

УДК 551.461.8+574.89: (261.7+268.45)

*Г.Г. Матушов, Л.Г. Павлова*

## **ОСОБЕННОСТИ ЭКОЛОГИИ И ЭВОЛЮЦИЯ МОРСКИХ ЭКОСИСТЕМ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ**

В кайнозойскую эру оледенение земной поверхности явилось результатом прогрессирующего похолодания климата, повлекшего за собой резкое понижение температуры Мирового океана. Наиболее сильным было охлаждение полярных областей. Похолодание проявилось сначала в Антарктиде, а затем в Арктике. Около двух-трех миллионов лет тому назад похолодание захватило средние широты. Флуктуации климата существенно влияли на многие процессы, протекающие на планете, в том числе на циркуляцию атмосферы и океана, химический состав океанических вод, продуктивность и биоценологическую структуру фауны и флоры, накопление или растворение карбонатных и кремневых остатков организмов, на колебания уровня океана и в целом на биогеографию.

В течение относительно короткого четвертичного периода (около 1,6 млн. лет) установлено 30 ледниковых эпизодов, каждый из которых был связан с развитием обширных ледников в высоких и средних широтах Северного полушария. Эти эпизоды вызывали резкое чередование биогеографического распространения как наземных, так и морских организмов. Повторялись крупномасштабные меридиональные смещения климатических зон на 20-30° широты. Происходили крупномасштабные флуктуации системы океанской циркуляции. Уровень Мирового океана понижался примерно на 120 м. Понижение уровня океана и ледниковая эрозия обусловили более интенсивный вынос терригенного материала в глубоководные океанские бассейны. Происходили значительные осцилляции биопродуктивности океана и скорости поступления биогенных осадков на дно, а также их растворения в глубоководных бассейнах. Кроме того, усиление ветров вызывало увеличение скорости накопления абиогенных пелагических осадков, часть которых выносилась в океан из аридных и семиаридных континентальных областей.

Развитие оледенения в четвертичном периоде стимулировало как вертикальную, так и горизонтальную океанскую циркуляцию, что выразилось в увеличении биологической продуктивности ряда океанских областей, в том числе Южного океана. Судя по возросшим скоростям биогенного кремненакопления, здесь в течение плиоцена и плейстоцена продолжался рост биологической продуктивности кремневого планктона. Максимальные скорости биогенного кремненакопления за весь кайнозой отмечены в позднечетвертичное время. В четвертичное время выделяют несколько ледниковых периодов. В связи с многократным оледенением Европы, подтверждаемым в основном фаунистическими исследованиями, изменения солености повторялись неоднократно.

Развитие покровного материкового оледенения на шельфе носило ритмичный характер. Стадии наступления ледников чередовались с межстадиалами, при которых происходила деградация ледников. За время последнего миллиона лет выделяется 10 полных ледниковых циклов. Однако с учетом гипотезы метакронности образования и разрушения ледниковых покровов такая хронологическая шкала является не совсем точной и глобальная корреляция разрезов для стратиграфии четвертичных отложений океанов едва ли возможна.

Большая роль в толще океана и на поверхности его дна принадлежит перигляциально-морской или субаквальной приледниковой зоне. В стадию максимального развития оледенения такая зона морских бассейнов возникала в ограниченных размерах перед краями ледников, располагавшихся в суббатиальных впадинах и поперечных

желобах. Во время дегляциации масштабы развития перигляциально-морской зоны резко возрастали. В конечной стадии деградации ледниковых покровов перигляциально-морские условия устанавливались почти на всем гляциальном шельфе. В перигляциально-морской зоне происходила аккумуляция донной морены за счет вытаивания из нижнего горизонта шельфовых ледников и айсбергов, а также под действием ледниково-мутьевых потоков. Подобная обстановка существует в современный период на континентальной окраине Антарктиды.

Концентрированные потоки талых ледниковых вод вытекали из-под материкового льда непосредственно в опресненные морские водоемы, образуя так называемые флювиогляциальные дельты, самые крупные из которых выявлены вблизи внешнего края шельфа. Шельфовые желоба и фьорды в ходе дегляциации превращались в морские заливы с дрейфующими айсбергами. На дне желобов в такой обстановке накапливались с большой скоростью специфические перигляциально-морские, т.е. ледниково-морские, ледниково-мутьевые и водно-ледниковые осадки. Эти перигляциально-морские осадки в зонах оледенений, в том числе в фьордах Финмаркенского и Мурманского побережий, отложились 13-7 тыс. лет назад, т.е. они относятся к поздне- или послеледниковью.

В период дегляциации влияние талых ледниковых вод распространялось далеко за пределы края ледниковых покровов. Поверхностные воды с низкой соленостью распространялись в очень широких масштабах. О наличии в океане верхнего слоя воды с низкой соленостью (галоклина), обусловленного быстрым притоком талых ледниковых вод, свидетельствует анализ содержания изотопов кислорода в скелетах фораминифер. Глобальный слой опресненной воды препятствовал вертикальному перемещению. Под этим слоем происходило накопление углекислого газа, что приводило к увеличению скорости растворения раковин фораминифер на дне.

Установлено большое воздействие талых вод Лаврентийского ледникового щита на экологические условия Мексиканского залива. Изотопный анализ кислорода планктонных фораминифер из колонок позднечетвертичных осадков котловин показал, что 15-17 тыс. лет назад соленость верхнего слоя была на 2-3‰ ниже, чем сейчас. Такой тип в изотопных значениях, имевших место в послеледниковье, отражает аномальное поступление более легких в изотопном отношении талых вод из реки Миссисипи в Мексиканский залив. Это привело к снижению солености поверхностных вод залива до 33-31‰. В ней распреснение существовало до тех пор, пока талые воды Лаврентийского ледника не начали сбрасываться в р. Гудзон.

По данным изотопного состава кислорода воды показано, что в четвертичное время в связи с периодическим возникновением материковых оледенений значение  $\delta^{18}\text{O}$ , основной массы воды Мирового океана менялось на величину 0,4-0,5‰, в то время как изменения  $\delta^{18}\text{O}$  поверхностных вод достигали 1,5‰ и более [Николаев и Николаев, 1982]. Пресная талая вода могла распространяться в соленой морской по принципу и подобию ныне наблюдаемых линз и пятен распресненных вод в массе полносоленых в Атлантике и при стоке вод Амазонки [Булатов и др., 1986]. Линзы выделяются в основном по солености, по температуре они различаются не всегда. Размеры линз и мощность распресненного слоя может колебаться в очень широких пределах.

Таким образом, в четвертичное время в морях Северо-Европейского бассейна создавались сложные гидрологические и гидрохимические условия. Различной мощности слой пресной менее плотной воды растекался по поверхности бассейна. При таянии ледников и айсбергов пресная вода может образовывать серию прослоев в соленой воде вдоль всей глубины ледяной стенки, а не подниматься вверх [Peterson & Salt, 1984]. Во всяком случае, при таянии ледника в бассейне создавалась резкая стратиграфия водных масс, сокращалась биологическая продуктивность [Херман, 1983]. В водоеме устанавливался неустойчивый гидродинамический режим. Смешивание вод осуществлялось очень медленно, по Бергеру [Шонф, 1982], этот период равняется  $10^3$  лет.

В ледниковые эпохи солевой и температурный режимы океанов от полярных до субтропических широт, их биогеоценологическая структура претерпевали резкие изменения. Это нарушало связь растительного и животного мира со средой. Как полагал Л.А. Зенкевич [1971], особенно чувствительны к понижению солености такие группы организмов, как иглокожие, плеченогие, головоногие моллюски и многие группы меньшего таксономического ранга. При понижении солености среды даже на 10‰ фауна беднеет (в разных группах по-разному) наполовину, а ряд групп особо чувствительных исчезает полностью в силу их физиологических и биологических особенностей.

Последние 10 тыс. лет отличались наибольшим динамизмом океанических структур. Самая высокая биологическая продуктивность экосистем наблюдалась в атлантическое (около 6,5 тыс. лет назад) и суббореальное (около 3,8 тыс. лет назад) время. Свидетельством этому являются наиболее представительные для этого периода пласты отложений планктонных и бентосных организмов как на шельфе, так и на абиссальных равнинах. Так, в колонках из Норвежского моря на фоне тонкого сантиметрового слоя, содержащего современные фораминиферы, выделяются пласты в 5-10 см, содержащие современные фораминиферы атлантического и суббореального времени. В это же время на западе Баренцева моря продукция донных фораминифер была почти на порядок выше (150-500 тыс. экз./50 г), чем ныне (5-50 тыс. экз./50 г). Новейшие отложения также свидетельствуют о наличии вековых колебаний температуры, солености, ледовитости морей, скорости течений и циркуляции.

Сходные эффекты, но в гораздо меньших масштабах наблюдаются и сейчас в прибрежных водах всех северных морей за счет стока пресных вод с материка. Ярко выраженный сезонный характер солености особенно заметен в 20-40-километровой зоне побережья Баренцева моря. Относительное опреснение атлантических вод в Норвежском и Мурманском течениях достигает в начале июня нескольких промилле. В поверхностном 10-метровом слое воды соленость падает с 35,1-34 до 33-31 ‰. В устьях губ Мурманского моря соленость вод иногда снижается до 29-30, а в самих губах - до 10 ‰, в результате чего возникают резкие скачки солености и плотности. После весеннего паводка происходит быстрое осолонение прибрежных водных масс, вызванное адвекцией солей теплым Норвежским течением. Эти явления отражаются на процессах жизнедеятельности морской фауны и флоры, во многом определяют сезонные вертикальные и горизонтальные миграции морских организмов.

Современные антарктические исследования под шельфовым ледником Росса показывают, что распределения температуры и солености вод в вертикальном профиле могут носить очень сложную структуру [Foster, 1983]. Выявлено несколько водных слоев с отличительными индивидуальными характеристиками: первый - вблизи льда, 30-метровый слой хорошо перемешанных вод с низкой соленостью и температурой, близкой точке замерзания *in situ*; второй - переходный слой, характеризующийся интрузиями, толщиной 85 м; третий - сильно стратифицированный 50-метровый слой с возрастающими с глубиной температурой и соленостью; нижний - переходный слой, характеризующийся интрузиями, толщиной 45 м; и изогалинный, примерно 30-метровый придонный слой с почти адиабатическими градиентами температуры. Флуктуации температуры в переходных слоях могут быть обусловлены главным образом интрузивной активностью, даже при наивысшей для этих районов активности внутренних волн.

По мере позднеледникового потепления и таяния льдов, приведшего к глобальному опреснению поверхностного слоя океана, происходило формирование современной атмосферной и океанической циркуляции. На этом фоне шло становление современных экосистем, прежде всего Северной Атлантики, а затем ее окраинных морей - Норвежского, Баренцева, Гренландского и Белого.

Суровость четвертичного климата сама по себе предполагает сильное влияние на биогеографию. Однако, хотя очевидны обширные смещения морских планктонных провинций в течение четвертичного периода, нет явных свидетельств кризисов морской

биоты, т.е. крупных вымираний. Условия палеосреды создали лишь новый стресс для планктонной биоты. Создававшаяся стрессовая ситуация приводила к миграции и адаптационным перестройкам живых организмов. Происходило лишь биогеографическое смещение границ между водными массами, но не создавались принципиально новые резко отличные условия.

Развитие жизни в морях Северного Ледовитого океана связано с историей формирования экосистем Арктического бассейна под влиянием четвертичных оледенений. Предки современной арктической флоры и фауны, по А.Н. Голикову [*Голиков и Скарлато, 1986*], образовались в период существенного снижения температуры в Северном полушарии в кайнозое. Наиболее древние из них приурочены к его бореальным водам, и, судя по отношению к температуре, организовывались в плиоцене. Основная масса этих видов является первично или вторично атлантическими и заселяет прибрежные воды Норвежского, Баренцева и Белого морей.

К.Н. Несисом [*1983*] доказывалась возможность существования жизни в Арктике даже в самые суровые периоды плейстоцена, особенно в зоне приливных трещин над материковым склоном. Подвергается сомнению существование Панарктического ледникового покрова, которое означало бы полное уничтожение жизни в Северном Ледовитом океане и его морях. Образование Панарктического ледникового покрова возможно было только при полном прекращении поступления атлантических вод в Северный Ледовитый океан. Однако расчет показывает, что в эпохи оледенения атлантические воды должны были поступать в Северный Ледовитый океан через порог Уайвилля-Томсона и Норвежское море в подповерхностных слоях, хотя их дебит сокращался в 2-3 раза, а их температура, вероятно, понижалась, хотя и оставалась положительной. Нельзя также допускать, по К.Н. Несису [*1983*], что высокоэндемическая фауна абиссали Центрального Арктического бассейна могла возникнуть за срок менее чем 10 тыс. лет после таяния ледника.

Палеонтологическими данными установлено, что в верхнем плиоцене и эоплейстоцене доминировали миграции морских животных из Тихого океана в Арктику и далее в Северную Атлантику [*Несис, 1961; Голиков, 1963; Гладенков, 1978*], а в плейстоцене отчетливо преобладали миграции арктических животных в северную часть Тихого океана [*Петров, 1976; Гладенков, 1978*].

Влияние оледенения распространялось до субтропических широт, изменялись зоогеографические границы и закономерности, которые определяются местоположением и развитием полярных фронтов, апвеллингов и других контактных зон (термоклин, лизоклин, галоклин). Таким образом, нарушалось установившееся экологическое равновесие в органическом мире океана. На огромных акваториях изменялись положения фронтов, влиявших на биопродуктивность морских экосистем. В первую очередь происходило преобразование абиотических компонентов - таких, как освещенность и температура верхнего слоя океана, количество кислорода, углекислого газа и питательных веществ (фосфор, азот, кремний). Вслед за ними в морских экосистемах становились иными связи и обмен между биотическими компонентами, включающими фитопланктон, фитобентос, бактерии, зоопланктон, зообентос, ихтиофауну, морских млекопитающих, птиц и органический детрит.

Обращаясь к последней (18-20 тыс. лет назад) геологической эпохе полярных морей, следует отметить в этом ряду оледенение Баренцева моря, перемещение береговой линии к зоне материкового склона, крупномасштабные миграции Полярного фронта в умеренные широты Северной Атлантики, почти сплошное покрытие сопряженных акваторий мощными паковыми льдами и дрейфующими айсбергами, что принципиально изменило среду обитания морских организмов. В это время в Баренцевом море жизнь находилась в замедленном темпе развития, а в Норвежско-Гренландском бассейне она была преимущественно сосредоточена либо на материковом склоне, либо в криопелагических биоценозах. Естественно, что биопродуктивность в этих бассейнах

была минимальна [*Vincent & Berger, 1981*]. Глобальная регрессия в эпиконтинентальных бассейнах привела к резкому сокращению морских экологических ниш за счет быстрой флуктуации температуры морской воды, перестройки океанической циркуляции, которая, по-видимому, сопровождалась повсеместным изменением химического состава воды, содержания кислорода.

В Северном полушарии сильное смещение Гольфстрима вызывало крупные изменения в Атлантике. Во время больших климатических изменений Полярный фронт в Северной Атлантике двигался как линия, фиксированная в западной части океана, юго-восточнее Ньюфаундленда, и изогнутая в виде дуги с углом более 45°, немного увеличивающемся к северо-востоку, по направлению к Европе. Положение этого фронта является решающим показателем того, текли ли теплые североатлантические глубинные воды в Северо-Восточную Атлантику и в юго-восточную часть Норвежского моря или поворачивали к юго-востоку и попадали в субтропический круговорот. За последние 800 тыс. лет североатлантические воды проникали в море Лабрадор и в район к западу от Исландии только во время межледниковий (как в настоящее время).

16-18 тыс. лет назад при снижении уровня океана примерно на 120 м в пределах полярных шельфов вся территория Арктики выше Пиреней оказалась вне влияния Гольфстрима. Поступление вод Гольфстрима в Норвежское и тем более в Баренцево море было значительно ослабленным. Тепловой баланс Северного Ледовитого океана становится резко отрицательным. Однако полного прекращения поступления вод из Атлантики в Баренцево море, по-видимому, все же не было. Основная струя Атлантического течения направлялась непосредственно на север вдоль Шпицбергена и попадала в Арктический бассейн. Такого понижения уровня океана было вполне достаточно для осушения мелководного шельфа Баренцева моря. Можно предположить распространение атлантических вод под покровом холодных сильно распресненных вод.

Во время оледенений многократные изменения температуры и солености за короткий промежуток времени оказывали на животный и растительный мир сильное стрессовое воздействие, выражавшееся в вымирании отдельных групп организмов, миграции или адаптации других. Вследствие широкого распреснения вод, наблюдавшегося при дегляциации ледниковых покровов, происходило формирование приспособлений фауны и флоры к разной солености вод в несколько этапов, так как процесс изменения солености имел ступенчатый характер [*Зенкевич, 1963*]. Формирование арктической фауны сопровождалось расщеплением автохтонных родов на мелководные виды различной степени солоноватоводности и глубоководные. При таянии ледников и особенно в трансгрессивные стадии наблюдалась широкая вертикальная и горизонтальная миграции гидробионтов, вследствие чего одни виды далеко ушли за пределы Арктического бассейна, а другие заселили глубоководные впадины Арктического бассейна, избежав таким образом поверхностного опреснения. Виды, мигрирующие в глубины, мельчали по своим размерам. Резкая смена экологических условий при чередовании трансгрессий и регрессий за короткий отрезок геологического времени в четвертичный период вызывала исключительно бурное формообразование органического мира [*Линдберг, 1976*].

Для получения представления о биогеографии и продуктивности, в том числе о заселении растениями и животными вод северных морей, нужно учитывать не только особенности дегляциации, но и в этой связи эволюцию циркуляции вод на поверхности океана. Очень важно знать также и жизненные циклы организмов, адаптационные возможности их осморегуляторной системы, с которой коррелятивно связано большинство других морфологических, физиологических и биохимических черт. Вероятно, окончательный распад Скандинавского ледникового покрова примерно 8 тыс. лет назад происходил во время так называемого «климатического оптимума» (5-8 тыс. лет назад). В это время в Северном и Южном полушариях средние температуры воздуха и океанских вод были выше современных. В период 5-3,5 тыс. лет назад отмечалось

крупное изменение климата во многих полярных и высокогорных областях. В последние 2-3 тыс. лет установился слабо переменный климат.

Как признают в настоящее время большинство исследователей, в ходе деградации с шельфа материкового льда, исчезновения явлений морского перигляциала, усиления напора Гольфстрима закономерно нарастала экспансия бореальной флоры и фауны в североευропейские моря. Вероятно, северные миграции морских животных из Средиземного моря происходили в основном вдоль внешнего края шельфа Северо-Западной Европы, где в послеледниковье находилась береговая зона. Своего кульминационного развития расселение бореальных морских организмов в восточном и северном направлениях достигало в атлантический период, характеризовавшийся более высокой (примерно на 2°), чем сейчас, температурой воды. Вся последующая история формирования планктонных и донных биоценозов протекала в прямой зависимости от вековых изменений климата и напора теплых атлантических вод.

В настоящее время накапливающиеся геологические данные все больше свидетельствуют о метахронности развития четвертичного оледенения в Арктике и средних широтах. В самом деле, вюрмские ледниковые подвижки на Шпицбергене, территории Северной Польши и Русской равнины не совпадают во времени. Однако ранневислинское оледенение (45-35 тыс. лет назад), вероятно, наиболее интенсивно проявилось в Арктике. Масштаб последующих подвижек постепенно сокращался, в то время как в Северо-Восточной Европе наблюдалась обратная картина, где наибольших размеров достигало поздневислинское оледенение. В поздней висле на Шпицбергене покоился ледник мощностью 1-2 км с центром на архипелаге. Основная масса льда накапливалась в проливах и на островах. Отсюда активные ледники растекались по Медвежинскому желобу на восток в сторону Центральной возвышенности и на юго-запад к Норвежскому морю. Вероятно, материковые льды времени последнего оледенения (21-17 тыс. лет назад), стекавшие с Новой Земли, Северного Урала и Кольского полуострова на юго-восток баренцевоморского шельфа, включая Печорское море, несинхронно устремлялись на морское дно. При этом ситуация вокруг крупных Гусиной, Северо-Канинской и других банок могла развиваться в наземных пригляциальных условиях. Такие явления можно объяснить местными климатическими особенностями, а именно в первую очередь характером циклонической циркуляции, определяющей количество выпадающих осадков.

В Баренцевом море в позднеледниковое время, по-видимому, слой талой воды растекался на поверхности всего бассейна в течение многих сотен лет. В такой экологической обстановке, вероятно, на баренцевоморский шельф первоначально стали проникать, с одной стороны, эвригалитные виды растений и животных, способные жить в широком диапазоне солености, а с другой стороны, глубоководные (батиальные) морские организмы, которые распространялись ниже горизонта распресненных вод. Слой трансформированных талых вод в основном могли заселять виды флоры и фауны, способные к развитию в солоноватой и пресной воде позднеледникового и раннеголоценового бассейна Баренцева моря.

По мере распада Скандинавского, Новоземельского и других ледников в бассейне Баренцева моря явления океанического перигляциала стали ощущаться только вблизи берегов полярных архипелагов. Разрушался позднеледниковый галоклин, появившийся в результате опреснения поверхностных вод талыми ледниковыми водами. Вероятно, в конце аллереда (примерно 11,5 тыс. лет назад) началось заметное осолонение вод юго-западной части моря, а в пребореале оно стало ощутимым на всей акватории. В раннем голоцене уже происходил широкий водообмен между Атлантическим и Северным Ледовитым океанами, а Полярный фронт в Баренцевом море занял близкую к современной позицию.

Изучение литологического, минерального и микрофаунистического составов верхнечетвертичных глубоководных осадков свидетельствует о сравнительно резком

перемещении «волн» потепления в деятельном слое океана в пространстве и времени. Явления океанического перигляциала, например, в Северной Атлантике и Норвежском море исчезали в позднем дриасе и пребореале, а в Лабрадорском и Гренландском морях в начале бореала (около 9 тыс. лет назад).

В позднем вюрме, в частности, интенсивная деградация плавучих материковых льдов, начавшаяся в позднеледниковье (13,5 тыс. лет назад), была направлена к северо-западу от континентальной окраины Британских островов к берегам Гренландии.

По экологии фораминифер (*Globigerina pachyderma*, *G. bulloides*, *G. quinqueloba*, *Globorotalia inflata*) выявлены сезонные колебания температуры и солености поверхностных вод. Вероятно, с раннего дриаса теплые воды Северо-Атлантического течения стали проникать в Норвежское море через проливы между Исландией и Шетландскими островами. На основе анализа состава и экологии фораминифер стало ясно, что около 9,3 тыс. лет назад меридионально ориентированный в Атлантике Полярный фронт (связанный с таянием европейского и лаврентийского материкового льда и стоком талых вод) смещался на 3° к востоку от современного положения, а зональная часть субарктической конвергенции вдоль 48° с.ш. была смещена на 3° к югу и на 5° к востоку. Примерно 6,5 тыс. лет назад установились современные границы дрейфующих айсбергов в Северо-Западной Атлантике.

Крупные циклы потеплений и похолоданий четвертичного периода вызывали значительные колебания границ ареалов ихтиофауны. Возможности для формирования ихтиофауны создавались после отступления ледника, начавшегося 16-14 тыс. лет назад, в особенности после того как в Евразии появилась великая приледниковая система стока из ледниково-подпрудных озер, раскинувшихся от Британских островов до Восточной Сибири, а также система североамериканских ледниково-подпрудных озер на юге континента. Несмотря на неблагоприятные условия (холодные воды, недостаток пищи), некоторые виды рыб могли обитать в приледниковых озерах, другие могли мигрировать из рек и озер-убежищ в более теплые водоемы. Например, из долины Миссисипи рыбы уплывали на Атлантическое побережье, постепенно расселяясь в реках, часто менявших в ходе таяния ледников свое направление. Более теплолюбивые рыбы появились, когда талые воды потеплели и в них стала развиваться водная флора.

Расселению рыб способствовали частые перехваты рек, в ходе которых ареалы отдельных видов постепенно расширялись. В тех реках и озерах приледниковой зоны Европы, которые не замерзали, водились немногие виды рыб, такие, как сиги, проходная форель и лосось. Они проходили в реки из моря. Озерные популяции этих рыб, в частности в альпийских озерах и горных озерах Великобритании, изолированные со времени ледникового периода, в силу способности легко приспосабливаться к сложным обстоятельствам образовывали большое разнообразие видов.

Ярко выраженное единообразие состава фауны пресноводных (хариус, щука, язь, голянь, укляя - всего 66 видов) громадного бассейна северных рек Евразии могло явиться следствием относительно свободного обмена ихтиофауной через реки, впадавшие в приледниковые водоемы. Система обширных приледниковых озер и бассейнов существовала, например, вдоль южной окраины Скандинавского ледникового щита на месте Белого, Балтийского и Северного морей. На месте Балтики располагался ряд приледниковых водоемов, сток из которых происходил вдоль края ледника в Северное море или на юг по прибалтийским речным долинам [*Флинт, 1963; Гуделис, 1976*]. Разумеется, такие водоемы облегчали проникновение и заселение рек рыбами, принадлежащими к разным бассейнам.

Гидрологические условия шельфовой зоны, по-видимому, находились под наиболее сильным воздействием талых ледниковых вод. Баренцево море, имеющее самую обширную площадь шельфа среди морей Северо-Европейского бассейна, испытало существенное влияние оледенения. Мелководность моря и его ограниченность доступу вод Гольфстрима привели к тому, что в максимальную стадию оледенения Баренцево

море представляло собой гляциальный шельф, большей частью покрытый материковым или шельфовым льдом. Большие пространства дна шельфа, особенно западных и южных районов, осушались и развивались в субэаральных условиях. При понижении уровня океана обнажались также и внеледниковые шельфы. Поэтому распределение проявлялось не только в поверхностных слоях воды, но и в осадках.

В морях Северо-Европейского бассейна методом анализа макрокомпонентного состава иловых вод в некоторых колонках выявлено распределение [Павлова, 1987; 1988; Матишов и Павлова, 1988]. Это свидетельствует не только о распределении поверхностных вод в палеобассейнах, но и о существовании такой ситуации, когда происходило насыщение отложений дна более пресными, чем морские, водами, и их погребение с сохранением пониженной хлорности. В Баренцевом море содержание хлора в более низких концентрациях выявлено в отложениях склонов Гусиной, Демидовской, Финмаркенской, Медвежинской банок, Медвежинско-Надеждинской возвышенности, возвышенности Персея, Мурманского языка, склонов Центрального желоба, плато Копытова, Западно-Шпицбергенского мелководья. Эти районы отличаются малой мощностью современных отложений из-за низкой скорости осадконакопления или размыва осадочной толщи. Весьма вероятно близкое к поверхности дна залегание ледниковых отложений. При нанесении на карту-схему развития материковых ледниковых покровов на шельфе Баренцева моря [Матишов, 1987] для времени максимума оледенения (20-18 тыс. лет назад) станций с пониженными содержаниями хлор-иона оказалось, что эти станции укладываются в пределах территории шельфа, находившейся под покровом ледника, или ложатся в пределы ареала распространения шельфовых ледников, приуроченного к материковому склону. Также в южной части Норвежского моря анализ иловой воды позволил обнаружить пресную воду, присутствие которой объясняют проявлением массивного оползня пласта прибрежных осадков, образовавшихся 12-15 тыс. лет назад [Lange, 1983].

Вообще отложения материкового склона весьма интересны как в отношении литологического строения колонки, так и в отношении химического их состава. На основе изучения особенностей отложений колонок Б.Н. Котенёв [1979] приходит к выводу о существовании каких-то аномальных палеоусловий осадконакопления на баренцевоморском материковом склоне и подножии между Шпицбергенем и Северной Норвегией. Позднедриасовые осадки [Котенёв, 1979] отличаются низким фораминиферовым числом (от 0 до 20), причем большинство раковин полурастворены. Причину автор видит в резком изменении гидрологического режима вод, связанного с поступлением в море огромных масс пресных вод при деградации ледников. На внешнем крае шельфа происходило смешение пресных и соленых вод и сползание их по склону. Образовывались воды особенно агрессивные к карбонатному материалу, следствием чего явилось снижение карбонатности осадков. Эти весьма логичные суждения Б.Н. Котенёва совпадают с нашей точкой зрения на палеоусловия в тот период.

По всей вероятности, в максимальную стадию оледенения и начала распада ледниковых покровов благодаря пересеченному рельефу дна создавалась пестрота гидрологических и гидрохимических условий. Талые ледниковые воды накапливались в пониженных участках рельефа и образовывали отдельные мелководные опресненные водоемы. На прибрежном шельфе возникала масса приледниковых водоемов с опресненными водами и ледниково-морских бассейнов с плавучими шельфовыми ледниками и айсбергами. При выпахивании рыхлых отложений ледником вследствие слабого дренажа шельфа образовывались крупные подледниковые озера. Значительная часть талых вод концентрировалась на поверхности коренных пород и в рыхлых отложениях. У края лопастей ледника аккумулировались рыхлые ледниковые отложения, подпруживающие приледниковые озера. Все эти изолированные бассейны имели ограниченную связь с океаном. Переуглубленные впадины и поперечные желоба, по видимому, были заполнены холодной соленой морской водой, по поверхности которой



стекала пресная вода. Потоки высокоплотностных осадков, разгружаемых ледником в краевые желоба за пределы шельфа и в понижения рельефа на самом шельфе, служили надежным хранилищем погребенных пресных талых вод. Источником пресных вод могли быть и крупные глыбы пассивного льда, вероятно оставшиеся при отступлении ледника в желобах, а затем захороненные.

В четвертичный период регрессивные этапы развития бассейна чередовались с трансгрессивными. Они связаны как с усилением поступления теплых соленых атлантических вод, так и с обильным таянием ледников. Изотопный состав кислорода пелагических фораминифер показывает, что крупные трансгрессии в плейстоцене были более быстрыми, чем любая из регрессий [Зейбольд и Бергер, 1984]. Многие исследователи приходят к выводу о многократном переотложении и перемыве донных осадков арктических морей в результате чередований трансгрессий и регрессий, а также переформирования ранее отложенных рыхлых осадков. В подтверждение сложных гидродинамических условий в юго-западной части Баренцева моря ископаемые комплексы диатомовых водорослей, по данным Я.Я. Каган [1985], отличаются обедненным и смешанным составом с большим количеством переотложенных форм и плохой сохранностью створок. Однако в ходе трансгрессии не все формы рельефа субаэрального происхождения оказались переработанными волновыми процессами или погребенными [Ионин и др., 1982]. Эти остаточные хорошо сохранившиеся формы рельефа в настоящее время представляют собой один из надежных и достоверных источников палеорекострукции [Матишов, 1984].

Итак, в результате такой сложной палеогеографической обстановки на дне бассейна в поздне- и послеледниковое время создавались разнообразные фациальные обстановки. На дне в субаквальных и субаэральных условиях накапливались ледниково-морские, ледниково-мутьевые и водно-ледниковые осадки, залегающие на размытой молодой донной морене [Матишов, 1984; 1987]. По мере распада ледниковых покровов приледниковые бассейны без перерыва сменились ледниково-морскими, а затем морскими [Евзеров, 1979]. Особое место в общей картине распределения осадков на шельфе Баренцева моря занимают реликтовые отложения, образующиеся в результате ледниковой деятельности и связанные с субаэральным формированием поверхности дна в эпоху его осушения при регрессии [Котенёв, 1979; Кленова, 1960; Павлидис и Ионин, 1982]. Соленость воды определялась изоляцией ледниковых бассейнов, степенью водообмена между ними и океаном. Наиболее резкие перестройки наблюдались в мелководных фациальных обстановках.

Изменения численности и качественного состава зоопланктона, зообентоса, фитобентоса, ихтиофауны, птиц могут происходить и чаще всего протекают вследствие развития климатических и эволюционных факторов. Одним из важнейших факторов динамики численности живой природы является естественная смертность организмов. Однако наряду с естественными экологическими изменениями на эволюцию морских экосистем все большее влияние стали оказывать последствия хозяйственной деятельности человека.

Среди источников антропогенного влияния, обуславливающих отрицательные экологические деформации в морях Северной Европы, и в частности в Баренцевом море, можно выделить несколько главных: функционирование рыбодобывающих флотов ряда стран, деятельность торгового, рыболовного и военно-морского флотов, геолого-геофизические разведочные работы, береговой сток бытовых и промышленных вод, загрязненные воды Гольфстрима, атмосферный перенос.

Усиленное развитие экономики северо-запада нашей страны и приарктических государств за счет эксплуатации природных ресурсов морей Северного Ледовитого океана породило целый ряд экологических вопросов. За последние годы до предела обострилась экологическая ситуация и проблемы охраны биоресурсов северных морей, и в особенности Норвежского и Баренцева. Баренцево море - крупнейший шельфовый

водоем, по площади больше чем Балтийское, Белое, Черное, Азовское и Аральское море вместе взятые.

Специфика развития экосистем морей Северной Европы обусловлена активным и продолжительным световым режимом полярного лета, выгодным расположением бассейна, позволяющим проникать в столь высокие широты теплым водам Северо-Атлантического течения. Благодаря этому Баренцево море отличается активной жизнедеятельностью всех организмов, между которыми существуют сложные взаимосвязи. Определяющую роль в формировании биопродуктивности полярных и субполярных водоемов играют экосистемы бентали и пелагиали, простирающиеся на тысячи километров. Эти экосистемы являются основными производителями нового органического вещества, которое в конечном счете трансформируется в промышленную продукцию. Специфические экосистемы образуются в зоне арктических полярных гидрофронт, вдоль кромки дрейфующих паковых льдов и айсбергов, а также в водах, омывающих птичьи базары. Названные акватории отличаются максимальной концентрацией живых организмов в Баренцевом море.

Хозяйственная деятельность человека на Севере примерно до послевоенного периода не нанесла серьезного вреда биоресурсам водоема, но начиная с середины 60-х годов в связи с усилением промышленного рыболовства, становлением обычного и атомного флотов, прогрессирующими нагрузками на Северный морской путь, безответственным гидротехническим строительством, расширением разведки нефти и газа при отсутствии адекватной технологии применительно к Арктике, загрязнением местным и принесенным из промышленно развитых районов Атлантики атлантическими течениями воздействие человека на экосистемы северных морей стало в совокупности приобретать все более отрицательный характер. Реакцией экосистем на неблагоприятные условия стало снижение их биопродуктивности, обеднение промысловых рыбных стад (сельдевых, лососевых, камбаловых и др.), изменение структуры популяций массовых, включая и хозяйственно ценных, видов бентоса и планктона, видов, составляющих кормовую базу промысловых гидробионтов.

Экологическая ситуация в Баренцевом море в конце 80-х годов оценивается как критическая. В настоящий момент разрушены пищевые цепи, миграционные пути, энергетические и другие биотические связи в экологически легко ранимых полярных экосистемах. Максимально пострадали высшие звенья трофической «пирамиды» морских экосистем. Существует опасность для генетического фонда важнейших промысловых объектов - таких, как беспозвоночные (креветки), рыбы (треска, сельдь, окунь, мойва, сайка, семга), колониальные птицы (чайки-моевки, кайры), морские млекопитающие (беломорская популяция гренландских тюленей, белух). Их биомасса сократилась в 5-10 раз, а порой и на два порядка.

Современные знания в области фундаментальных и прикладных наук не позволяют пока дать гарантированные рекомендации по стабилизации экологической обстановки на оптимальном уровне [Мамушов, 1988; 1989]. Встречается целый ряд трудностей на пути моделирования и прогнозирования климата, гидрологического режима, биопродуктивности, сырьевой базы промысла. Экстенсивное развитие рыбной отрасли в 60-80-х годах привело к перелому и катастрофическому подрыву численности промысловых морских рыб. Возникает вопрос о необходимости полного запрета морского промысла и восстановления возможно в короткие сроки численности мойвы, сельди, сайки. Вопрос о возобновлении промысла можно ставить только после восстановления гарантированного нерестового стада пелагических рыб и необходимого запаса биомассы для питания хищных рыб, птиц и млекопитающих.

В настоящий момент следует обратить внимание на обстоятельное изучение процессов саморегуляции сообществ полярных морей, так как явления саморегуляции экосистем, и в особенности состояния их отдельных компонентов, прежде всего из-за бесхозяйственного вмешательства промысла приобретают черты, близкие к

катастрофическим. Трудно оценить точный вклад каждого фактора в разрушение баренцевоморской экологической системы, так как все источники достаточно мощны. Вследствие бесконтрольной деятельности рыбной промышленности произошел перелом, а затем почти полное истребление рыбных запасов. На мощный рыбопромысловый пресс, изымавший стада взрослых рыб, наложился сейсмические последствия пневмо-взрывов морской геофизики. Произошло площадное уничтожение молодежи большинства животных (бентос, планктон, рыбы), ведущих пассивный планктонный образ жизни. Достаточно ясную картину антропогенных воздействий в море можно получить только с помощью четко обоснованных количественных критериев о влиянии рыболовства, геофизической разведки, нефтедобычи и т.д. на биоценозы шельфа, состояние морских биоресурсов, а также при установлении уровней загрязнения морских вод.

Сегодня в первую очередь необходимо разработать методы рационального использования, охраны и воспроизводства морских биоресурсов и экосистем, которые деградировали под влиянием человеческой деятельности.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Булатов Р.П., Журбас В.С., Прохоров В.И. Линзы распресненных вод в океане - одна из форм вихрей синоптического масштаба // Физические и океанологические исследования в тропической Атлантике. М.: Наука, 1986. С. 141-148.
2. Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Т. 313. С. 1-196.
3. Голиков А.Н. Брюхоногие моллюски рода *Neptunea* Volten // Фауна СССР. Моллюски. Т. 5, вып. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 183-190.
4. Голиков А.Н., Скарлато О.А. Некоторые особенности распределения экосистем в Баренцевом море // Экология и биологическая продуктивность Баренцева моря: Тез. докл. всесоюз. конф. Мурманск: ЦПКТБ ВРПО "Севрыба", 1986. С. 7-8.
5. Гуделис В.К. Краевые ледниковые образования последнего оледенения на дне Балтийского моря // Всесоюз. совещ. по изучению краевых образований материковых оледенений. Киев: Наукова думка, 1976. С. 20-21.
6. Евзеров В.Я. [Экология осадконакопления в прибрежных районах Баренцева и Белого морей в поздне- и послеледниковое время](#) // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 29-33.
7. Зейболд Е., Бергер В. Дно океана. Введение в морскую геологию: Пер. с англ.; Под ред. Н.А. Богданова. М.: Мир, 1984. 320 с.
8. Зенкевич Л.А. Биология морей СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 739 с.
9. Зенкевич Л.А. К вопросу о древности океана и его фауны // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 114-129.
10. Ионин А.С., Медведев А.С., Павлидис Ю.А. Позднечетвертичные изменения климата Земли и роль палеогеографических факторов в процессах морфолитогенеза на континентальных и островных шельфах. М.: Наука, 1982. С. 13-27.
11. Каган Л.Я. Особенности состава диатомей в донных осадках Баренцева моря и Северной Атлантики // Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии Баренцева и Белого морей: Тез. докл. 1-й Всесоюз. конф. Мурманск: ЦНТИ, 1985. С. 64-65.
12. Клёнова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.
13. Котенёв Б.Н. [К палеогеографии Баренцева моря в позднеледниковье и голоцене](#) // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 20-28.
14. Линдберг Г.У. Происхождение шельфа в свете гипотезы крупных колебаний уровня океана // Зоогеография и систематика рыб. Л.: Наука. 1976. С. 19-23.
15. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.

16. *Матишов Г.Г.* Мировой океан и оледенение Земли. М.: Мысль, 1987. 270 с.
17. *Матишов Г.Г.* Эволюционный подход к изучению морских арктических экосистем (на примере Баренцева моря). Препр. Апатиты: КФ АН СССР, 1988. 48 с.
18. *Матишов Г.Г.* Экологическая ситуация и проблемы охраны биоресурсов в морях Северной Европы (на примере Баренцева моря). Препр. Апатиты: КФ АН СССР, 1989. 54 с.
19. *Матишов Г.Г., Павлова Л.Г.* Актуальные проблемы палеогеографии северных морей в четвертичный период // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. М.: Наука, 1988. С. 5-27.
20. *Несис К.Н.* Пути и время формирования разорванного ареала у амфибореальных видов морских донных животных // Океанология. 1961. Т. 1. № 5. С. 893-903.
21. *Несис К.Н.* Гипотеза о причине возникновения западно- и восточноарктических ареалов морских донных животных // Биология моря. 1983. № 5. С. 3-13.
22. *Николаев С.Д., Николаев Н.И.* Об изменениях изотопного состава кислорода воды Мирового океана в плейстоцене // Океанология. 1982. Том 22. № 6. С. 984-990.
23. *Павлидис Ю.А., Ионин А.С.* Некоторые особенности морфолитогенеза на арктическом шельфе в позднечетвертичное время // Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982. С. 74-85.
24. *Павлова Л.Г.* Геохимия иловых вод в экологии моря // Палеогеография и палеоэкология Баренцева и Белого морей в четвертичный период. Апатиты: КФ АН СССР, 1987. С. 62-84.
25. *Павлова Л.Г.* Химический состав иловых растворов при палеоэкологических исследованиях в Баренцевом море // Геохимия. 1988. № 9. С. 1367-1374.
26. *Петров О.М.* [Геологическая история Берингова пролива в позднем кайнозое](#) // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 28-32.
27. *Херман И.* Палеоокеанология Арктического бассейна в позднекайнозойское время и ее связь с глобальными климатами // Океанология. 1983. Т. 23. № 1. С. 112-119.
28. *Шонф Т.* Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 312 с.
29. *Флинт Р.Ф.* Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Наука, 1963. 190 с.
30. *Foster T.D.* [The temperature and salinity fine structure of the ocean under the Ross Ice Shelf](#) // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88, N 4. P. 2556-2564.
31. *Lange G.J.* [Geochemical evidence of a massive slide in the southern Norwegian Sea](#) // Nature. 1983. Vol. 305, N 5933. P. 420-422.
32. *Peterson I., Salt F.* Icebergs and Stars // Scie. News. 1984. Vol. 125, N 6. P. 90-91.
33. *Vincent E., Merger W.* Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography // The Oceanic Lithosphere, the Sea. 1981. Vol. 7. P. 1025-1119.

**Ссылка на статью:**



**Матишов Г.Г., Павлова Л.Г. Особенности экологии и эволюция морских экосистем в позднем кайнозое** // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. М.: Наука. 1992. С. 3-17.