

И.Д. ДАНИЛОВ

ДИНАМИКА УРОВНЯ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ АЗИАТСКОГО СЕКТОРА В ПОСЛЕДНИЕ 50 ТЫС. ЛЕТ

Общепризнан и не вызывает возражений тот факт, что уровень морей в плейстоцене и голоцене испытывал колебательные движения, приводя к их трансгрессиям и регрессиям. Свидетельства тому многочисленны, в том числе и в Арктике: понижающиеся к береговым линиям ряды террас на побережьях, затопленные прибрежно-морские и субаэральные формы рельефа на морском дне и т.д. Неясным, вместе с тем, остается и вызывает дискуссии вопрос о природе колебаний уровня морей, то, чем они обусловлены: эвстатическими, в том числе гляцио-эвстатическими, причинами - изменение емкости Мирового океана и его водной массы, или тектоническими колебательными движениями материковой окраины и прилегающих континентов, т.е. являются ли колебания уровня абсолютными, или они относительны. В доплейстоценовом кайнозое причины трансгрессий и регрессий связывают либо с изменением емкости океана, либо с воздыманием и опусканием прилегающих к нему частей материков. В отношении плейстоцена, в особенности его последнего отрезка, и голоцена преобладающей является точка зрения о гляцио-эвстатической природе трансгрессивно-регрессивных циклов: изменение объема водной массы Мирового океана и его уровня в связи с неоднократным возникновением и исчезновением покровных ледников на материках Северного полушария.

Среди геокриологов широкое признание получило положение, согласно которому многолетнемерзлые породы в широких масштабах образовывались на арктическом шельфе исключительно в этапы регрессий и его полного или частичного осушения, т.е. в субаэральных условиях. Субаквальные обстановки, соответствующие трансгрессиям, напротив, приводили к активной деградации мерзлых толщ, а те, что фиксируются на дне морей в настоящее время, являются реликтовыми [Жигарев и др., 1982; Фартышев, 1993 и др.]. При этом доминирующая роль в становлении современной криолитозоны арктического шельфа отводится регрессии конца позднего плейстоцена и последовавшей за ней трансгрессии. Обоим этим явлениям придается глобальный характер, природа их почти однозначно связывается с гляциоэвстатикой (рис. 1). Отсюда следует, что проявляться они должны были синхронно в различных прибрежных районах Мирового океана, а амплитуды колебания его уровня одинаковыми в тектонически стабильных регионах.

Все вышесказанное относится и к Арктическому океану, поскольку он сообщается с другими, в связи с чем кривые колебания уровня его морей коррелируются с кривыми, которым придается глобальный характер [Хопкинс, 1976; Фартышев, 1993; Holms, Creager, 1974; McManus et al., 1983; 1984]. Вместе с тем следует подчеркнуть, что почти все глобальные кривые построены на материалах по тропическим и субтропическим районам - Флорида, Бермудские и Багамские острова, о. Барбадос, Микронезия, Новая Зеландия и др., реже используются материалы по умеренным широтам, и нет ни одной кривой, основанной на данных по полярным регионам.

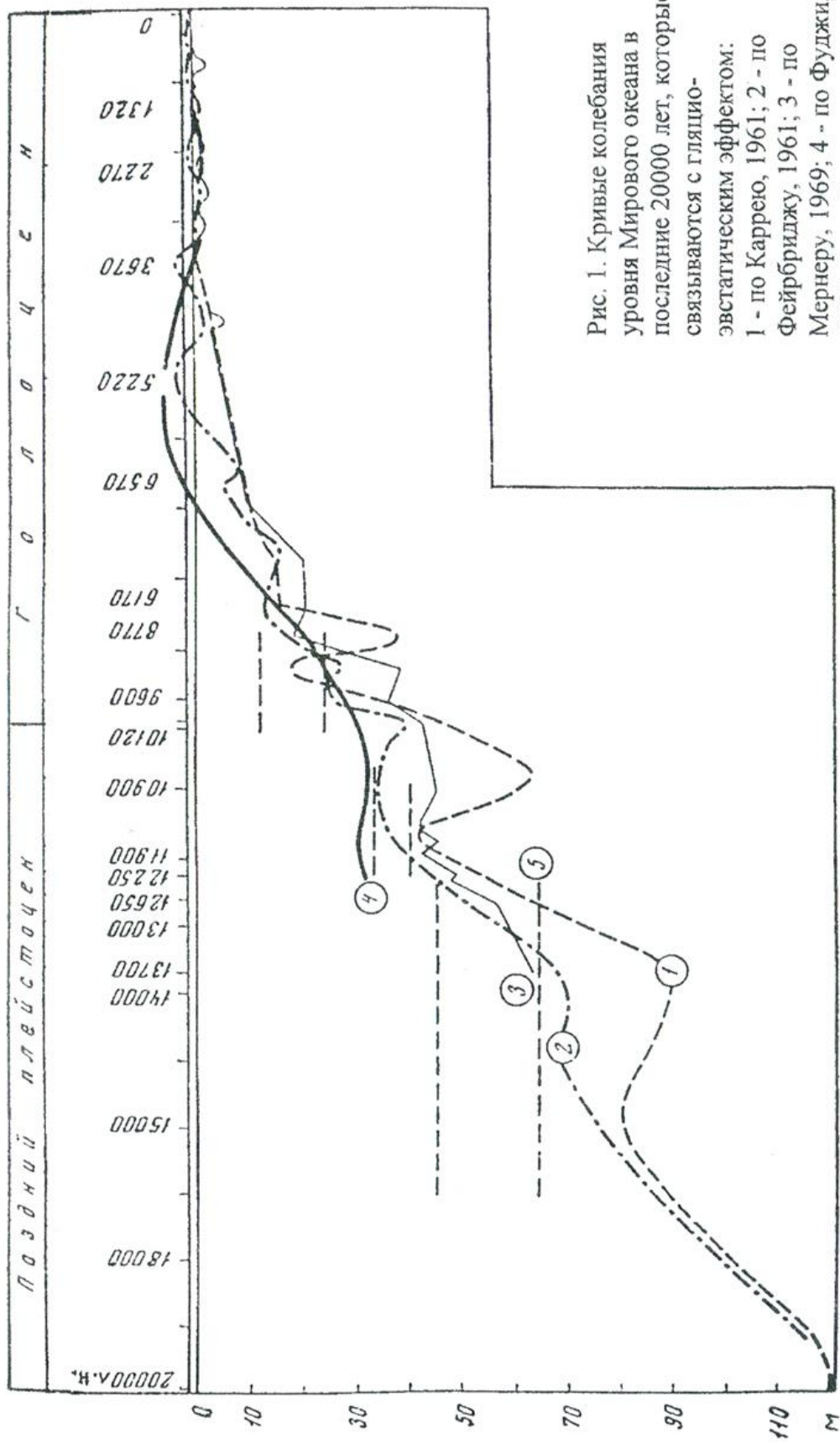


Рис. 1. Кривые колебания уровня Мирового океана в последние 20000 лет, которые связываются с гляцио-эвстатическим эффектом: 1 - по Каррею, 1961; 2 - по Фейрбриджу, 1961; 3 - по Мернеру, 1969; 4 - по Фуджи, 1969; 5 - стабилизация уровня

Несмотря на общую исходную концепцию, нет единого мнения о времени проявления максимальной стадии позднеплейстоценовой регрессии: 30, 25, 20, 18, 16 и 14 тыс. лет назад, но особенно сильно расходятся авторы в оценке амплитуды опускания уровня Мирового океана, хотя однозначно связывают его с изъятием влаги на постройку ледниковых покровов материков и шельфов мощностью 60, 70, 90, 100, 110, 120, 140 и даже 160-170 м. Вызывает также дискуссию характер последующей трансгрессии и особенно вопрос о том, когда был установлен современный уровень океана: либо шло направленное его повышение и он достиг нулевой отметки к настоящему времени, либо в ходе трансгрессии имело место его однократное или многократное превышение над современным уровнем вследствие глобальных потеплений климата Земли в голоцене и активизации таяния ледников (см. рис. 1). Перечисленные дискуссионные проблемы имеют непосредственное отношение к арктическим морям и формированию субаквальной криолитозоны.

Прежде всего, требует рассмотрения вопрос о масштабах позднеплейстоценовой регрессии в Арктике, поскольку понижение уровня моря здесь оценивается величинами в 110-120 м [Аксенов и др., 1987], в 100 м [Фартышев, 1993], в 90-100 м [Хопкинс, 1976], в 50 м [Жигарев и др., 1982] и минимально в 30-50 м [Данилов, Жигарев, 1977]. Авторы, придерживающиеся взглядов на гляциоэвстатическое понижение уровня арктических морей на 90-100 м и более, должны объяснить, где формировались те ледниковые покровы, на постройку которых якобы уходило такое огромное количество влаги из океана. Суммарный объем плейстоценовых континентальных ледников (Европейского, Лаврентийского, Сибирского, Кордильерского и др.) оценивался И.А. Суетовой [1968] в 33-35 млн. км³, что несколько превышает объем современного ледникового покрова Антарктиды (по разным оценкам от 21 до 30 млн. км). Более поздние исследования показали, что позднеплейстоценовое оледенение в Европе имело весьма ограниченные размеры [Герасимов, Величко, 1982]. Поэтому даже если принять не очень обоснованные реконструкции суперкрупных размеров Лаврентьевского покрова, возникновение позднеплейстоценовых ледников не в состоянии было обеспечить понижение уровня океана на величину более 70-80 м. Для выхода из данной ситуации была предложена гипотеза о Панарктическом ледниковом покрове [Denton, Hyghes, 1981] общим объемом около 60 млн. км³, чем объяснялось понижение уровня Мирового океана на 120 м. Но в этом случае арктический шельф оставался бы подо льдом весь этап позднеплейстоценовой регрессии и частично последующей трансгрессии, т.е. согласно наиболее принятым взглядам с 18-20 до 9-10 тыс. лет назад, а по некоторым представлениям до 5-6 тыс. лет назад. Причем, если авторы гипотезы первоначально распространяли ее только на западный сектор арктического шельфа Евразии (Баренцево-Карскоморский), то позднее стали утверждать, что гипотетические ледники покрывали также шельф в пределах морей Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского, Бофорта и Берингова [Гросвальд, 1988].

Оставляя сейчас в стороне дискуссию о масштабах позднеплейстоценового оледенения в Арктике, отметим, тем не менее, что если принять точку зрения о глобальном шельфово-континентальном Панарктическом ледниковом покрове, то по существу ни о какой динамике уровня арктических морей в конце позднего плейстоцена и начале голоцена речи быть не может, поскольку их тогда просто бы не существовало.

Соответствующей должна быть принципиальная схема формирования современной криолитозоны арктического шельфа. Поэтому следует сразу оговорить, что дальнейшие построения исходят из альтернативной концепции, согласно которой арктический шельф в последний криохрон плейстоцена на основной площади был свободен от ледников [Данилов, 1982; 1985; 1987 и др.]. В связи с этим обстоятельством не рассматриваются и основанные на гляциоэвстатической гипотезе варианты понижения уровня моря на 90-100 м и более.

Приводимые далее палеорекострукции базируются прежде всего на конкретном фактологическом материале по арктическим морям, что позволяет достаточно полно и

корректно восстановить их историю и динамику уровня в последние 50 000 лет, для которых имеются датировки возраста событий радиоуглеродным методом (по ^{14}C).

Представительные данные, характеризующие наиболее ранний этап Рассматриваемого интервала времени, получены для каргинской трансгрессии, которая сформировала на многих равнинных побережьях Арктики хорошо выраженную аккумулятивную террасу. Для решения вопроса о масштабах и возрасте трансгрессии целесообразно обратиться к стратотипическому району распространения каргинской террасы. Это приустьевая часть р. Енисей близ мыса Каргинского, где она впервые была выделена и изучена В.Н. Саксом. Терраса имеет здесь ингрессионный характер распространения и заходит вверх по течению притоков главной реки, абсолютные высоты ее поверхности - 30-35 м. Район является переходным от Западно-Сибирской к Северо-Сибирской равнинам, поэтому высоту террасы можно считать репрезентативной. В основании ее видимого разреза залегают фаунистически охарактеризованные пески, отражающие трансгрессивную фазу развития седиментационного бассейна (рис. 2). Наряду с раковинами они содержат прослой аллохтонного торфа и растительного детрита, возраст которых по ^{14}C от 42 до 35 тыс. лет. Средняя, основная часть разреза террасы сложена неслоистыми глинами и суглинками с крупнообломочными включениями, фауной моллюсков и фораминифер, а также ленточнослоистыми глинами - фации максимальной стадии развития трансгрессии. Полученные для них радиоуглеродным методом датировки возраста по карбонатному веществу диагенетических конкреций и раковинам моллюсков равны или близки 30 000 лет [Данилов, 1987]. В верхах разреза террасы присутствуют пески и супеси с прослоями аллохтонного торфа - возраст около 28 000 лет, они фиксируют начало регрессии бассейна седиментации. Наконец, торфяники с пнями деревьев близ поверхности террасы имеют возраст 15 300 лет. Наиболее древние датировки возраста морских каргинских отложений низовьев Енисея - около 43 000, однако они не охватывают основания разреза террасы, самые молодые - 24-25 тыс. лет [Данилов, 1987]. Таким образом, время формирования террасы и, следовательно, каргинской трансгрессии, - ограничено вполне определенными возрастными рамками: в трансгрессивную фазу своего подъема уровень моря достиг современной отметки примерно 40-42 тыс. лет назад (начало процесса можно датировать, вероятно, 50-55 тыс. лет назад), около 30 тыс. лет назад наступил максимум трансгрессии, когда уровень водоема превышал современный минимум на 30-35 м (рис. 3). Затем началась послекаргинская, т.е. сартанская, регрессия, в ходе которой уровень моря достиг современного положения примерно 24-25 тыс. лет назад.

Исходя из указанных данных легко вычислить скорости подъема и опускания уровня моря: 2,3-2,5 мм в год в первом случае и 5-7 мм в год во втором. Полученные величины близки к скоростям проявления новейших колебательных тектонических движений континентов в других регионах с равнинным рельефом и в другие временные интервалы кайнозоя. Они не требуют для своего объяснения сверхвысоких темпов гляциоэвстатике.

Рассматривая вопрос о динамике уровня моря в каргинскую трансгрессию, нельзя не отметить того факта, что высота соответствующей ей террасы меняется в различных в структурно-тектоническом отношении регионах. В предгорьях Бырранга, например, абсолютная высота террасы достигает 50 м. Следовательно, колебания уровня моря проявлялись здесь с большей скоростью, чем на прилегающих равнинах, т.е. они относительноны, что подтверждает тектоническую природу трансгрессии. На низменных побережьях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, напротив, высота террасы меньше: от 15 до 20-25 м [Плахт, 1979; Фартышев, 1993]. Вычисленные на основе вышеприведенных датировок возраста событий скорости колебания относительного уровня моря здесь составляют всего от 1 -2 до 5 мм в год. Поскольку терраса имеет на прибрежных низменностях площадное распространение и максимально удалена от берега на 100-150 км, можно вычислить скорости перемещения береговой линии в

горизонтальных направлениях: 8-17 м в год при наступании моря и 20-30 м в год при его отступании. На низменных побережьях Чукотского моря отложения, сопоставимые с каргинскими, слагают аккумулятивную лагунно-морскую террасовую поверхность, а также наиболее древние баровые постройки с абсолютными высотами до 10-12 м [Данилов, 1980]. К сожалению, количество радиоуглеродных датировок возраста отложений невелико. Для Валькарайской низменности Чукотки имеется дата 33 700±880 лет [Тараканов и др., 1974], на северном побережье Аляски в районе мыса Барроу получены несколько дат: 36-37, 31,4 и 25,3 тыс. лет [Sellmann and Brown, 1973]. Следовательно, повышение и затем понижение относительного уровня Чукотского моря на его побережьях в каргинскую трансгрессию было минимальным: около 1 и 2 мм в год соответственно. Ширина распространения террасовой поверхности на северной Чукотке ограничена 10-15 километрами, из чего следует, что скорости перемещения береговой линии в горизонтальном направлении составляли всего 1-3 м в год.

Для того, чтобы восстановить динамику уровня арктических морей в послекаргинское время, необходимо решить прежде всего вопрос о масштабах сартанской регрессии. Выше уже приводились, основанные на гляциоэвстатической гипотезе, взгляды на этот счет. Решение может быть осуществлено двумя способами: выяснением положения подошвы раннеголоценового аллювия в устьевых частях рек, т.е. глубины их предголоценового вреза в береговой зоне, и данными по затопленным береговым формам рельефа и континентальным отложениям, находящимся на морском дне. Глубины вреза крупнейших рек таковы: Обь - около 30 м, Енисей и Лена - 50 м. Отсюда может быть сделан вывод, что именно на эти величины опускался уровень морей, в которые впадают названные реки (за вычетом глубины их самих). Однако на дне Карского моря затопленные доголоценовые речные долины прослеживаются до глубин 100 м и более.

С другой стороны нет уверенности, что возраст их сартанский, а не более древний, плейстоценовый или неогеновый. Фрагменты понижений, принимаемых за речные палеодолины, опускаются до глубин 200-300 м и более. Например, Восточно-Новоземельский желоб, который согласуется с долиной пра-Оби, имеет глубины до 350-500 м. Конечно, - это древняя форма, которая в силу особых гидродинамических условий практически не заполняется более молодыми осадками, мощность их составляет всего 20-30 м [Аксенов и др., 1987].

Хорошо диагностируются затопленные береговые формы рельефа и террасовые поверхности на дне морей восточного сектора Арктики. В пределах Чукотского моря затопленные береговые линии и привязанные к ним палеодолины рек фиксируются по данным одних исследователей на глубинах 42-44, 38-40, 30-35, 25-27, 18-22 и 15 м [Морозова и др., 1979]; по данным других - 52, 40-41, 36, 30, 20-24 и 10-12 м [Хопкинс, 1976; McManus, Creager, 1984]. На основе радиоуглеродных датировок возраста прибрежно-дельтовых отложений и морских глинистых илов с микрофауной фораминифер можно констатировать, что наиболее низкие отрицательные формы рельефа морского дна с глубинами до 52 м (долина Хоуп) были затоплены ранее 16 000 лет назад, а поверхности, ограниченные изобатой 41 м, ранее - 14 600 лет назад [McManus, Creager, 1984]. Для осадков, заполняющих долину Хоуп (глубины моря 38 и 30 м) имеются даты 13 000 и 11 800 лет соответственно [Хопкинс, 1976]. Оценивая значимость датировок возраста осадков Чукотского моря, следует отметить, что все они приурочены к отрицательным элементам рельефа дна, направление которых соответствует ориентировке основных линеаментов, т.е. тектонически предопределено. Поэтому указанные датировки вряд ли можно считать достаточно репрезентативными.

Наиболее хорошо диагностированы и изучены затопленные береговые линии и аккумулятивные прибрежные формы рельефа на дне морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Они зафиксированы на глубинах 50-55, 40-45, 30-35, 20-25 и 10-15 м. Два наиболее глубоких уровня в море Лаптевых (в его северо-восточной части) имеют характерное строение голоценовых осадков (вскрыты на глубину 117 см) под

приповерхностным слоем морских фаунистически охарактеризованных глинистых илов мощностью до 25 см залегают по границе резкого несогласия алевроиты и пески с флористическими остатками в виде обломков древесины и растительного детрита, не содержащие фауны фораминифер. Они интерпретируются как прибрежно-дельтовые отложения пра-Яны. По растительным остаткам получены 4 датировки возраста радиоуглеродным методом: 18 400, 15 000, 14 200 и 11 040 лет назад [Holms, Creager, 1974]. Авторы признают репрезентативной датировку 14 200 лет, а другие возможно ошибочными из-за загрязнения осадков привнесенным углеродом. Но в этом случае скорее произойдет «омоложение» датировок, а не удревнение. Репрезентативной датировку в 14 200 лет авторов вынуждает считать привязка положения уровня моря на изобатах -50-40 м к общей гляциоэвстатической кривой, согласно которой уровень Мирового океана 18-20 тыс. лет назад должен был находиться на глубинах 100-120 м или более.

Если же отвлечься от глобальной кривой, то репрезентативной следует признать наиболее древнюю датировку - 18 400 лет, которая и фиксирует, вероятнее всего, положение уровня моря в это время на глубинах 40-50 м в восточноазиатском секторе арктического шельфа. Стабилизация уровня на глубинах 50-55 м может быть датирована 18-20 тыс. лет назад, а на глубинах 40-45 м - 16-18 тыс. лет назад (см. рис. 3). Террасовые уровни на глубинах 30-35 и 20-25 м не имеют датировок абсолютного возраста. Для самого высокого и молодого уровня на изобатах 10-15 м получена дата $10\,250 \pm 270$ лет по окатанному обломку древесины, обнаруженному в глинах на глубине 11,2 м от поверхности дна при бурении в проливе Санникова [Фартышев, 1993]. По мнению автора, материал для анализа достаточно надежен - обломок крупный, сохранность хорошая, поэтому можно принять, что стабилизация уровня моря на глубинах 10-15 м произошла 10-12 тыс. лет назад (без учета глубины залегания самого обломка).

На основе вышеизложенного общая амплитуда падения уровня моря в конце позднего плейстоцена составила в восточной части арктического шельфа Азии 80 м (от +25 до -55 м), оно продолжалось 10-12 тыс. лет (от 30 до 18-20 тысяч лет назад). Следовательно, средняя скорость понижения уровня составляла 7-8 мм в год - величина немалая для равнинных территорий, но она минимум в два раза меньше той, которая получится, если допустить понижение уровня моря на 120-140, а тем более 160 м. При коррелировании событий истории арктических морей с глобальной гляциоэвстатической кривой в отдельные этапы допускается скорость вертикального перемещения уровня моря до 35 мм в год [Аксенов и др., 1967].

Для реконструкции динамики уровня арктических морей в этап его подъема необходимо восстановить их палеогеографическое развитие в голоцене. Разнообразные данные свидетельствуют о наличии голоценовых трансгрессивно-регрессивных циклов: низкие морские и лагунно-морские террасы на побережьях, бары, а также чередование по разрезу донных осадков существенно отличающихся друг от друга комплексов микрофауны и микрофлоры [Аксенов и др., 1987; Полякова, 1989 и др.]. На северном побережье Чукотки голоценовые баровые постройки и террасы имеют абсолютные высоты до 4-5 м [Данилов, 1980], на побережье моря Лаптевых террасы, относимые к голоцену, фиксируются на высотах 2-3, 5-7 и 10-11 м [Шахт, 1979; Фартышев, 1993]. На побережье Карского моря голоценовые эстуарно-морские отложения с микрофауной фораминифер слагают приповерхностную часть террас на абсолютных высотах 10-12 м [Данилов, Полякова, 1986]. Максимум голоценовой трансгрессии датируется обычно 5-7 тыс. лет назад. Следовательно, временной интервал который соответствует подъему уровня моря, примерно равен 13 тыс. лет: от 18-20 (в среднем 19) до 5-7 (в среднем 6) тыс. лет назад, а амплитуда поднятия составляет 65 м (от -55 до +10 м). Исходя из этих расчетов, скорость подъема уровня моря равна 5 мм в год. Представляет интерес ее сравнение с данными по современным морям.

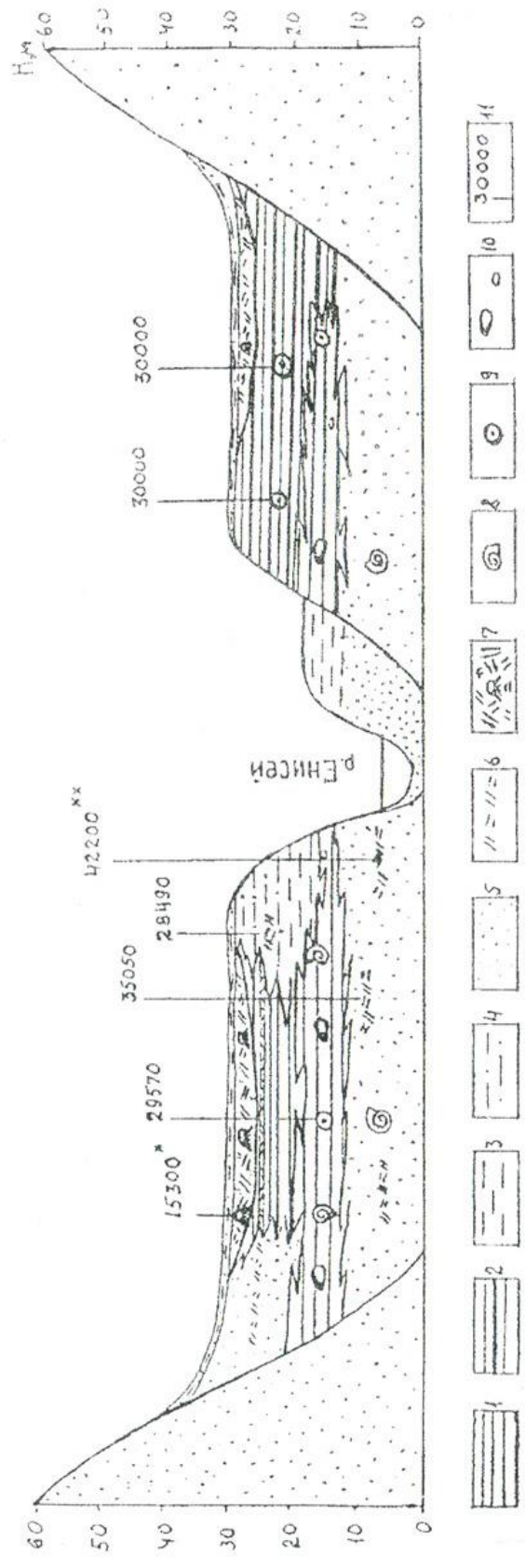


Рис. 2. Стрoение каргинской террасы в стpаготипическом районе распространения в приустьевой части р. Енисей и датировки возраста слагающих ее отложений по ^{14}C :
 1 - глина и суглинок неслоистые; 2 - глина ленточнослоистая; 3 - алеврит; 4 - супесь; 5 - песок;
 6 - прослой торфа и растительного детрита; 7 - торфяники с остатками древесины; 8 - раковины морских моллюсков и фораминифер; 9 - карбонатные диагенетические конкреции; 10 - валуны и галька; 11 - даты
 Примечание: x - дата получена Н.В. Кинд; xx - дата получена В.А. Зубаковым

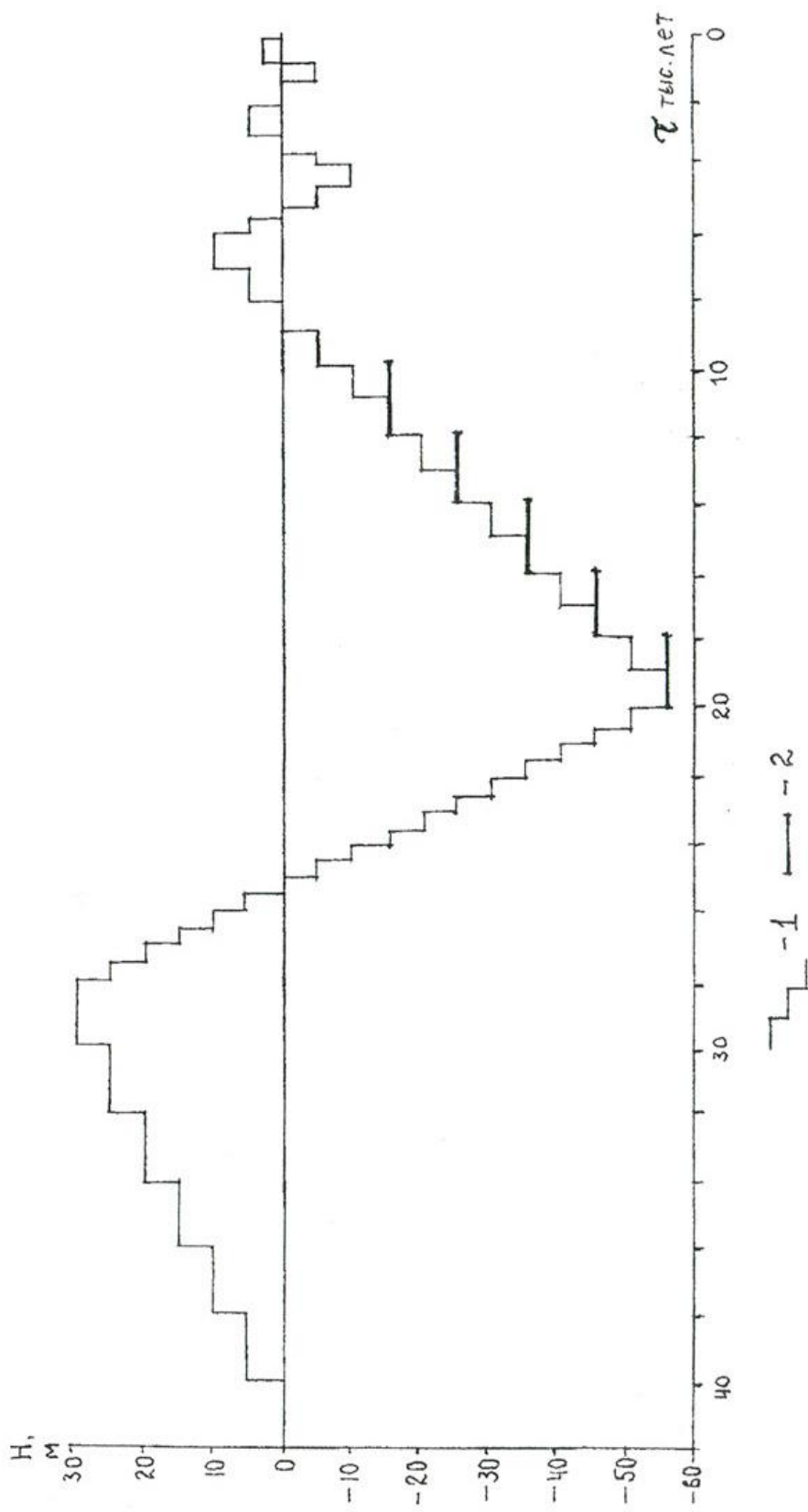


Рис. 3. Кривая, отражающая динамику изменения относительного уровня морей азиатского сектора арктического шельфа России в конце позднего плейстоцена и голоцене:
 1 - осредненные скорости (вертикальные смещение по 5 м); 2 - этапы стабилизации уровня в трансгрессивную фазу 20 - 9 тысяч лет назад

Наблюдения за изменением уровня морей на их побережьях в текущем столетии (1900-1970 гг.) свидетельствуют, что оно неодинаково в различных районах [Клиге, 1980]. Подъем уровня со скоростью до 2 мм/год происходит на 46,2% побережий, на 14,3% она составляет более 2 мм/год, остальное - побережья со стабильным или понижающимся уровнем. В Арктике картина следующая. На побережьях Карского и Чукотского морей уровень находится в стабильном положении, т.е. изменяется в пределах 1 мм/год. На побережьях Восточно-Сибирского моря фиксируется поднятие уровня со скоростью до 2 мм/год, а на побережье моря Лаптевых к востоку от устья Лены, напротив, опускание с той же скоростью. Поднятие уровня со скоростью более 2 мм/год характерно для побережий Баренцева моря, в том числе и для низменных территорий северо-востока Русской равнины.

Для моря Лаптевых имеются расчеты скорости горизонтального перемещения береговой линии во время трансгрессии: до 350 м/год в пределах шельфа и до 1200 м/год в пределах приморских низменностей [Арз, 1983]. Применяя принятые в вышеприведенных расчетах временные параметры, получим иные величины. Изобата -50 м в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском на большом протяжении находится от берега на расстоянии 500-550 км (до устья Яны, Индигирки, Колымы). Уровень моря в ходе его подъема достиг нулевой отметки около 9-10 тыс. лет назад. Следовательно, скорость его горизонтального перемещения в пределах шельфа достигала порядка 45-55 м/год. На участках шельфа, где изобата -50 м удалена от берега на 200-300 км - западная часть моря Лаптевых, восточная часть Чукотского моря, скорость латерального перемещения береговой линии во время трансгрессии колебалась от 20 до 30 м/год, а в море Бофорта составляла всего 7-10 м/год, поскольку изобата -50 м здесь подходит к берегу на расстояние 75-100 км. Полученные значения перемещения береговой линии превосходят наблюдаемые в настоящее время скорости отступления термоабразионных берегов (от 3-5 до 10-15 м/год в среднем), но в целом порядок цифр одинаков. Скорости в 350-1200 м/год получены на основе соотношения высоких скоростей подъема уровня моря по гляциоэвстатическим кривым и уклонов местности на шельфе и низменностях [Арз, 1983]. Однако нет уверенности, что уклоны дна палеоморей соответствовали современным, а о гляциоэвстатических кривых уже говорилось выше.

Колебания уровня арктических морей во второй половине голоцена имели небольшую вертикальную амплитуду (10-20 м) и были непродолжительными во времени (1-3 тыс. лет). Судя по глубине залегания подошвы отложений молодых баров на северном побережье Чукотки, уровень моря примерно 4 тыс. лет назад опускался на глубину 10-12 м, а затем около 2-3 тыс лет назад превышал современный на 3-5 м [Данилов, 1980]. Данные по северному побережью Аляски в районе мыса Барроу свидетельствуют, что формирование молодых баров продолжалось до 2650 лет назад [Sallmann and Brown, 1973]. В последующем происходило с небольшими колебаниями снижение уровня до современного положения.

Рассчитанные на основе приведенных данных скорости опускания и подъема уровня моря составили 10 и 7,5 мм/год соответственно. Эти значения равны или превосходят те, которые получены для конца позднего плейстоцена и начала голоцена. Вместе с тем, нет никаких оснований связывать колебания уровня моря за последние 4 тысячи лет с гляциоэвстатикой, поскольку в это время не фиксируется существенных потеплений климата. Напротив, с похолоданием конца голоцена связывается возникновение приповерхностного слоя вечной мерзлоты в районах, где предполагается ее деградация в климатический оптимум голоцена.

Таким образом, главный фактор, определявший динамику уровня арктических морей в последние 50 тыс. лет, - тектонические колебательные движения шельфа и прилегающей суши, вероятно сочетавшиеся с эвстатическим изменением емкости Мирового океана. Гляциоэвстатический фактор также участвовал в динамике процесса, но не в тех масштабах, которые ему обычно придаются. По нашим оценкам оледенение

континентов Сварного полушария в конце позднего плейстоцена составляли: наземные 5-6 млн км³, подземные льды - около 1 млн км³, чем обеспечивался гляциоэвстатический эффект не более 20 м [Данилов, 1982].

Сочетание тектонически обусловленных регрессий Полярного бассейна и гляциоэвстатического понижения уровня Мирового океана не было случайным [Данилов, 1982; 1985]. Именно в результате регрессий осушались Огромные территории арктического шельфа, увеличивалась степень изоляции Полярного бассейна, что приводило к его выхолаживанию и похолоданию климата на прилегающих территориях. Следствием было увеличение размеров наземного оледенения преимущественно в областях его современного развития - Скандинавия, арктические острова, Полярный Урал, Пutorана, горы северо-востока России, Аляска. Основная же площадь осушенного шельфа и прилегающих с юга равнин являлась ареной развития комплекса мерзлотных процессов и формирования субаэрально-криогенных толщ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований, проект № 96-05-65854.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С. и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1987. 277 с.
2. Арэ Ф.Э. Роль термоабразии в развитии криолитозоны арктического шельфа Евразии в поздне- и послеледниковое время. // Проблемы геоэкологии. М.: Наука, 1984. С. 195-201.
3. Герасимов И.П., Величко А.А. Современные ведущие направления исследований по палеогеографии антропогена СССР // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1982. №4. С. 6-17.
4. Гросвальд М.Г. Оледенение антарктического типа в Северном полушарии (на пути к новой глобальной ледниковой теории) // Мат-лы гляциол. исследований. М.: ВИНТИ, 1988. вып. 63. С. 3-25.
5. Данилов И.Д. [Кайнозой арктического побережья Чукотки](#) // Изв. АН СССР. Сер. геологич., 1980. № 6. С. 53-62.
6. Данилов И.Д. [Проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий в позднем кайнозое](#) // Водные ресурсы, 1982. № 3. С. 119-135.
7. Данилов И.Д. [Развитие континентальной окраины северной Евразии в позднем кайнозое](#) // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 48-57.
8. Данилов И.Д. К гипотезе покровного оледенения арктического шельфа и прилегающих равнин севера Евразии // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1987. №2. С. 80-88.
9. Данилов И.Д., Жигарев Л.А. Криогенные породы арктического шельфа // Мерзлые породы и снежный покров. М.: Наука, 1977. С. 17-26.
10. Данилов И.Д., Полякова Е.И. Климат и подземные льды на севере Западной Сибири в позднем плейстоцене-голоцене // Мат-лы гляциология, исследований, 1986. № 55. С. 61-65.
11. Жигарев Л.А., Суходольская Л.А., Чернядьев В.П. Криолитозона арктических морей в позднем плейстоцене и голоцене // Вестн. МГУ, сер. геогр., 1982. № 4. с. 93. Деп. ВИНТИ, № 1455, от 30.03.1982.
12. Клинге Р.К. Уровень океана в геологическом прошлом. М.: Наука, 1980. 325 с.
13. Морозова Л.Н., Бирюков В.Ю., Волкова Н.А. Основные черты истории развития шельфа Чукотского моря в послеледниковое время // Исследования прибрежных равнин и шельфа арктических морей. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. С. 75-80.
14. Плахт И.Р. Стратиграфия и генезис кайнозойских отложений восточного побережья моря Лаптевых // Исследования прибрежных равнин и шельфа арктических морей. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. С. 47-60.

15. Полякова Е.И. Стратиграфия позднеплейстоценово-голоценовых осадков Берингийского шельфа по комплексам диатомей // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск: Наука, 1989. С. 161-166.
16. Суетова И.А. Основные морфометрические характеристики Антарктиды // Результаты исслед. по междунар. геофизич. проектам. М.: Наука, 1968. 72 с.
17. Тараканов Л.В., Каплин П.А., Курсалова В.И. [Строение и абсолютный возраст новейших отложений Валькарайской низменности \(Северная Чукотка\)](#) // Доклады АН СССР, 1974. Т. 216, № 5. С. 1128.
18. Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: Наука, 1993. 135 с.
19. Хопкинс Д.М. [История уровня моря в Берингии за последние 250 000 лет](#) // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 9-23.
20. Denton G.N., Hyghes T.J. The Last Great Ice sheet. New-York: Walley, 1981. 484 pp.
21. Holms M.I., Creager J.S. [Holocene History of the Laptev Sea Continental shelf](#) // Marine geology and oceanography the Arctic Seas. Berlin, 1974. P.210-229.
22. McManus D.A., Creager J.S., Echols R.J., Holms M.L Holocene transgression on the Arctic rank of Beringia: Chukchi valley to Chukchi estuary to Chukchi Sea // Quaternary - Coastlines and Marine Archaeology. London: pergamon, 1983. P.365-388.
23. McManus D.A., Creager J.S. Sea-level date for parts of the Bering-Chukchi Shelves of Beringia from 19000 to 10000 ¹⁴C yr. B.P. // Quat. Res. 1984. Vol.21. P.317-325.
24. Sellmann P.V., Brown R.J.E. Stratigraphy and Diagenesis of Perennially Frozen Sediments in the Barrow, Alaska Region // Second International Conference. National Academy of Sciences. Washington, D.C., 1973 P. 171-181.

Ссылка на статью:



Данилов И.Д. Динамика уровня арктических морей азиатского сектора в последние 50 тыс. лет // Динамика Арктических побережий России. М.: Географический ф-т МГУ, 1998. С. 116-130.