря развиты субгоризонтальные и наклонные поверхности выравнивания (с полностью уничтоженными формами субаэрального рельефа), а также поверхности неполного выравнивания (со значительно переработанными формами субаэрального рельефа) и поверхности расчленения; основные черты последних сформировались в регрессивные эпохи и не были изменены абразионно-аккумулятивной деятельностью моря. Эпохи максимального развития регрессий фиксируются глубоким врезом погребенных долин на суше (Лазуков, Рейнин, 1961; Суздальский, 1972, и др.) и положением их устьевых участков в пределах современной акватории. Последние, как показал анализ гидрографических материалов, приурочены в основном к строго определенным уровням: минус 110—130, 150—170, 200—210, 230 и 270—290 *м*.

В миоцене и раннем плиоцене, во время формирования на юге равнины поверхности, до сих пор не имеющей в литературе специального названия и сложенной осадками павлодарской (N_1^3—N_2) и таволжанской (N_1^2) свит, уровень моря, по-видимому, располагался на максимально высоких для всего Западно-Сибирского шельфа отметках. В позднем плиоцене произошло его понижение до отметок минус 270—290 *м*, в результате чего была выработана система наиболее глубоко врезанных речных долин. Это опускание уровня моря фиксируется такой же по величине (около 300 *м*) суммарной мощностью осадков, выполняющих погребенные долины на современной суше. Близкие значения мощностей осадков в погребенных долинах на суше и положения устьев рек на крае шельфа можно объяснить или резким понижением уровня Мирового океана (с частичным наложением тектонического и гидроизостатического факторов), или равномерными для всего данного региона тектоническими опусканиями. Во время позднеплиоценовой регрессии на современном шельфе сформировалась карская поверхность расчленения или (местами) неполного выравнивания, расположенная на глубинах 130—300 *м*.

Последовавшая за этим мощная трансгрессия (рисунок, *А*), максимальное развитие которой определило образование салехардской поверхности выравнивания, сопровождалась, вероятно, частными регрессиями; с ними связано положение устьев рек на глубинах 150—170, 200—210 и 230 *м*. Произошедшее за формированием салехардской поверхности понижение уровня моря до отметок минус 30—50 *м* привело к ее частичному размыву. В среднем плейстоцене произошло новое повышение уровня моря, в результате которого образовалась ямальская поверхность. Во время предказанцевской регрессии (конец среднего плейстоцена) последняя также подверглась эрозионному расчленению. В первую половину позднего плейстоцена произошли две кратковременные трансгрессии, проявившиеся в образовании казанцевской и зырянской поверхностей выравнивания. Зырянская трансгрессия сменилась понижением уровня моря и последующими его подъемами, чередующимися с регрессиями, зафиксированными в субгоризонтальных полигенетических поверхностях выравнивания на современной суше: каргинской и

[1] Анализ истории развития рельефа Карского моря проведен автором совместно с И. Л. Кузиным.

сартанской. Вслед за образованием сартанской поверхности произошла мощная регрессия, во время которой была выработана поверхность расчленения с осложняющими ее молодыми речными долинами, расположенными в диапазоне глубин до 110—130 *м*. С послеледниковой трансгрессией связано формирование морской наклонной байдарацкой поверхности полного и неполного выравнивания. В голоцене в условиях незначительных перемещений уровня моря относительно его современного положения формируется полигенетическая субгоризонтальная ямало-гыданская поверхность, представленная на суше поймой и лайдой, а в море — поверхностью современной прибрежной зоны.

Генезис поверхностей и современных берегов. Каждая из выделенных разновозрастных поверхностей выравнивания на суше — сложное полигенетическое образование. Рельеф дна Карского моря представлен поверхностями, сформированными в чисто субаквальных условиях (морские поверхности), в смешанных условиях прибрежной зоны (флювиально-морские поверхности, не расчлененные по генезису) и в субаэральных условиях регрессивных эпох с последующей, разной по интенсивности переработкой абразионно-аккумулятивными процессами (рисунок, *Б*). К последним относятся поверхности, слабо (поверхности расчленения) и сильно (поверхности неполного выравнивания) измененные волновыми процессами.

К морским поверхностям (рисунок, *Б*) прежде всего относятся аккумулятивные поверхности на шельфе (на глубинах 200—500 *м*), поверхности континентального склона (на глубинах 500—3000 *м*) и океанического ложа (глубже 3000 *м*). Происхождение поверхностей этих категорий существенно различается, несмотря на единый основной экзогенный фактор их формирования — неволновую аккумуляцию. На шельфе аккумулятивные поверхности характерны для днищ желобов «Св. Анны», Новоземельского и Воронина и впадины, расположенной к западу от п-ова Ямал. В их пределах сквозь чехол донных осадков, представленных в основном чистыми глинами и лишь на бортах алевритовыми глинами, «просвечивают» формы субаэрального происхождения. Эти редкие линейные понижения, длиной до 200 *км* и более с относительными глубинами не более 20—30 *м*, вероятнее всего являются древними речными долинами. Их обнаружение в северной части Новоземельского желоба позволяет предположить, что первоначально его поверхность развивалась в условиях плиоценовой или более молодой суши. Об этом также свидетельствуют направление уклонов долин, общий рисунок гидросети и замыкание самой крупной долины, которая «утыкается» в северный борт желоба и прерывается Новоземельским порогом. Эта долина в недавнем геологическом прошлом располагалась параллельно Новоземельскому поднятию (аналогично долинам Ляпина и Сев. Сосьвы и Зауралье), выходила за пределы современных границ желоба и соединялась с долинами Оби и Гыды. Данное обстоятельство указывает на то, что Новоземельский желоб и порог в их современном виде образовались не раньше позднеплиоценовой регрессии. В формировании поверхности континентального склона значительную роль, вероятно, играют, кроме неволновой аккумуляции, оползневые процессы, чему способствуют ее большие уклоны, литологические особенности донных осадков и сейсмотектонические условия.

Аккумулятивно-абразионные поверхности, формирование которых определяется абразией и морской, в основном волновой, аккумуляцией, граничат с желобами в западной и северной частях Карского моря и расположены в узком диапазоне глубин от 70 до 130 *м*. Сверху они преимущественно сложены алевритовыми глинами. В отличие от резко наклонных (борта желобов и континентальный склон) или, наоборот, субгоризонтальных (днища желобов) поверхностей чисто аккумулятивного происхождения, аккумулятивно-абразионные поверхности имеют не-

большие уклоны и относительно сложный пологоволнистый рельеф с довольно четко выраженными формами субаэрального генезиса.

К северу и западу от полуостровной части Западной Сибири, а также разной величины фрагментами в пределах других акваторий моря широко распространены поверхности, в формировании которых доминировали абразионные процессы. Они развиты на глубинах не более 100 *м* и являются или субгоризонтальными, или резко наклонными, как, например, подводные склоны Ямала и Полярного Урала. Осложняющие абразионно-аккумулятивные поверхности субаэральные формы рельефа выражены значительно менее отчетливо, чем в пределах участков аккумулятивно-абразионного рельефа. Это прежде всего относится к подводным продолжениям крупнейших долин Оби, Гыды и Енисея. Следует отметить разнообразие донных осадков, слагающих абразионно-аккумулятивные склоны, на которых увеличение глубин сопровождается последовательной сменой осадков: пески — глинистые пески — песчанистые алевриты — алевриты. Субгоризонтальные поверхности этого генезиса, наоборот, четко отличаются от других поверхностей однообразием состава донных осадков (пески, реже глинистые пески), частой приуроченностью к ним выходов предполагаемых (В. В. Захаров, Ю. Б. Погребецкий) доголоценовых отложений, отсутствием подводных долин (которые уничтожены абразией) [2], резкими переломами поперечного профиля подводного склона, ограничивающими снизу фрагменты этих поверхностей. Наиболее хорошо охарактеризованы гидрографическим промером морские абразионные площадки (бенчи) у берегов островов Уединения, Свердрупа, Кирова и др., нижняя граница которых занимает строго определенное положение на глубинах 13—16 *м*. Интересно, что именно к этим отметкам приурочена четко выраженная в рельефе зона свала глубин, расположенная к северу от полуостровов Ямал и Гыдан. Подобные же зоны, выделенные нами в этом регионе на глубинах 22—24, 36—38, 48—50 и 85—90 *м*, фиксируют, по-видимому, эпохи с относительно быстрым подъемом уровня моря, вслед за которым происходила его относительная стабилизация на фоне послеледниковой трансгрессии. Аккумулятивные формы на поверхностях абразионно-аккумулятивного происхождения характерны в основном в прибрежных зонах островов, на тыльной (по отношению к преобладающим направлениям течений) стороне.

К аккумулятивно-абразионным, не расчлененным по генезису поверхностям относятся многократно описанные (Кузин, 1963, и др.) разновозрастные поверхности водораздельных пространств современной суши. Они характеризуются первоначальным субгоризонтальным положением, сложены сверху разнообразными отложениями (глины, алевриты, пески) и осложнены эрозионными, криогенными и эоловыми формами.

На значительной части Карского моря основные черты рельефа были сформированы в условиях низкого стояния уровня моря и интенсивного эрозионного расчленения. Последующие за этим трансгрессии преобразовали субаэральный рельеф лишь в малой степени. Это прежде всего относится к участку дна между п-овом Таймыр и островами Северной Земли, для которого характерны сильно расчлененные аккумулятивно-эрозионные поверхности. В их рельефе хорошо выражены густая речная сеть и система водораздельных линий, а эрозионные врезы не уступают по глубине врезам долин в предгорной части Таймыра. Все эти формы субаэрального рельефа занимают довольно узкий диапазон глубин от 40—50 до 20—25 *м*. С уменьшением глубины степень абразионно-аккумулятивного воздействия на этот рельеф возрастает, увеличивается роль абразии в преобразовании этих поверхностей и соответственно умень-

[2] Подводные долины не полностью уничтожены абразией на фрагментах этих поверхностей только в восточной части Карского моря.

шается участие аккумулятивных процессов. С этой своеобразной вертикальной зональностью связана пестрота состава донных осадков. Отмелые участки, переработанные в основном абразионными процессами, сложены сверху глинистыми песками, в то время как в пределах речных долин фиксируются алевритовые глины, а на их склонах — алевриты.

Вдоль крупного, самого нижнего притока подводной долины Енисея широко развита поверхность, которая по своему происхождению может быть отнесена к эрозионно-аккумулятивным. Судя по рисунку изобат, отражающему низкие крутые борта долин и их широкие днища, рельеф данной поверхности сформировался в субаэральных условиях низкой прибрежной равнины с интенсивной речной аккумуляцией. Последовавшая морская аккумуляция мало изменила эту поверхность, сложенную сверху алевритами и алевритовыми глинами.

Экзарационно-аккумулятивная поверхность расчленения развита только на восточном подводном склоне Новой Земли и представлена ледниковыми долинами, продолжающимися в виде глубоко вдающихся в сушу заливов (фьордов), а также слабо наклонной и сильно расчлененной (процессами селективной ледниковой и, возможно, флювиогляциальной аккумуляции) площадкой и верхней частью западного борта Новоземельского желоба. В то время как слабо наклонная площадка распространена на глубину не более 130—150 *м*, нижняя граница поверхности на борту желоба, проведенная в соответствии с распространением предполагаемых конечно-моренных образований, занимает различное и меняющееся в широком диапазоне глубин батиметрическое положение. В районе пролива Маточкин Шар и севернее она опускается до глубин 250—270 *м*. Здесь ледниковые долины достигают максимальной протяженности. К северу и к югу от этого района, где долины были созданы менее мощными ледниками, граница поверхности проходит по изобатам 130—170 *м*. Вся эта поверхность была в основном образована экзарационной и аккумулятивной деятельностью выводных ледников и ледников долинного типа.

В пределах губ и заливов, а также на прилегающих к ним территориях современной суши распространены не расчлененные по генезису флювиально-морские поверхности, сложенные в открытых мелководных заливах и лагунах глинистыми песками и песчаными алевритами, а в губах и на подводных склонах полуостровов — алевритами и алевритовыми глинами.

Учитывая опыт исследований берегов Мирового океана (Леонтьев, 1956; Ионин и др., 1964, и др.), на геоморфологической карте Карского моря берега классифицируются по генетическому принципу. Выделяются три основные категории берегов: 1 — берега первично-расчлененные в субаэральных условиях, слабо измененные волновыми процессами; 2 — берега, формирующиеся под преимущественным аккумулятивно-абразионным воздействием волновых процессов; 3 — берега, формирующиеся в результате комплексного воздействия эрозионно-аккумулятивных (речных) и волновых (морских) процессов.

Морфоскульптура. Изученность морфоскульптуры, развитой в пределах описанных подводных поверхностей, в значительной мере зависит от детальности промера и батиметрической основы, которые определяют возможности выделения элементов морфоскульптуры и районирования акватории по преобладающим экзогенным процессам и типам морфоскульптуры. По сравнению с равнинами суши расположение морфоскульптурных зон на шельфе в большей степени подчиняется не латерально, а вертикально изменяющимся во времени (в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря) и в пространстве физико-географическим (точнее, гидродинамическим) условиям.

В современной прибрежной зоне преобладающего развития волновых процессов широко распространены формы, образованные абразией

(клифы), аккумуляцией (бары, косы), интенсивными волновыми течениями в узких проливах между островами и полуостровами (промоины), и формы выпахивания морскими льдами. В формировании клифов принимают участие также процессы эрозии (в губах и заливах) и термоабразии (на берегах, сложенных мерзлыми рыхлыми отложениями).

Большую часть акватории занимает зона перобладающего развития субаэральных форм подводного рельефа, представленных главным образом подводными долинами эрозионного, экзарационно-эрозионного и невыясненного происхождения. Многие подводные долины являются продолжением современных речных долин, заливов и губ, а водораздельные пространства суши непосредственно продолжаются в виде подводных «водоразделов» на акватории. Карта (рисунок, *Б*) в значительной мере дополняет данные Н. Н. Куликова и В. Т. Мартынова (1961) относительно рельефа дна Карского моря. По-иному рисуются многие крупные речные артерии, выделено большое количество новых долин, обозначены древние водосборные бассейны, обнаружен замкнутый озерный бассейн с долинами впадающих в него крупных рек (к западу от Ямала). В целом акватория Карского моря представляет собой обширную равнину с густой гидрографической сетью, которую, однако, нельзя считать гигантской дельтовой системой, как это делают некоторые исследователи (Johnson, Milligan, 1967). О дельте можно говорить, только имея в виду бифуркации и слияние долин Гыды и Енисея. Следует отметить несколько «неестественную» рисовку долин в плане, что связано как с особенностями их абразионно-аккумулятивной обработки, так и с детальностью использованных гидрографических материалов.

Выраженность речных долин в подводном рельефе зависит не столько от глубины «первичного» эрозионного вреза, сколько от интенсивности последующих абразионно-аккумулятивных процессов. Наиболее крупные подводные долины Енисея, Гыды и особенно Оби в пределах ямало-гыданской поверхности слабо проявляются в рисунке изобат, проведенных через 2 *м*, а в приустьевых участках эти и другие долины характеризуются врезами до 50 *м* и более. Судя по этим и другим фактам, характер продольных профилей многих долин согласованно меняется с глубиной в связи с разной продолжительностью нахождения подводного рельефа каждого данного диапазона глубин в зоне волнового воздействия при неравномерном подъеме уровня моря во время плиоцен-четвертичных трансгрессий. Относительная стабилизация уровня моря приводит к выравниванию рельефа, расположенного в зоне волнового воздействия: погребению долин под морскими осадками, срезанию водоразделов в результате абразии и общему уменьшению региональных уклонов. Именно на тех глубинах, где зона волнового воздействия вслед за уровнем моря подымалась с наименьшей скоростью или находилась в относительно стабильном состоянии в течение довольно длительного времени, следует ожидать максимальное развитие замкнутых отрицательных (в долинах) и положительных (на водоразделах) форм, не характерных для субаэрального эрозионного рельефа. Специальный статистический анализ встречаемости замкнутых форм показал их строгую приуроченность к глубинам 10, 40—60, 100, 140—150, 200, 230 *м*. Для этих уровней особенно характерны отрезки долин с плоскими днищами и крутыми низкими бортами. На других глубинах многие из них сохранили V-образную форму. В северных и северо-восточных районах моря широко развиты глубоко врезанные долины с высокими крутыми бортами и плоскими днищами. В районе между Таймыром и Северной Землей большинство долин имеет поперечный профиль V-образной формы. Междуречные пространства ориентированы в соответствии с направлениями водоразделов на прилегающей суше. Для некоторых подводных возвышенностей характерен радиальный рисунок гидросети и долины, огибающие неотектонические поднятия, четко выделяются антецедентные уча-

стки долин. К западу от Ямала зафиксированы признаки речного перехвата.

Формы ледникового происхождения, развитые вдоль восточного побережья Новой Земли, подверглись волновому воздействию в наименьшей степени. Ледниковые долины имеют врезы до 200 *м* и более, часто характеризуются обратным падением продольного профиля и не открываются на склоне желоба, а теряются в многочисленных, типичных для конечно-моренного ландшафта, положительных (морены и, вероятно, озы и камы) и отрицательных (озерные ванны) формах рельефа. Многие из этих форм ориентированы перпендикулярно долинам. Каждой крупной долине соответствует дугообразная форма верхней части борта желоба (в границах экзарационно-аккумулятивной поверхности) с максимальным свалом глубин в выпуклой, наиболее удаленной от берега части дуги. Распространение этих дугообразных фрагментов склона тесно связано с наличием фьордов и их подводных продолжений — ледниковых долин. Они как бы замыкают долины и поэтому принимаются нами за конечную морену, сформированную в прибрежной зоне во время максимального развития ледников долинного или выводного типов.

Крутые борта желобов и континентальный склон являются зонами развития оползневых форм, которые формируются в условиях тонкозернистых осадков (глины, алевритовые глины) и углов наклона поверхности более 1—2°.

ЛИТЕРАТУРА

Геология СССР. т. XXVI. М., «Недра», 1970.

Геоморфологическая карта Западно-Сибирской равнины. М-б 1 : 1 500 000. СНИИГГИМС, гл. ред. И. П. Варламов, 1973.

Загорская Н. Г., Кулаков Ю. Н., Пуминов А. П. и др. Поздне-кайнозойская история шельфа Советской Арктики. В кн. «Новейшая тектоника и палеогеография Сов. Арктики в связи с оценкой минер. ресурсов». Л., «Тр. НИИГА», 1972.

Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Типы берегов и побережий Мирового океана, их классификация и районирование. В кн. «Теор. вопросы динамики морских берегов». М., «Наука», 1964.

Кузин И. Л. Геоморфологические уровни севера Западной Сибири. «Тр. ВНИГРИ», вып. 225, 1963.

Куликов Н. Н., Мартынов В. Т. О древних береговых линиях на дне Карского моря. В кн. «Морские берега», «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», т. VIII, Таллин, 1961.

Лазуков Г. И., Рейнин И. В. Стратиграфия четвертичных отложений Обско-Пурского междуречья. В кн. «Решение и труды межвед. совещ. по доработке и уточнению стратигр. схем Западной Сибири». Л.— М., Гостехиздат, 1961.

Леонтьев О. К. К вопросу о классификации и геоморфологическом картировании морских берегов. «Уч. зап. МГУ, геоморфология», вып. 182, 1956.

Суздальский О. В. Неоген-четвертичная история и перспективы россыпеобразования на Баренцево-Карском шельфе и палеошельфе. В кн. «Новейшая тектоника и палеогеография Сов. Арктики в связи с оценкой мин. ресурсов». Л., «Тр. НИИГА», 1972.

Johnson G. L., Milligan D. B. Some geomorphological observations in the Kara Sea. «Deep-Sea Res.», v. 14, No. 1, 1967.

ВНИГРИ

Поступила в редакцию
19.XI.1974

BOTTOM TOPOGRAPHY OF THE KARA SEA

A. N. LASTOCHKIN

Summary

The development of the Kara Sea bottom topography is connected with eustatic Neogene-Quaternary fluctuations of the sea level. With regard to morphological and genetic aspects the bottom topography is represented by surfaces of dissection and by surfaces

of complete and incomplete planation formed both under subaerial, subaqual conditions and under «mixed» conditions of the present-day coastal zone. Besides genetically homogeneous surfaces there exist submarine valleys of different genesis and forms of coastal morphosculpture. Submarine valleys were changed to a different degree by wave abrasion-accumulative processes. Their mouths, reflecting the epochs of maximum regressions, are strictly related to certain bathimetric levels.

УДК 551.462(268.45)

Г. Г. МАТИШОВ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА И ПРОБЛЕМА ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА

При реконструкции плейстоценовых ледниковых покровов Северной Европы и полярных архипелагов (Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Новой Земли) обычно обращаются к проблеме оледенения Баренцева моря. Существуют три точки зрения. Согласно одной из них, в период четвертичных оледенений материковые ледниковые покровы неоднократно распространялись на баренцевоморский шельф, сформировав холмисто-грядовый рельеф (Хольтедаль, 1958; Кленова, 1960; Панов, 1966; Спиридонов, 1970; Лаврушин, 1970; Асеев, 1974). В. Д. Дибнер (1968), М. Г. Гросвальд и др. (1974) развивают концепцию о мощном Баренцевом ледниковом покрове материкового типа, возникавшем на шельфе несколько раз, в том числе в эпоху валдайского оледенения. По мнению М. Г. Гросвальда и др. (1974), этот ледниковый покров еще в раннем голоцене дважды наступал с севера на равнины европейского северо-востока и катастрофически разрушился. И. Д. Данилов (1971) и Г. И. Лазуков (1972) отрицают возможность оледенения Баренцева моря, а происхождение валунных глин связывают с ледово- и ледниково-морским седиментогенезом.

За последние десятилетия лабораторией геологии моря ПИНРО в Баренцевом море проведены комплексные литолого-геоморфологические исследования, включавшие площадное эхолотирование, крупномасштабное картирование шельфа и подготовку обзорной многолистной батиметрической карты. Детальные грунтовые съемки, давшие 250 кернов длиной 1—4 *м*, 1000 дночерпательных проб и фотографий дна, коллекцию из 500 образцов каменного материала и визуальные наблюдения из гидростата позволили уточнить распределение и литологический состав верхнечетвертичных отложений, ареалы скопления и состав каменного материала. Геоморфологический анализ этой информации с учетом палеогеографии плейстоцена севера Европы дает возможность более реально оконтурить распространение материковых ледников, выявить ряд новых черт строения рельефа и гляциального лито- и морфогенеза в Баренцевом море.

Глубоководный баренцевоморский шельф, простирающийся почти на 800 *миль*, имеет типичный равнинно-платформенный характер рельефа. Основными морфоструктурами дна являются глубоководные (300—500 *м*) аккумулятивные низменности — синеклизы с мощностью осадочного чехла 4—8 *км* (Медвежинская, Центральная, Зюйдкапская, Мурманская, Финмаркенская и Северо-Восточная), пологие структурно-денудационные возвышенности с глубинами менее 100—200 *м* (Новоземельская, Мурманская, Медвежинско-Надеждинская, Персея, Деми-