

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ШЕЛЬФЕ И НА СУШЕ  
ПОБЕРЕЖИЙ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

УДК 551:345:551.79+551.462

ЭВОЛЮЦИЯ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ И  
КРИОГЕННО-ГЛЯЦИГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЕГО ПРЕДЕЛАХ

И. Д. Данилов

Московский государственный университет, геологический ф-т, 119899, Москва, Воробьевы горы, Россия

В течение позднекайнозойской истории Арктического шельфа и его побережий существовали и взаимодействовали три формы оледенения Земли: наземное, подземное и морское. Их соотношение направленно-циклически менялось во времени и пространстве. В статье на фоне эволюции системы Арктического шельфа и палеошельфа (прибрежные равнины) в позднем кайнозое (миоцен, плиоцен, плейстоцен, голоцен) показана роль каждого из криогенно-гляцигенных факторов в определенные временные этапы, которые коррелируются с трансгрессивно-регрессивными циклами развития Полярного бассейна. Выявлены главные этапы трансгрессий и регрессий, осуществлена их привязка к шкале геологического времени, охарактеризованы основные криогенно-гляцигенные процессы в эти этапы. Показаны следствия и диагностические признаки криогенно-гляцигенных процессов в толщах осадочных пород, слагающих Арктический шельф и палеошельф в различных в структурно-тектоническом отношении регионах. Особое внимание уделено позднеплейстоценово-голоценовому этапу, когда происходило формирование современных геокриологических условий Арктического шельфа. Рассмотрена пространственно-эволюционная модель (соотношение и динамика) наземного, подземного и морского типов криогенеза.

*Эволюция, поздний кайнозой, Арктический шельф, криогенные процессы*

THE EVOLUTION OF THE ARCTIC SHELF DURING LATE CENOZOIC  
AND CRYOGENIC-GLACIOGENIC PROCESSES

I. D. Danilov

Moscow State University, Department Geology, 119899, Moscow, Vorobjovy Gory, Russia

Three forms of Earth's glaciation (continental, permafrost, and marine) interacted within the Arctic shelf area throughout the whole Late Cenozoic epoch. Their correlation changed with time in a directed-cyclic manner. The article describes the role of every cryogenic-glaciogenic factor during certain time intervals, which correlate with transgressive-regressive cycles of the Polar basin evolution, against the background of the Late Cenozoic (Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene) evolution of the Arctic shelf and paleoshelf (coastal lowlands). Main transgressive and regressive stages allocated to geologic time scale are established. Main cryogenic-glaciogenic processes typical of these stages are characterized. Consequences and diagenetic indications of cryogenic-glaciogenic processes influencing sediment sequence of the Arctic shelf and paleoshelf areas of different structural-tectonic regions are shown. The Late Pleistocene-Holocene stage is of special interest, because the modern geocryological Arctic environment formed during it. A spatial-temporal model (correlation and dynamics) of interaction of different types of glaciation (continental, permafrost, and marine) is put forward.

*Evolution, the Late Cenozoic, the Arctic shelf, cryogenic processes*

Эволюция арктического шельфа в позднем кайнозое осуществлялась на фоне чередования этапов его трансгрессивного и регрессивного развития, которые определяли характер и интенсивность проявления криогенных и гляцигенных процессов на периодически затопляемых и осушаемых территориях. Оформление морфоструктуры арктического шельфа, включая палеошельф, произошло на рубеже олигоцен-миоцен

и начиная с этого времени он развивался уже как единая геолого-геоморфологическая система, имеющая полукольцевое, циркумполярное расположение в пространстве [Афанасьев и др., 1988]. Данная система в новейший этап геологической истории оказалась вовлеченной в крупноамплитудные колебательные тектонические движения глобального характера, установленные для континентов Н.И.Николаевым

(1949): миоценовая фаза преобладающего поднятия, плиоценовая фаза преобладающего опускания и плейстоценовая фаза преобладающего воздымания. На эти наиболее крупноамплитудные по времени проявления и вертикальные по размаху колебательные движения накладывались более мелкие ритмы, которыми обусловлены трансгрессии и регрессии меньшего ранга, а ими в свою очередь — циклическое строение морских толщ и формирование лестницы морских уровней рельефа и террас.

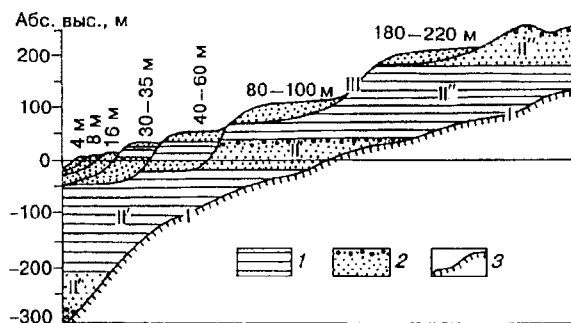
Для полуизолированного Полярного бассейна ритмика колебательных неотектонических движений окружающих его континентов и материковой окраины имела особое значение. В этапы их опусканий и крупных трансгрессий связи бассейна со смежными существенно расширялись, площадь акваторий его морей наращивалась в южном направлении, увеличивался приток тихоокеанских и, что особенно важно, атлантических вод. Все это не могло не приводить к смягчению климатических условий и повышению среднегодовых температур воздуха как в пределах акваторий морей, так и на прилегающей суше. Напротив, в этапы воздымания и крупных регрессий площадь Полярного бассейна сокращалась, возникала Берингийская суша и полностью прекращался приток в него тихоокеанских вод. Наиболее же серьезные палеоклиматические последствия имело ослабление связи с Северной Атлантикой, откуда в настоящее время поступает 42% теплового притока в Арктику [Северный Ледовитый..., 1985]. Следует подчеркнуть еще одну особенность Северного океана: шельф в нем занимает более половины площади и поэтому его осушение, даже частичное, способно обусловить высокую степень изоляции бассейна в целом. В свою очередь это неизбежно приведет к выхолаживанию последнего и возрастанию степени его ледовитости. Современный ледовый покров Арктики снижает среднюю зимнюю температуру на 20° градусов [Будыко, 1980], его существенное увеличение в сочетании с увеличением площади арктической суши неизбежно вызовет похолодание климата не только в полярных, но и умеренных широтах Северного полушария [Данилов, 1982].

Изложенное выше имело целью показать важнейшее палеоклиматическое значение трансгрессий и регрессий Полярного бассейна. Естественно, что эти события накладывались на общепланетарные изменения климата и, в частности, на его прогрессирующее похолодание во второй половине кайнозойской эры.

Крупные неотектонические колебательные циклы и их восходящие и нисходящие ветви (фазы) в полной мере проявились в Арктике (рисунок). Первая фаза (миоцен) отвечает восходящей ветви цикла и характеризуется в целом регрессивным развитием арктического шельфа,

который находился в это время преимущественно в осушенном состоянии, что обуславливало высокую степень изоляции Полярного бассейна. Миоценовые отложения на побережьях арктических морей и островах имеют в основном континентальный генезис.

Однако общий процесс воздымания прерывался непродолжительными этапами опускания. С ними связано накопление лагунных и прибрежно-морских отложений, которые фиксируются, например, на северном побережье Чукотки [Данилов, 1980]. Судя по комплексам диатомей, увязанным с зональной стратиграфической шкалой Северо-Тихоокеанского региона, трансгрессии имели место в среднем и позднем миоцене 10,5—11,5 и 5,1—6,6 млн лет назад [Полякова, 1989]. Важно подчеркнуть, что среди миоценовых диатомей присутствуют криофильные виды, входящие в состав криопелагических биоценозов морских льдов, а также в ледово-неритический комплекс. Получены таким образом данные, подтверждающие ранее высказанные взгляды, что Полярный бассейн становится ледовитым, вероятно, вначале сезонно, уже в середине миоцена [Данилов, 1980]. Ледово-морские тиллитоподобные породы с возрастом от 13 до 5—7 млн лет известны на южном побережье Аляски и прибрежных островах Берингова моря — свидетельство существенной ле-



Схема, отражающая основные этапы трансгрессивно-регрессивного развития арктического шельфа Евразии (западный сектор) в позднем кайнозое.

I — регрессивный этап, соответствует в основном миоцену и частично плиоцену, характерно глубокое эрозионное расчленение территории; II — трансгрессивный этап — середина плиоцена — эоплейстоцен, характерно накопление мощных толщ морских отложений, слагающих аккумулятивные равнины (штрихами римских цифр обозначены подэтапы, с которыми связано циклическое строение толщ); III — регрессивный этап — плейстоцен — характерно формирование лестницы понижающейся к побережью террасовых уровней рельефа и морских террас; 1 — мелководные отложения тонкодисперсного состава, отражающие максимальные фазы развития седиментационных водоемов; 2 — мелководные отложения грубодисперсного состава, отражающие фазы начала трансгрессий и регрессивные фазы развития седиментационных водоемов; 3 — размытая кровля коренных пород.

довитости седиментационного водоема. В связи с этим естественно допустить еще большую ледовитость водоема, расположенного севернее в Полярном бассейне, и наличие мерзлых пород на его побережьях.

Вторая фаза (плиоцен—эоплейстоцен) — отвечает нисходящей ветви неотектонического колебательного цикла и характеризуется широким развитием трансгрессий в пределах арктического шельфа и палеошельфа. Морские водоемы вторгались на низменные прибрежные территории: северо-восток Русской равнины, север Западной Сибири, приморские равнины Чукотки и Аляски. На фоне общей тенденции к опусканию проявлялись колебательные движения меньшего ранга, которыми обусловлено ритмичное строение толщ накопленных отложений. Преобладающей литолого-генетической разновидностью последних являются слабо сортированные глины и суглинки с крупнообломочными каменными включениями (диамиктон), а также остатками морской фауны и микрофауны [Данилов, 1978]. В то же время закономерности состава и строения толщ свидетельствуют о ледовитости седиментационного водоема в течение всего времени его существования. Поступление крупнообломочного материала ледового разноса в центральную часть Полярного бассейна не прекращалось на протяжении, по крайней мере, последних 5—6 млн лет [Кларк и др., 1984].

Третья фаза — плейстоцен в его минимальном объеме (0,7—0,8 млн лет) — соответствует преимущественно восходящей ветви колебательного цикла, на фоне которого, как и ранее, проявлялась ритмика меньшего ранга. В результате на прибрежных равнинах была сформирована лестница понижающихся к морю аккумулятивных уровней рельефа и морских террас. Комплекс слагающих их отложений литологически разнообразен: галечники, пески, алевролиты, суглинки, глины, в том числе и ленточно-слоистые. Для всех этих разновидностей, наряду с остатками морской фауны, характерны в той или иной степени включения крупнообломочного каменного материала. Следует вывод, что седиментационные водоемы были в различной степени ледовитыми.

Прогрессирующим понижением относительного уровня моря и увеличением в связи с этим степени изоляции Полярного бассейна обусловлено, скорее всего, направленное в целом похолодание климата в плейстоцене с кульминацией в конце его в фазу сартанской регрессии. С ней взаимосвязана одна из наиболее значительных криогенных эпох, палеореконструкции которой имеют принципиальное значение. Вызывает возражения гипотеза, согласно которой на арктическом шельфе и прилегающей суше предполагается система ледниковых покровов или единый „Панарктический“ покров типа антарктического

[Denton et al., 1981; Гросвальд, 1988]. Многочисленные материалы по стратиграфии прибрежных равнин противостоят данной гипотезе [Данилов, 1982; 1987 и др.], они дополняются наблюдениями непосредственно в пределах шельфа [Арктический шельф..., 1987]. Моренные или мореноподобные отложения, которые могли бы быть отнесены к ледниковым накоплениям, не встречены при исследованиях в восточном секторе арктического шельфа Евразии — море Лаптевых, Восточно-Сибирское. В западном секторе образования типа конечных моренных гряд находятся на расстоянии не более 120—150 км от возвышенных берегов суши и островов в Карском и Баренцевом морях. Именно таково оно до гряд к западу от Новой Земли, а к востоку от нее — всего лишь несколько десятков километров (гряды отмечаются только на западном склоне Восточно-Новоземельского жезла). На основной же площади указанных морей отложения, которые ранее рассматривались как ледниковые („древние глины“ по М.В.Классовой), содержат морскую фауну и флору и в действительности являются ледово- или ледниково-морскими.

Помимо конкретных фактических данных обращает на себя внимание теоретическая несостоятельность моделей, реконструирующих на арктическом шельфе в конце позднего плейстоцена ледниковые покровы. Время, отводимое на постройку ледников и их деградацию, крайне мало — не более 15 тыс. лет. Вместе с тем водообмен (ледообмен) в современных ледниках составляет в среднем 16 тыс. лет [Клиге, 1980], а возраст льда в основании антарктического покрова оценивается в 450—500 тыс. лет. Гляцигенная система типа антарктической обладает огромной инерционностью, способностью к самосохранению и невозможно допустить ее возникновения и разрушение в столь короткий срок. Более реально допущение о разрастании в криогенную эпоху позднего плейстоцена современных ледников арктических островов и внедрение их в область прилегающего шельфа, а также образование локальных центров оледенения в Скандинавии, горах Полярного Урала, Путорана, северо-востока Сибири, на Аляске и в некоторых других районах. Основные же площади осушенного шельфа и прилегающих равнин являлись ареной развития мерзлотных процессов, среди которых доминировали морозобойное растрескивание и формирование полигонально-жильных льдов.

Подводя итог вышесказанному, можно констатировать, что начиная с плейстоцена в эпохи крупных трансгрессий на арктическом шельфе среди криогенных главную роль играли процессы ледового разноса обломочного материала, роль гляцигенного фактора сводилась к поставлению айсбергов в седиментационные водоемы. В этапы

крупных регрессий господствовали мерзлотные процессы.

Современный арктический шельф и палеошельф можно рассматривать как своего рода модель, в пределах которой существуют его затопленная (моря) и осушенная (прибрежные равнины) части. Обе они подвержены воздействию криогенных процессов, которые на суше и побережьях относительно детально изучены и хорошо известны. На основной же площади современного шельфа криогенные процессы и их влияние на состав, строение и теплофизическое состояние донных пород изучены значительно слабее. Они обусловлены двумя главными факторами: плавучими льдами и отрицательно температурным состоянием придонных вод и донных грунтов.

Плавучие льды морей подразделяются на несколько видов. Близ берегов формируется припай средней толщиной 1,5—2,0 м и максимальной шириной (район Новосибирских о-вов) до 600—700 км. Дрейфующие льды включают однолетние и многолетние, толщина последних составляет на ровных полях 3—5 м. В состав дрейфующих льдов входят и выносимые с суши в море речные льды, а также айсберги, которые продуцируют в основном ледники западного побережья Гренландии — в среднем 5400 крупных экзemplаров в год. Практически все они выносятся течениями в Северную Атлантику. В пределах Полярного бассейна преобладают относительно небольшие айсберги арктических островов, наиболее крупные и многочисленные продуцировались шельфовыми ледниками и многолетним припаем о. Элмир (Канадский Арктический архипелаг). Их толщина от 10 до 50 м, длина до 35 км, а ширина до 20 км.

Роль плавучих льдов в формировании донных осадков проявляется в двух аспектах: они гасят волнения, подавляя динамику водной среды и нарушая нормальный седиментационный процесс, а с другой стороны, являются переносчиками и поставщиками обломочного, в том числе и крупного, материала на морское дно.

Первый аспект характерен для всех арктических морей, но наиболее полно сказывается в тех, которые обладают самым длительным, устойчивым ледовым покровом. Шельф севера Евразии делится в этом отношении на два сектора: западный и восточный. В восточном льды существуют 80—90% годового времени: западная часть Чукотского и восточная часть Восточно-Сибирского морей — 90%; западная часть последнего и море Лаптевых — 80%. Существенно менее ледовиты моря западного сектора — Карское и, особенно, Баренцево, которое на 1/4 своей площади вообще не замерзает. Наиболее ледовитые моря являются и самыми мелководными: в морях Восточно-Сибирском и Лаптевых (на большей их части) преобладают глубины

20—30 м; средние глубины морей Карского и Баренцева — 111 и 222 м соответственно. Сочетание двух вышеуказанных факторов обуславливает четкие территориальные различия в динамике волновых процессов даже в относительно „безледный“ летне-осенний период. Так, в центральной части Баренцева моря максимальная высота волн в это время 10—11 м, в Карском — 8 м, а в море Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском всего 4—5 м, достигая в единичных случаях 6 м в первом и 7 м в последнем из них, но обычно колеблется от 1 до 3—4 м [Добровольский и др., 1982].

Устойчивый ледовый покров мелководных морей восточного сектора является причиной того, что седиментационный процесс здесь осуществляется, в основном, в подледных условиях — „подледная седиментация“. Подавленность воздействия волнений на морское дно и динамику водной среды обеспечивает хорошее отмучивание взвешенного осадочного материала и осаждение тонкодисперсных фракций на глубинах начиная от 15—20 м на широких площадях. Наиболее распространенная разновидность осадков в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском — тонкие глинистые илы. Содержание пелитовой и алевритовой фракций (размерность менее 0,01 мм) в них в сумме составляет 88—99%, а пелитовой фракции (менее 0,001 мм) до 57% [Арктический шельф..., 1987]. Ни в каких иных условиях столь специфический процесс осадконакопления невозможен. При этом он проявляется на огромных площадях, где под почти круглогодичным ледовым покровом происходит прекрасное фракционирование взвешенного вещества. Его в большом количестве выносят впадающие в вышеуказанные моря реки: Лена — 15,4 млн т/год, Индигирка — 16,7 млн т/год, Колыма — 8,3 млн т/год, Яна — 6,2 млн т/год. И все это количество взвесей алеврито-пелитовой размерности, образовавшейся, в основном, за счет размыва „ледового комплекса“, осаждается на дне мелководных морей. Попутно заметим, что слой глинистых илов по времени формирования отвечает голоцену, следовательно в течение этого периода ледовая обстановка существенно не менялась, в том числе и в эпоху голоценового климатического оптимума.

В арктических морях западного сектора Евразии с менее длительным и устойчивым покровом плавучих льдов их роль принципиально иная. Они активно дрейфуют и тают летом в основном в пределах морских акваторий. Карское море — это своего рода „ледовый мешок“, в котором циркуляция льдов осуществляется почти в замкнутом пространстве (с небольшим выносом на север) и имеет циклонический характер, в Баренцевом она выражена слабее, но также существует. Плавучие льды обоих морей — активные разносчики терригенного оса-

дочного материала, в том числе и крупных каменных обломков. Поставщиками их являются припайные, в меньшей степени выносимые в море речные льды и айсберги. Последние разносят материал ледникового происхождения, но количество их в Полярном бассейне, как уже говорилось, ограничено и размеры невелики. В Карском и Баренцевом морях дрейфуют лишь мелкие айсберги с о. Шпицберген, Земли Франца Иосифа, Новой и Северной Земли. Основным поставщиком осадочного материала ледового разноса являются припайные льды, их роль в этом процессе, как правило, недооценивается. Каменные обломки и мелкозем вмерзают в припай снизу, когда он ложится на дно, а также поступают на его поверхность с крутых абразионных, солифлюкционных и оползневых берегов. Затем, когда припай взламывается весной и превращается в дрейфующий лед, они разносятся вместе с ним и, вытаявая, обогащают собой донные осадки.

Процесс вытаивания крупнообломочного материала из припайных льдов в наибольшей степени свойственен прибрежной зоне, поэтому здесь, например в Баренцевом море, отмечаются скопления валунов и галек, пески с гравием и галькой, а также несортированные отложения смешанного состава [Арктический шельф ..., 1987]. В центральной наиболее глубоководной части развиты преимущественно неслоистые глинистые осадки, содержащие в различных количествах примесь песка и крупнообломочного материала (от 6—12 до 30 %). Наиболее же примечательной особенностью криогенного осадконакопления на основных площадях Баренцева и Карского морей с глубинами 200—300 м является накопление неслоистых „акустически прозрачных“ толщ глинистых отложений с примесью песка и каменных обломков. Мощность этих единых, непрерывных толщ в центральной части Баренцева моря превышает 100 м и залегают они под маломощным (первые метры) слоем неконсолидированных голоценовых осадков. Если принять скорости накопления толщ близкими голоценовым и современным (0,2 мм/год), то возраст их составит по меньшей мере 500 000 лет, что соответствует значительной части плейстоцена. Следовательно, все это время седиментационный водоем был ледовит и условия осадконакопления в нем существенным образом не менялись.

Комплекс криогенных процессов, преобразующих донные осадки в связи с их нахождением в поле отрицательных температур, изучен в наименьшей степени. В прибрежно-литоральной зоне мелководий, в особенности на берегах с ветровой осушкой, проявляется процесс морозобойного растрескивания донных грунтов и формирования полигонально-жильных льдов. На стадии начального познания находятся процессы

криогенеза в относительно глубоководных прибрежно-морских и шельфовых отложениях, находящихся в субаквальной среде. Сочетание отрицательной температуры, различной степени их засоленности, а также давления вышележащих толщ и водного столба обуславливают разнообразие фазового состояния поровой влаги.

Изучение криолитологического строения морских плейстоценовых отложений однозначно свидетельствует о том, что процесс промерзания их при определенном сочетании вышеуказанных факторов происходил в субаквальной среде [Данилов, 1989]. Особенно наглядны и информативны условия залегания и строения диапироподобных структур, сложенных дислоцированным подземным льдом, в толщах морских отложений песчано-алеврито-глинистого состава. Наблюдения показывают, что внедрение ледяных тел и дислоцирование вмещающих осадков осуществлялось в едином цикле осадконакопления. Характерно, что ледяные тела и совместно с ними дислоцированные слои пород, залегающие непосредственно на них, постепенно сменяются недислоцированными, имеющими нормальные условия залегания слоями. Иначе говоря, дислокации исчезают вверх по разрезу и дислоцированные ледо-терригенные образования сменяются сначала менее дислоцированными, а затем совсем недислоцированными.

Высказаны две гипотезы, объясняющие парагенетическую взаимосвязь процессов льдообразования и дислоцирования в условиях морского дна. Одна из них предполагает переход части связанной воды в свободное состояние при деформировании влагонасыщенных донных грунтов при их оплывании и оползании [Попов, 1985]. Температура замерзания свободной воды выше, чем связанной, поэтому она, находясь в отрицательно-температурном поле, переходит в твердую фазу, образуя ледяные и ледо-грунтовые залежи в толщах дислоцированных осадков. Согласно другой гипотезе [Данилов, 1989], образование залежей льдов связано с поэтапным внедрением в толщи неуплотненных засоленных донных осадков с отрицательной температурой пресных подземных вод суши в прибрежной зоне моря. Последняя гипотеза по-существу развивает известные наблюдения В.М.Пономарева (1960) в бухте Кожевникова Хатангского залива моря Лаптевых. Им установлена взаимосвязь пресных подземных вод суши с водами засоленных морских донных отложений. Если гидростатическое давление вод суши больше, чем морских, то с течением времени первые вытесняют вторые и таким образом соленые воды замещаются пресными, которые замерзают в условиях отрицательных температур дна моря. Миграция пресных вод подземных вод суши в морские субаквальные отложения происходит по слоям водопроницаемых пород песчаного состава. Засолен-

ные водонепроницаемые осадки глинистого состава замерзают в субаквальных условиях под воздействием переохлажденных рассолов, которые образуются при зимнем льдообразовании в бухтах и заливах в придонной их части и обладают высокой минерализацией и низкой отрицательной температурой.

В настоящее время время сейсмоакустическими и буровыми работами на арктическом шельфе (Печорское, Баренцево, Карское моря), обнаружены структуры и образования типа ледяных диапироподобных внедрений в вышележащие слои донных отложений [Мельников и др., 1995; Gritsenko et al., 1994]. Данные наблюдения — подтверждение того, что процесс криогенно-диагенетического преобразования морских осадков в водной среде действительно имеет место и приводит к формированию крупных деформационных ледо-грунтовых структур. В последующем они могут переходить в захороненное состояние и сохраняться геологически длительное время в условиях морского дна. О такой возможности свидетельствуют факты захоронения полигонально-жильных льдов толщами морских суглинков и алевролитов мощностью в десятки метров в низовьях Енисея и других районах [Данилов, 1978 и др.].

Подводя итог всему вышесказанному, можно констатировать следующее. Эволюция арктического шельфа в новейший этап геологической истории Земли определялась главным образом колебательными неотектоническими движениями прилегающих континентов и их материковой окраины, чем обуславливалась различная степень изоляции Полярного бассейна от Мирового океана. В свою очередь, это сказывалось на климатических условиях как в пределах самого бассейна, так и на прилегающей суше, а также климате всего Северного полушария в целом. Криогенные процессы проявлялись на территории шельфа и палеошельфа на протяжении всего рассматриваемого периода. Они были обусловлены наличием плавучих льдов в арктических морях, отрицательной температурой донных грунтов, а также развитием ледников на прилегающей суше и островах. В регрессивные (криогенные) эпохи ледники выходили из локальных центров своего развития на прилегающие участки арктического шельфа, но никогда не преобладали на его территории, где на осушенных пространствах господствовали в это время мерзлотные и другие субаэральные экзогенные процессы. В трансгрессивные этапы преобладали процессы специфической седиментации, обусловленной влиянием на нее фактора плавучих льдов, а также отрицательно-температурным состоянием донных грунтов. Данные по изучению морских плейстоценовых и современных отложений свидетельствуют о возможности их промерзания и перехода в твердомерзлое состояние

в субаквальной среде в связи с различным соотношением между температурой, соленостью и давлением вышележащих толщ осадков и воды.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 96-05-65854.

## Литература

- Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М., Наука, 1987, 277 с.
- Афанасьев Б.Л., Данилов И.Д., Дедеев В.А. Методология неотектоники. Сыктывкар, КНЦ УрО АН СССР, 1988, 119 с.
- Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л., Гидрометеоздат, 1980, 315 с.
- Гроссвальд М.Г. Оледенение антарктического типа в Северном полушарии (на пути к созданию новой глобальной ледниковой теории). М-лы гляциологических исследований, М.; ВИНТИ, 1988, вып. 63, с. 3—25.
- Данилов И.Д. Полярный литогенез. М., Недра, 1978, 238 с.
- Данилов И.Д. Кайнозой арктического побережья Чукотки. Изв. АН СССР, сер. геол., 1980, № 6, с. 53—62.
- Данилов И.Д. Проблема оледенений и морских трансгрессий в позднем кайнозое. Водн. ресурсы, 1982, № 3, с. 119—135.
- Данилов И.Д. Развитие континентальной окраины северной Евразии в позднем кайнозое // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М., Наука, 1985, с. 48—57.
- Данилов И.Д. К гипотезе покровного оледенения арктического шельфа и прилегающих равнин севера Евразии. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1987, № 2, с. 80—88.
- Данилов И.Д. Криогенно-диагенетические образования в осадках полярных морей. Литология и полезн. ископ., № 3, 1989, с. 132—136.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М., Изд-во МГУ, 1982, 192 с.
- Кларк Д.Л., Моррис Т.В. Типы кайнозойского осадконакопления в связи с историей развития Северного Ледовитого океана: район от Канадского бассейна до хребта Ломоносова // 27-ой Междунар. геол. конгресс, докл., т. 4, Геология Арктики. М., Наука, 1984, с. 146—150.
- Кленова М.В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948, 495 с.
- Клиге Р.К. Уровень океана в геологическом прошлом. М., Наука, 1980, 111 с.
- Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск, Наука, 1995, 198 с.
- Николаев Н.И. Новейшая тектоника СССР. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1949, 296 с.
- Полякова Е.И. Стратиграфия позднеплейстоценово-голоценовых осадков Берингийского шельфа по комплексам диатомей // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск; Наука, 1989, с. 161—166.
- Пономарев В.М. Подземные воды территории с мощной толщей многолетнемерзлых горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960, 200 с.
- Попов А.И. О пликтивных дислокациях и криолитогенезе в плейстоценовых отложениях Северной Евразии // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. М., Наука, 1985, с. 90—101.
- Северный Ледовитый и Южный океаны. Л.; Наука, 1985, 501 с.
- Denton G.N., Hyghes T.J. The Last Great Ice Sheets. New York, Wiley, 1981, 484 p.
- Gritsenko I.I., Bondarev V.N. Subsea permafrost, gas hydrates and gas pockets in Cenozoic sediments of Barents, Pechora and Kara seas. Proceeding of the 14th World Petroleum Congress. New York, Wiley, 1994, p. 341—348.

Поступила в редакцию  
6 июня 1997 г.