

УДК 551.35.06:551.77(268.9)

ТРАНСГРЕССИВНО-РЕГРЕССИВНЫЕ ЦИКЛЫ РАЗВИТИЯ АРКТИЧЕСКОГО ОКЕАНА В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

© 1998 г. И.Д. Данилов*, Н.А. Шило**

* Московский государственный университет, 119899 Москва, Воробьевы горы, 1, Россия ** Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 109017 Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

Поступила в редакцию 03.12.97 г., получена после доработки 14.04.97 г.

Выявлены и охарактеризованы три главных этапа в позднекайнозойской истории Арктического океана, связанные с крупными трансгрессивно-регрессивными циклами его развития: позднемиоцен-раннеплиоценовый (регрессивный), позднелиоцен-эоплейстоценовый (трансгрессивный) и плейстоцен-голоценовый (регрессивный). Трансгрессии и регрессии имели, в основном, тектоническую природу и были обусловлены планетарными колебательными движениями материковых окраин, на фоне которых проявлялись ритмы меньшего ранга. Они определяли степень изоляции Арктического океана от смежных и изменения всей его природно-экологической системы, которые особенно заметно проявлялись в области шельфа и палеошельфа. В этапы трансгрессий широкое развитие получали процессы миграции морской фауны, с этапами регрессий связано возрастание роли криогенных седиментационных обстановок.

Ключевые слова. *Арктический океан, трансгрессия, регрессия, поздний кайнозой, корреляция, миграция, фауна, криогенез.*

Арктический океан - циркумполярная часть Северного Ледовитого океана - занимает среди других особое место, он расположен в околополюсном пространстве Северного полушария и в значительной степени изолирован от смежных - Атлантического и, в особенности, Тихого океанов. В то же время он является водоемом, соединяющим эти океаны. В отдельные этапы его развития связь с ними почти прекращалась, в другие, напротив, расширялась, обеспечивая широкий обмен фауной и флорой между Северной Пацификой и Северной Атлантикой.

Северный Полярный океан самый небольшой, его площадь всего 10 млн. км², что составляет около 3% акватории Мирового океана, и самый молодой. Формирование его как глубоководного абиссального бассейна относится, согласно мобилистским концепциям, обычно к рубежу мезозоя и кайнозоя [*Геологическое строение...*, 1984]. Рамки нашего сообщения ограничены позднекайнозойским (миоцен-плейстоценовым) временным интервалом геологической истории.

Миоцен, в целом, как известно, является временем планетарного поднятия суши и опускания океанического дна. Относительный уровень Мирового океана в конце миоцена, по

сравнению с началом палеогена, понизился на величину порядка 350-500 м, как за счет увеличения площади и высоты континентов, так и возрастания емкости океанических впадин, что, как полагают, понизило глобальную температуру Земли на 2-3°С [*Марков, Величко, 1967*]. В миоцене же происходит кардинальная перестройка структурно-тектонического плана арктических территорий как и многих других областей Земли. Оформляются широтно ориентированные морфоструктурные образования и, в частности, циркумполярно ориентированная материковая отмель на севере Евразии и Северной Америки, занимавшая площадь современного арктического шельфа и палеошельфа и непосредственно подходившая к области больших глубин континентального склона Арктического океана. В пределах находившихся на этих пространствах равнин шло накопление преимущественно континентальных субаквальных отложений: аллювиальных, озерных и других.

Континентальные отложения миоценового возраста известны на севере Западной и Восточной Сибири [*Данилов, Смирнова, 1976; Полякова, Данилов, 1989; Фрадкина и др., 1989*]. Они представлены аллювиальными каолинизированными песками с прослоями и окатышами

каолиновых глин, линзами лигнитизированного торфа, а также озерными слюдистыми алевритами, супесями, суглинками и глинами. На Северо-Востоке Сибири в миоцене близ современной прибрежной зоны Восточно-Сибирского и Чукотского морей накапливались лагунные осадки глинисто-алевритового состава с лигнитами и линзами лигнитизированного торфа [Данилов, 1980]. Лагунные отложения распространены строго вдоль береговой зоны указанных морей и залегают на глубине до 50-70 м ниже их современного уровня. Следовательно, есть основания говорить о том, что на Крайнем Северо-Востоке Сибири в миоцене уже существовала шельфовая зона, близкая по своим параметрам современной, но сформировавшаяся при более низком относительном положении уровня моря. Аналогичные образования участвуют в строении преимущественно континентальной формации Бофорт, распространенной на арктическом побережье Северной Америки и островах Канадского Арктического архипелага [Крэг, Файле, 1965; Matthews, 1976, 1989]. Эта формация достаточно определенно оконтуривает южные области распространения приморских равнин и имеет, по крайней мере, в нижней части, где до 50% спорово-пыльцевых спектров составляет пыльца широколиственных пород, миоценовый возраст. По данным Дж. Мэттьюза [Matthews, 1987] на о. Мейн (Канадский Арктический архипелаг, 80° с.ш.) континентальные отложения формации Бофорт переслаиваются с морскими.

Климатические условия миоцена в Арктике оцениваются неоднозначно, и, видимо, они существенно менялись в интервале от 25 до 5-6 млн. лет назад. Имеются многочисленные палеофлористические данные по арктическим островам и, особенно, по Северо-Востоку Сибири, свидетельствующие о том, что здесь в первой половине миоцена близ побережий арктических морей преобладающим типом растительности были смешанные хвойно-мелколиственные леса с примесью таких представителей относительно теплолюбивой флоры как бук, дуб, каштан, клен, орех и др. Согласно представлениям многих авторов, в середине миоцена широколиственные листопадные леса получили даже преобладающее распространение - миоценовый климатический оптимум [Фрадкина и др., 1989].

Сочетание теплолюбивой растительности на побережьях и занимающего околополюсное положение арктического океана заставляет предполагать широкие связи последнего со смежными Атлантическим и Тихим океанами, но прямые данные об этом отсутствуют. Среди

косвенных можно отметить широкое распространение вероятно переотложенных морских диатомей миоценового возраста в предгорьях северной Чукотки на абсолютных высотах до 100 м [Данилов, 1980]. Активное проникновение теплых вод атлантического и тихоокеанского происхождения в Арктический океан объясняет и его теплопроводность в раннем и среднем миоцене.

Для позднего миоцена получены многочисленные палинологические данные, особенно по Северо-Востоку Азии [Фрадкина и др., 1989], о существенном похолодании климата в Арктических регионах, а также свидетельства о развитии оледенения в горах южной Аляски, где морены переслаиваются с лавами, возраст которых датирован калий-аргоновым методом. Ледниковые события соответствуют интервалам времени 12-10; 9-8 и 7-5 млн. лет назад [Armentrout et al., 1978].

В последнее время Е.И. Поляковой [1997] получены новые данные по миоценовым комплексам диатомей района прибрежных низменностей северной Чукотки. Впервые обнаруженные индекс-виды морских диатомовых водорослей позволили увязать выявленные комплексы с зональной стратиграфической шкалой Северо-Тихоокеанского региона. В результате удалось установить два этапа проникновения тихоокеанских вод в Арктику: 11.5-10.5 (или 8.9-8.4) млн. лет назад и 6.6-5.1 млн. лет назад. Кроме того, получены свидетельства, что уже в начале позднего миоцена Арктический океан был ледовит, поскольку среди диатомовых водорослей из отложений этого возраста присутствуют криофильные виды, входящие в состав криопелагических биоценозов морских льдов, а также в ледово-неритический комплекс. Наличие криофилов и, в целом, арктическо-бореальной группы диатомей прямо указывает на холодоноводность и ледовитость морского бассейна, располагавшегося в пределах прибрежных равнин северной Чукотки в позднем миоцене.

Согласно палинологическим данным [Зырянов и др., 1992], на чукотском побережье поздне-миоценового палеобассейна была распространена темнохвойная тайга (северотаежный вариант), сменившаяся затем (в конце позднего миоцена) растительностью прагипоарктической зоны.

Для западного, приатлантического, сектора Северного Ледовитого океана (Норвежско-Гренландский седиментационный бассейн) также имеются данные о присутствии материала ледового разноса в осадках, возраст которых надежно определяется началом позднего мио-

цена, т.е. временем около 10 млн. лет назад [Thomas, Thiede, 1991], причем первый максимум концентрации материала ледового разноса датируется интервалом 9.5-7.0 млн. лет назад и связывается с раскрытием пролива Фрама и возникновением Восточно-Гренландского течения, с которым арктические воды стали активно проникать в Северную Атлантику.

Если в пределах субарктической зоны Северный Полярный океан был ледовит уже в начале позднего миоцена, то естественно допустить, что ледовитость в пределах его арктического сектора, особенно в центральных частях, возникла раньше, скорее всего, в конце среднего миоцена. Именно на переходном этапе от среднего к позднему миоцену предполагается возникновение, согласно данным норвежских исследований, постоянной связи между Арктическим океаном и Атлантикой, в которую начали проникать глубинные арктические воды [Kristoffersen, 1990]. Иными словами, на рубеже среднего и позднего миоцена начинает создаваться близкая современной наледосистема циркуляции водных масс в Арктике и Субарктике, и есть основания полагать, что в конце среднего миоцена начинает проявляться ледовитость арктических морей и океана. Об этом, в частности, свидетельствует факт наличия окатанной гальки ледового разноса в среднемиоценовых лагунных суглинках с лигнитами на северном побережье Чукотки [Данилов, 1980]. А близ тихоокеанского побережья Аляски (о. Миддлтон) в пределах субарктической зоны в морских отложениях, имеющих мощность 1181 м и возраст 12.7-13.36 млн. лет, т.е. датируемых концом среднего миоцена (формация Якатага), зафиксированы слои, имеющие ледово- или ледниково-морское происхождение [Гладенков, 1988; Miller, 1953]. В пределах Канадской Арктики Дж. Мэттьюз допускает возможность возникновения в среднем миоцене тундровых ландшафтов и вечной мерзлоты [Matthews, 1976]. Данные по ископаемым комплексам морской фауны позволяют считать возможным локальное оледенение на северо-восточном побережье залива Аляска уже в раннем миоцене, около 20 млн. лет назад [Гладенков, 1988].

Окончательная перестройка структурно-тектонического плана прибрежных территорий северных окраин материков и оформление целостной, в основном, широтно ориентированной циркумполярной морфоструктуры Арктического шельфа, включая зону палеошельфа, произошла на рубеже миоцена и плиоцена [Афанасьев и др., 1988; Геологическое строение..., 1984; Данилов, 1985]. Отсюда следует, что развитие прибрежно-шельфовой зоны, как

единого образования, приходится на позднемиоцен-четвертичный (новейший) этап геологической истории Земли. Начиная с конца миоцена-начала плиоцена, геолого-геоморфологическое развитие этой морфоструктуры осуществляется, в целом, синхронно и обусловлено крупноамплитудными колебательными тектоническими движениями глобального характера [Афанасьев и др., 1988; Данилов, 1985], которые определили чередование этапов ее трансгрессивного и регрессивного развития. Трансгрессии и регрессии явились главными событиями новейшей геологической истории Арктического океана и прилегающих низменных равнин севера Евразии и Северной Америки, они оказывали определяющее влияние на палеогеографию и, в частности, на палеоклимат всего Северного полушария [Данилов, 1982]. В трансгрессивные этапы связь Арктического океана с Мировым расширялась, увеличивалось поступление в высокие широты относительно теплых тихоокеанских и, особенно, атлантических вод. В регрессивные этапы, напротив, эта связь уменьшалась, степень изоляции Арктического океана увеличивалась, что приводило к его выхолаживанию и возрастанию степени охлаждающего влияния на прилегающие континенты.

В новейшей истории развития Арктического океана, главным образом, его шельфовой зоны, выделяются три основных этапа, обусловленные длиннопериодными колебательными движениями крупного порядка. Первый - это этап общего поднятия северных континентальных окраин Евразии и Северной Америки, осушения Арктического шельфа, развития денудационных процессов и активного врезания палеорек в выработанный ранее пенепленизированный рельеф, а также углубления океанических впадин, соответствует концу миоцена-началу плиоцена. Второй этап - это этап преимущественного опускания и широкого развития трансгрессий на огромных пространствах равнин Северной Евразии. Морские воды затопляли Север европейской части России, Западной Сибири, вторгались в северные районы Яно-Колымской низменности, прибрежные равнины Чукотки и другие арктические и субарктические континентальные территории. По времени этот этап соответствует второй половине плиоцена (3.3-1.8 млн. лет назад) и эоплейстоцену (1.8-0.8 млн. лет назад). Наконец, последний - третий этап (плейстоцен в объеме 0.7 млн. лет и голоцен) знаменуется восходящим, в целом, развитием Арктического шельфа и прилегающих к нему с юга территорий континентов.

На фоне общего поднятия, обусловленного колебательным ритмом наиболее крупного порядка, проявлялись колебания более мелкого - второго порядка, которые приводили к кратковременным опусканиям и относительно непродолжительным трансгрессиям, что нашло свое отражение в формировании лестницы террасовидных уровней рельефа и морских террас вдоль побережий арктических морей на абсолютных высотах от 200-220 до 2-4 м [Данилов, 1978, 1985]. На фоне общей синхронности событий, обусловленной колебательными тектоническими движениями глобального характера, сочетавшимися, вероятно, с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, проявлялись региональные различия, определяемые особенностями геолого-тектонического строения конкретных территорий. В различных в геоструктурном отношении областях масштабы и продолжительность трансгрессий и регрессий были неодинаковыми. Региональные особенности сказывались в течение всей новейшей истории геологического развития Арктики.

Первый этап, как уже сказано, отвечает концу позднего миоцена (мессинский этап падения уровня моря) - началу плиоцена и соответствует глубокой регрессии Арктического океана, наиболее полно проявившейся в пределах континентальной окраины северной Евразии. Однако масштабы регрессии в различных в структурно-тектоническом отношении регионах были различными [Данилов, 1978]. На южном побережье Печорского моря днища древних, ныне погребенных долин зафиксированы на абсолютных высотах -100; -150 м. На крайнем севере Западно-Сибирской равнины близ побережья Карского моря отмечено наиболее низкое положение днищ древних речных долин, которые располагаются на абсолютных высотах до -350; -400 м. В пределах Яно-Колымской низменности установлены днища древних долин на глубинах 150-200 м ниже современного уровня моря. Наконец, на побережье Чукотского моря глубина вреза древних речных долин составляет 80-100 м ниже его современного уровня. Эти древние формы рельефа нередко фиксируются в пределах современного Арктического шельфа.

Сопоставление глубин залегания днищ позднемиоцен-раннеплиоценовых долин с глубинами прилегающих морей показывает, что Арктического шельфа в это время практически не существовало, он был почти полностью осушен (рис. 1). Данное обстоятельство привело к увеличению степени изоляции Арктического океана от смежных - Тихого (полное прекращение связи) и Атлантического (существен-

ное сокращение связи). Изоляция околополюсного бассейна не могла не сказаться на его гидрологическом и термическом режимах. В него резко сократилось поступление теплых вод, что неизбежно привело к выхолаживанию его собственной водной массы: Северный Полярный океан становится постоянно ледовитым.

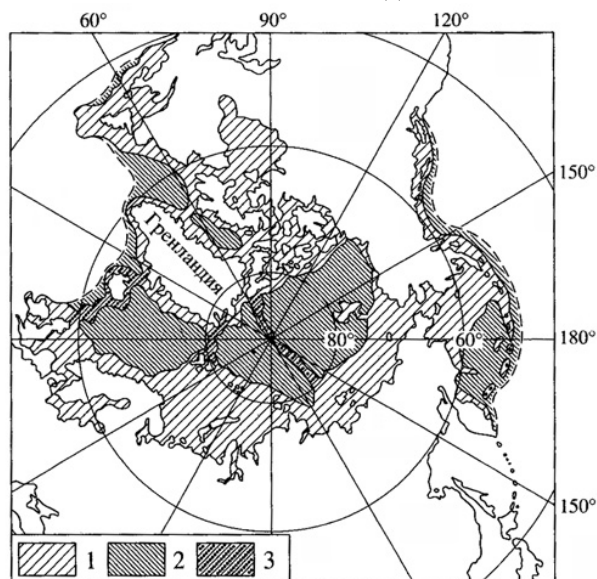


Рис. 1. Арктический океан и смежные бассейны в этап крупной регрессии рубежа миоцена-плиоцена. 1 – осушенные территории шельфа; 2 – глубоководные части океана; 3 – мелководные части океана – барьеры на пути атлантических вод.

К рубежу миоцена и плиоцена относятся достоверные свидетельства регулярного поступления крупнообломочного материала ледового разноса в центральные, глубоководные части Арктического океана. Минимальный возраст отложений, содержащих материал ледового разноса, датируется временем 5.6 млн. лет назад на основании экстраполяции скорости осадконакопления, определенной по инверсии магнитных полюсов [Кларк, Моррис, 1984].

Исследования верхнекайнозойских отложений на северном низменном побережье Чукотки показывают, что уже в раннем плиоцене здесь были распространены мерзлые грунты, которые сочетались с высокоствольными лесами таежного типа, состоящими из лиственницы, ели, березы, ивы [Данилов, 1980]. Аллювиальные нижнеплиоценовые галечники с погребенными стволами деревьев и грунтовыми псевдоморфозами по вытаявшим ледяным жилам залегают на глубинах более 50 м ниже нулевой изобаты. Это означает, что большей части Чукотского моря в указанное время не существовало. К северу от осушенной зоны шельфа располагался ледовитый бассейн, поскольку существование многолетнемерзлых горных пород в пределах равнинной прибрежной суши предполагает на-

личие устойчивого ледового покрова на акватории прилегающего моря [Данилов, 1982, 1985].

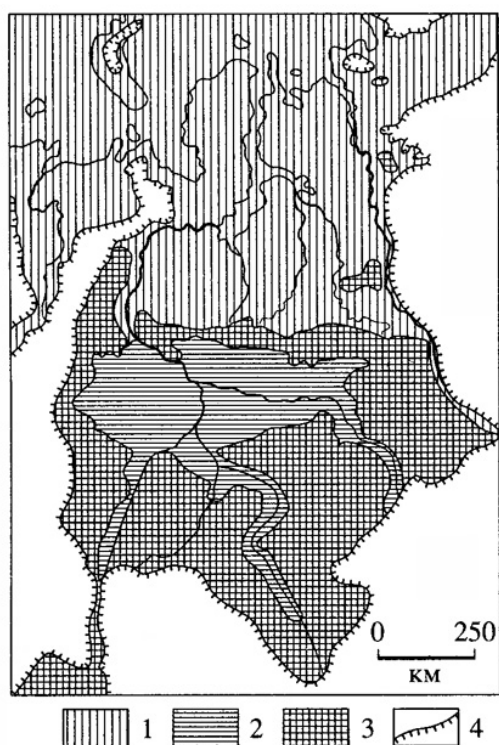


Рис. 2. Палеогеографическая схема этапа максимального развития позднеплиоцен-эоплейстоценовой трансгрессии на северо-востоке Европейской части России и в Западной Сибири (по Данилову, 1982): 1 – морской бассейн; 2 – подпрудный опресненный бассейн; 3 – мели, острова, прибрежные низменные равнины; 4 – границы суши.

Второй этап, охватывающий основную часть плиоцена и эоплейстоцен, соответствует нисходящей ветви крупного колебательного цикла. Это этап преимущественно трансгрессивного развития континентальной окраины, окружающей глубоководную, абиссально-батиальную часть Полярного бассейна. Именно в это время море заливает обширные пространства прибрежных равнин и возникает огромный по площади распространения Арктический палеошельф, намного превышающий по площади современный. В степени проявления трансгрессий сказались региональные различия, определяемые структурно-тектоническим положением тех или иных территорий. В западном секторе северной Евразии: Печорская, Западно-Сибирская, Северо-Сибирская низменности, Баренцев и Карский шельфы - трансгрессии этого этапа были наиболее обширными, достигая на юге в пределах европейской части России Северных, а в Западной Сибири - Сибирских Увалов (рис. 2). В продолжении всего трансгрессивного этапа уровень моря не опускался существенно ниже современного. Час-

тичные регрессии моря из пределов Арктического шельфа фиксируются в разрезах прибрежно-морскими, аллювиальными и озерными песками, галечниками, глинами, залегающими на высотах, близких современному положению уровня моря или несколько выше него [Данилов, 1978]. Однако не известны континентальные отложения рассматриваемого временного интервала, которые залегали бы существенно ниже современного уровня Северного Ледовитого океана и свидетельствовали о его крупных регрессиях. Глубина погружения в максимум трансгрессии на стабильных в тектоническом отношении равнинных территориях в Печорской низменности и на севере Западной Сибири достигала 240-250 м - такова наибольшая абсолютная высота залегания здесь морских отложений. В пределах горных складчатых сооружений погружение и последующие поднятия имели больший размах. На Па-Хое, например, высота залегания морских отложений достигает 375 м, в горах Полярного Урала 420 м, а в предгорьях Путорана 320 м над уровнем моря.

В трансгрессивный этап были сформированы основные толщи морских отложений, слагающие аккумуляторные равнины севера европейской части России и Западной Сибири, а также Баренцев и Карский шельфы. Они залегают практически от днщ древних доплиоценовых и раннеплиоценовых долин до вершин современных водоразделов, достигая мощности 300-400 м, при средней 100-150 м. Прибрежно-морские, аллювиальные, озерные фации, отвечающие частичным регрессиям Арктического океана, играют в строении основных толщ верхнекайнозойских отложений, слагающих аккумулятивный рельеф водоразделов, явно подчиненное значение. Преобладают морские глины и суглинки, реже - алевролиты. Наиболее распространенные - суглинки и глины - имеют своеобразный литологический облик: их отличает слабая сортированность, отсутствие хорошо выраженной слоистости, наличие включений ледового разноса - гравия, гальки, валунов. Иными словами, они имеют облик диамиктона. На этом основании отдельные их горизонты относятся к ледниковым моренным накоплениям. Вместе с тем, суглинки и глины на всем севере Западной Сибири и в Печорской низменности постоянно содержат остатки морской микрофауны фораминифер, реже - остракод, раковины моллюсков и ракообразных, а отдельных разрезах им свойственны банковые захоронения морской малакофауны [Данилов, 1978 и др.]. Анализ условий залегания остатков последней со всей очевидностью свидетельствует о ее захоронении на месте бывшего обита-

ния: тонкостенные раковины нередко покрыты эпидермисом, раскрытые створки заполнены вмещающим грунтом и соединены в замке и т.д. На поверхности отдельных валунов видны следы прикрепления к ним раковин баянусов. Все эти факты прямо свидетельствуют о накоплении вмещающих остатки морской фауны и валуны суглинков и глин в холодноводных ледовитых морях, грубообломочный материал в которых разносился плавучими льдами (морскими припайными и айсбергами).

Помимо остатков фауны, о морском генезисе суглинков и глин свидетельствует комплекс рассеянных аутигенных минералов: фосфаты и сульфиды железа - вивианит, гидротроилит, пирит; карбонаты - кальцит, арагонит, реже, - доломит. В местах локальных концентраций этих минералов образовались карбонатные (глендониты), пирит-гидротроилитные, вивианитовые конкреции [Данилов, 1978 и др.]. Сочетание имеющих характерные условий залегания остатков морской фауны с показательным для морских отложений комплексом аутигенных минералов и конкреций убедительно свидетельствует о криомаринном происхождении вмещающих их пород.

Толща верхнекайнозойских преимущественно ледово-морских отложений, слагающих аккумулятивный водораздельный рельеф прибрежных равнин западного сектора северной Евразии, имеет ритмичное строение. Она делится на три циклично построенные пачки, которые в Печорской низменности получили название колвинской, падимейской и роговской свит [Волосович, 1966; Зархидзе, 1970], на севере Западной Сибири им соответствуют туруханская (полуйская), мессоветакая (казымская) и санчуговская (салехардская) свиты [Данилов, 1978]. В ритмичном строении основной толщи новейших отложений сказалось проявление на фоне нисходящей ветви крупного колебательного тектонического цикла, обусловившего длительное опускание территории, колебательных движений второго порядка, с которыми связаны непродолжительные по времени частичные регрессии моря из пределов континентальной окраины Северной Евразии [Афанасьев и др., 1988].

На приморских равнинах Северо-Востока Сибири медленные опускания в рассматриваемый этап почти полностью компенсировались континентальным осадконакоплением. Поэтому здесь широко развиты толщи аллювиальных, аллювиально-дельтовых и озерно-болотных отложений соответствующего возраста. Однако и среди них отмечаются солончатоводные и морские фации, имеющие ограниченное рас-

пространение. Несколько более широко развиты они в пределах прибрежных равнин Чукотского моря [Данилов, 1980].

Обширная трансгрессия Арктического океана в пределы приморских низменностей и прилегающих к нему континентов имела два важных следствия. Во-первых, расширилась его связь со смежными океанами, в Арктику увеличился приток теплых атлантических и, в меньшей степени, тихоокеанских вод, что способствовало улучшению термического состояния местной водной массы. Во-вторых, холодные арктические воды получили широкий доступ в более южные водоемы, что привело к их охлаждению. Полагают, что именно в этот этап, в интервале времени около 4.38; 3.6-3.2 и 2.5-1.9 млн. лет назад, происходил обмен фауной моллюсков между Тихим, Арктическим и Атлантическим океанами [Gladenkov, 1994]. В это же время - 2.5 млн. лет назад - фиксируется первый холодный эпизод (претиглий) в новейшей геологической истории Нидерландов. В интервале от 2.5 до 0.7 млн. лет назад, т.е. в позднем плиоцене-эоплейстоцене, здесь выделяется несколько холодных эпизодов - претиглий, эбурон и менап [Haesaerts, 1984]. В течение рассматриваемого этапа северные (бореальные) виды морской фауны проникают и в Средиземное море. Известно, что в калабрии (1.8-0.8 млн. лет назад) установлены такие бореальные виды моллюсков как *Arctica* (*Cyprina*) *islandica* L., южная граница обитания которого проходит в Бискайском заливе на 44.5° с.ш. Полагают, что смещение его на 8.5° по меридиану к югу до 36° с.ш. (примерно 1000 км) может свидетельствовать о понижении температуры поверхностных вод Средиземного моря примерно на 5°C [Марков, Величко, 1967]. Возможно, что в интервале времени от 3-4 до 0.8 млн. лет назад было несколько фаз экспансии северной бореальной фауны к югу.

Согласно представлениям некоторых авторов [Волосович, 1966; Данилов, 1985; Зархидзе, 1970; Яхимович и др., 1973 и др.], одна из этих экспансий связана с ачкагыльской трансгрессией Каспия (3.3-1.8 млн. лет назад), когда, как полагают, имело место соединение Арктического и Каспийского бассейнов через долины рек Печоры и Северной Двины, с одной стороны, Камы и Волги - с другой. Идея о том, что трансгрессии Северного океана и Каспия в течение более или менее значительной части плиоцена почти достигали друг друга на востоке Европейской части России, высказана А.П. Карпинским. Известно, что ачкагыльская морская фауна чужда южнорусскому миоцену и плиоцену, она ворвалась в Каспий «из-за заве-

сы» немой продуктивной толщи и затем исчезла столь же неожиданно, как и появилась.

Все изложенное подтверждает, что Арктический океан имел во второй половине плиоцена-эоплейстоцене широкие связи со смежными океанами, а также с некоторыми внутренними водоемами.

Третий этап развития Полярного бассейна, отвечающий по времени плейстоцену в его минимальном объеме и голоцену, характеризовался преимущественным поднятием Арктического шельфа и прилегающих территорий континентов, соответствующим восходящей ветви крупного колебательного тектонического цикла. Менее крупные, относительно короткопериодные колебательные движения второго порядка, обуславливали непродолжительные по времени трансгрессии арктических морей в пределы приморских равнин, а также разделяющие их регрессии, во время которых происходило частичное осушение шельфа. В результате на равнинах Северной Евразии возникла лестница выдержанных уровней рельефа и морских террас, высота которых закономерно понижается в сторону моря, а возраст омолаживается [Афанасьев и др., 1988; Данилов, 1978, 1985 и др.].

Региональные различия сказались и на этом этапе развития континентальной окраины Северной Евразии. В ее западном секторе размах колебательных ритмов второго порядка, проявляющихся на фоне основного, был наибольшим, что обусловило широкое развитие высоких морских уровней рельефа и серии хорошо выраженных морских террас. В Печорской низменности и на севере Западной Сибири абсолютные высоты ступеней рельефа фактически совпадают. Его ярусность или ступенчатость отмечалась практически всеми исследователями, изучавшими геоморфологию указанных регионов: П.П. Генералов, И.Д. Данилов, И.Л. Кузин, Т.А. Матвеева, Н.В. Рейнин, В.Н. Сакс, П.Н. Сафронов, В.Т. Трофимов, Н.Г. Чочиа и др. Авторы несколько расходятся в оценке высоты отдельных уровней, но порядок цифр практически всегда один и тот же: 4-6, 8-10, 12-16, 25-30, 80-100, 110-120, 150-180, 200-220 м. Эти уровни вложены в наиболее возвышенный водораздельный аккумулятивный уровень, имеющий абсолютные высоты около 240-250 м. На равнинах Северо-востока Сибири общее воздымание в плейстоцене и проявившиеся на его фоне колебательные движения второго порядка также нашли отражение в ярусности и террасированности аккумулятивного рельефа. Морские осадки принимают участие в строении развитых на побережьях террасовых уровней с

абс. высотами 2-3, 4-6, 10-12, 20-25, 40, 60, 80, 100 м.

На приведенной схеме (рис. 3) отражены основные этапы позднекайнозойской истории развития континентальной окраины Севера Евразии на примере ее западного сектора (Печорская и север Западно-Сибирской равнин). Первый этап (I) соответствует позднемиоцен-раннеплиоценовой регрессии Арктического океана. Это этап активного врезания и регионального размыва. Во второй (II) позднеплиоценово-эоплейстоценовый трансгрессивный этап происходило накопление основных толщ, слагающих аккумулятивный рельеф прибрежных равнин вплоть до водораздельных пространств. На схеме отражены также два трансгрессивно-регрессивных цикла (II' и II''), являющиеся подэтапами второго этапа в целом. В их пределах выделяются фации максимума трансгрессий (глубоководные тонкодисперсные отложения) и регрессивно-трансгрессивные фации (мелководные прибрежные пески, галечники). Наконец, третий этап (III) соответствует развитию континентальной окраины в плейстоцене в его классическом, минимальном объеме времени, в течение которого выделяются обычно 4-6 (7 и более) оледенений и разделяющих их межледниковий. В этот этап происходит формирование лестницы понижающихся к Арктическому океану террасовидных уровней рельефа и морских террас, нижние из которых являются аккумулятивными, а верхние - цокольными.

Небезынтересно отметить, что подобное строение имеют прибрежные низменности Нидерландов [Haeseaerts, 1984], которые сложены толщей преимущественно морских верхнеплиоцен-эоплейстоценовых отложений (изотопный возраст от 2.5 до 0.7-0.8 млн. лет назад). Плейстоценовые отложения более молодого возраста слагают комплекс речных и морских террас. Аналогичная точка зрения существует на строение и этапы формирования верхнего кайнозоя Прибалтики [Афанасьев и др., 1988]. Данный тип низменных побережий, сложенных аккумулятивным покровом морских отложений, назван К.К. Марковым западносибирским или нидерландским, в отличие от средиземноморского типа, для которого характерна лестница аккумулятивно-абразионных террас, нисходящих по высоте и одновременно по возрасту [Марков, Величко, 1967]. Однако лестница снижающихся к океану и одновременно, омолаживающихся по возрасту террас и террасовых уровней рельефа характерна, как показано (рис. 3), и для прибрежных аккумулятивных равнин. Важно подчеркнуть, что абсолютные высоты

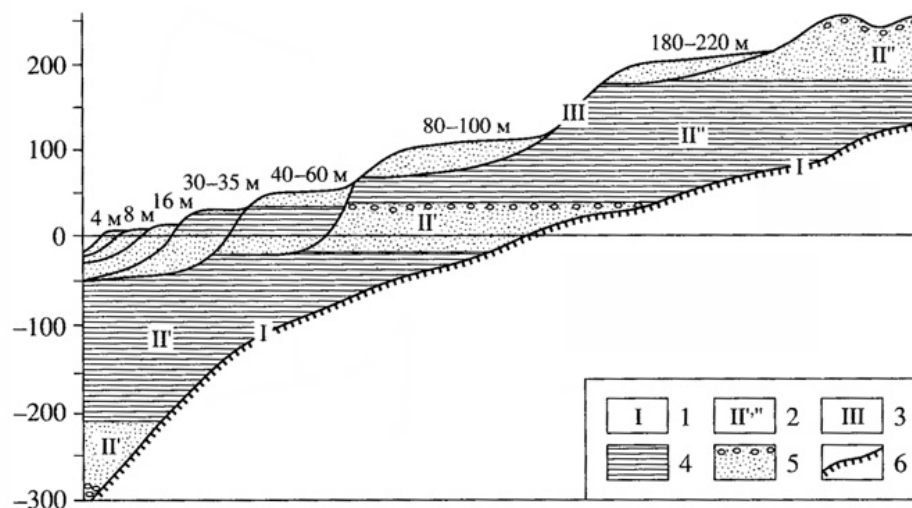


Рис. 3. Принципиальная схема, отражающая основные этапы развития Арктического шельфа и палеошельфа Евразии (западный сектор) в позднем кайнозое (по Данилову, 1985)

1–3 – этапы развития (1 – глубокое эрозионное расчленение территории и формирование позднемiocен-раннеплиоценовых, ныне погребенных долин, 2 – формирование основных верхнеплиоцен-эоплейстоценовых толщ, слагающих аккумулятивные равнины, – штрихами у римских цифр обозначены подэтапы, связанные с трансгрессивно-регрессивными циклами второго порядка, 3 – формирование водораздельного рельефа и морских террас); 4 – глубоководные отложения (глины, алевриты), отражающие максимальные фазы развития морских водоемов; 5 – мелководные отложения (пески, галечники), отражающие трансгрессивные и регрессивные фазы развития морских водоемов; 6 – размытая кровля домиоценовых пород.

уровней в пределах аккумулятивных равнин не ниже, чем средние высоты средиземноморских террас (рис. 4). Возраст самой высокой – калабрийской террасы Средиземноморья (характерные абсолютные высоты около 180 м) датируется чаще всего эоплейстоценом (1.8–0.8 млн. лет назад). Следовательно, в условиях тектонически стабильных низменных побережий возраст аналогичных по высоте, а тем более превосходящих их морских аккумулятивных уровней должен быть не моложе, а древнее. Во всяком случае, можно уверенно утверждать, что возрастной интервал формирования лестницы морских террасовых уровней рельефа в пределах аккумулятивных равнин Севера не менее, чем плейстоцен. Из этого следует, что возраст основных морских толщ, слагающих прибрежные равнины (северная часть Западно-Сибирской, Печорская, а также Нидерландская низменности), не моложе эоплейстоценового.

Еще один важный вывод, сформулированный Ф. Цейнером еще в 1959 г.: поскольку морские террасы чем ниже, тем моложе, то уровень океана в плейстоцене направленнно понижался вследствие погружения его дна, т.е. эвстатически. Однако вполне правомерно допущение, что погружение океанического дна сочеталось, как и в миоцене, с направленным поднятием континентов (восходящая ветвь крупного тектонического цикла – третий этап). Вероятно, определенный вклад в формирование лестницы морских террас побережий вносили гляциоэвстатиче-

ские колебания уровня океана, но роль их не была определяющей.

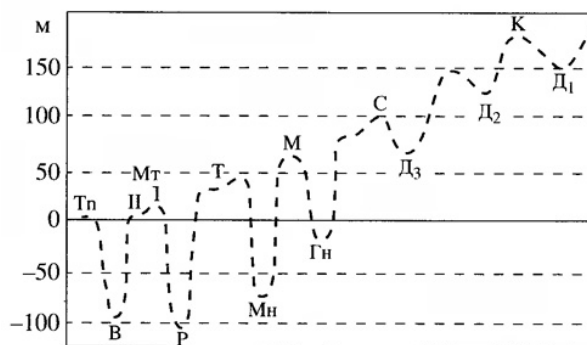


Рис. 4. Кривая, отражающая колебания относительного уровня океана по результатам изучения средиземноморских террас – ряд Делпери-Цейнера. Высокие трансгрессивные уровни: К – калабрийский; С – сицилийский; М – милаццкий; Т – тирренский; Мт – монастырский (I и II); Тп – фландрский (тапес); низкие (регрессивные) уровни: Д₁, Д₂ и Д₃ – дунайские; Гн – гюнцский; Мн – миндельский; Р – рисский; В – вюрмский.

Несмотря на экстремально низкие температуры в этапы регрессий и похолодания климата, наземное оледенение могло иметь развитие только в областях с достаточным количеством атмосферных осадков. Такими областями являлись Скандинавия, Полярный и Приполярный Урал, горы Путорана, Бырранга, Северо-Востока Сибири, Аляски, а также северо-восток Североамериканского континента. Оледенение Арктических островов, включая Гренландию и Канадский Арктический архипелаг, вряд ли

существенно увеличивало свои параметры. Не могло иметь больших размеров и оледенение Сибири, поскольку, как отмечал еще выдающийся отечественный климатолог А.И. Воейков, холода здесь и сейчас достаточно. Его увеличение не приведет к созданию ледниковых покровов, для этого необходимо увеличение количества выпадающих атмосферных осадков, особенно зимних, а фактором, стимулирующим этот процесс, могла быть, скорее всего, трансгрессия Полярного бассейна в пределы низменных территорий (например, Западной Сибири, прибрежных равнин Чукотки).

При современных климатических условиях в Северном полушарии площадь наземного оледенения составляет около 2 млн. км², подземного, по подсчетам И.Я. Баранова и Р. Блэка, около 20 млн. км² (вне пределов ледников), т.е. соотношение 1 : 10 в пользу подземного

оледенения. Средняя многолетняя площадь морских льдов Северного Ледовитого океана составляет около 9 млн. км², т.е. соотношение морского оледенения с наземным 4.5 : 1.0 (в пользу морского) и с подземным 0.45 : 1.0 (в пользу подземного). Иными словами, преобладающим типом оледенения в Северном (континентальном) полушарии является подземное оледенение. Вряд ли это соотношение принципиальным образом менялось в криогенные эпохи плейстоцена, в частности, в последнюю позднеплейстоценовую эпоху континентальности и общей суровости климата: преобладающим типом оледенения оставалось подземное, с ним было взаимосвязано морское оледенение и минимальным являлось наземное.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 98-05-64340.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасьев Б.Л., Данилов И.Д., Дедеев В.А. Методология неотектоники. Сыктывкар: Коми научн. центр Уро АН СССР, 1988. 140 с.

Волосович К.К. Материалы для познания основных этапов геологической истории европейского северо-востока в плиоцене-среднем плейстоцене // Геология кайнозоя севера европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1966. С. 3-37.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. 280 с.

Гладенков Ю.Б. Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса (анализ стратиграфических схем дальневосточных районов СССР, Северной Америки и Японии). М.: Наука, 1988. 212 с.

Данилов И.Д. [Плейстоцен морских субарктических равнин](#). М.: Изд-во МГУ, 1978. 198 с.

Данилов И.Д. [Кайнозой арктического побережья Чукотки](#) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 53-62.

Данилов И.Д. Проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий в позднем кайнозое // Водные ресурсы. 1982. № 2. 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., Смирнова Т.И. [Неогеновые отложения на севере Западной Сибири](#) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. №4. С. 929-931.

Зархидзе В.С. [История развития фауны морских моллюсков приатлантического сектора](#)

[Арктики в позднем кайнозое](#) // Северный Ледовитый океан и его побережья в кайнозое. Л.: Гидрометеоздат, 1970. С. 186-194.

Зырянов Е.В., Лаухин С.Л., Полякова Е.И. [Морские диатомеи и палинокомплексы миоцена восточной Чукотки](#) // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 4. С. 97-105.

Кларк Д.Л., Моррис Т.В. Типы кайнозойского осадконакопления в связи с историей развития Северного Ледовитого океана: район от Канадского бассейна и Альфа-Чукотского хребта до хребта Ломоносова // 27-й Межд. геол. конгр. Доклады. Т. 4. Геология Арктики. М.: Наука, 1984. С. 146-150.

Крэг Б., Файле Дж. Четвертичный период в арктических областях Канады // Антропогеновый период в Арктике и Субарктике. М.: Недра, 1965. С. 5-33.

Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период. Т. III. Материки и океаны. М.: Недра, 1967. 440 с.

Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.

Полякова Е.И., Данилов И.Д. Миоцен Крайнего Севера Западной Сибири (полуостров Ямал) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 2. С. 428-431.

Фрадкина А.Ф., Жарикова Л.П., Гриненко О.В. Основные этапы развития палеорастительности и палеоклиматов кайнозоя Северо-Востока СССР // Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. С. 163-172.

Яхимович В.Л., Немкова В.К., Семенов И.Н. Стратиграфия плиоцен-плейстоценовых отложений Тимано-Уральской области и их корреляция по Предуралью. М.: Наука, 1973. 100 с.

Armentrout J., Echols R., Nash K. Late Miocene climatic cycles of the Yakataga Formation, Robinson Mountains, Gulf of Alaska area // Correlation of tropical through high latitude marine Neogene deposits of the Pacific basin. Stanford. 1978. V. 29. P. 3-4.

Gladenkov Yu.B. Some subsequences of the Bering Strait opening in the Neogene: solved and unsolved problems I I Intern. Symposium on Neogene evolution of Pacific Ocean gateways. Kyoto Univ., Japan. 1994. P. 2-8. Haesaerts P. Le Quaternaire: problems, methodologie et cadre stratigraphique // Peupl. chasseurs Belg. prehist. cadre natur. Bruxelles. 1984. P. 17-25.

Kristoffersen Y. On the tectonic evolution and paleoceanographic significance of the Fram Strait gateway // Geol. History of the Polar Ocean. NATO ASI. ser. 1990. C. 308. P. 63-76.

Matthews J.V. Insect fossil from the Beaufort Formation, geological and biological significance // Geol. Surv. Canada. 1976. Paper 76-1B. P. 217-227.

Matthews J.V. [Plant macrofossils from Neogene Beaufort Formation of Banks and Meighen Islands District of Franklin](#) // Current Research. Part A. Geol. Surv. Canada. Paper 87-1 A. 1987. P. 73-87.

Matthews J.V. [New information on the flora and age of the Beaufort Formation, Arctic Archipelago and related Tertiary deposits in Alaska](#) // Current Research. Part D. Geol. Surv. Canada. Paper 89-1D. 1989. P. 105-11.

Miller D.J. [Late Cenozoic marine glacial sediments and marine terraces of Middleton Island, Alaska](#) // J. Geology. 1953. V. 61. № 1. P. 17-40.

Thomas C.W., Thiede J. [History of terrigenous sedimentation during the past 10 m. y. in the North Atlantic \(ODP Legs 104 and 105 and DSDP Leg 81\)](#) // Marine Geology. 1991. V. 101. P. 83-102.

Рецензенты М.А. Ахметьев, Ю.Б. Гладенков

Ссылка на статью:



Данилов И.Д., Шило Н.А. Трансгрессивно-регрессивные циклы развития Арктического океана в позднем кайнозое // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1998. Том 6, № 6, с. 92-100.