

УДК 551.24

ПОСЛЕДНЯЯ ПЛАНЕТАРНАЯ ТРАНСГРЕССИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА: ГЛЯЦИОЭВСТАЗИЯ ИЛИ ТЕКТОНИКА?

© 2020 г. Р. Б. Крапивнер*

Гидрогеологическая и геоэкологическая компания ЗАО “ГИДЭК”,
ул. 15-ая Парковая, д. 10А, 105203 Москва, Россия

*e-mail: Krapivner@inbox.ru

Поступила в редакцию 21.11.2019 г.

После доработки 29.02.2020 г.

Принята к публикации 24.03.2020 г.

В статье обосновывается вывод о тектонической природе последней планетарной трансгрессии Мирового океана. Он базируется на результатах морских исследований, в которых получены полные разрезы осадков трансгрессии, отделенные от их субстрата диахронной границей стратиграфического несогласия или начинающиеся литоральными фациями. Радиоуглеродное датирование таких разрезов на разных уровнях позволило вычислить среднюю скорость относительного повышения уровня моря с помощью построения графиков радиоуглеродный возраст осадков—глубина от поверхности дна. Построения были выполнены на трех опорных площадях — подводный склон о. Барбадос, шельф Северного моря и шельф Баренцева моря. Выявлено, что в разных пунктах одной и той же акватории средние скорости относительного повышения уровня моря различаются иногда на порядок величины, что несовместимо с эвстатической природой трансгрессии. Максимальные амплитуды трансгрессии в Баренцевом море и Северном море в несколько раз превышают допустимую гляциоэвстазией амплитуду. Предполагается, что тектоническое погружение земной коры, обусловленное планетарным характером последней морской трансгрессии, наложилось на ее погружение, связанное с незавершенностью формирования самых молодых океанических впадин планеты, расположенных севернее подводного Гренландско-Шотландского хребта.

Ключевые слова: относительное повышение уровня моря, гляциоэвстазия, тектоническое погружение, радиоуглеродное датирование, U–Th датирование, перерыв в осадконакоплении

DOI: 10.31857/S0016853X20040050

ВВЕДЕНИЕ

По современным представлениям последняя планетарная трансгрессия Мирового океана, максимальная амплитуда которой обычно оценивается величиной ~120 м, началась, в соответствии с радиоуглеродными датировками, 15–18 тыс. лет назад. Ее первые геологические признаки литоральные (или континентальные) отложения, залегающие на изобатах до 120 м, стали известными еще в XIX в., когда понятия новейшая тектоника не существовало. Естественно, что поэтому планетарный характер трансгрессии, учитывая ее хронологическую связь с эпохой деградации последнего материкового оледенения, объяснялся гляциоэвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. Считается, что в последнюю ледниковую эпоху уровень поверхности океана понижался из-за перехода значительного объема воды в твердую фазу, а затем снова повышался из-за ее возвращения в океан при деградации ледников. При этом, средняя скорость относительно подъема уровня моря, учитывая продолжительность и максимальную амплитуду трансгрессии,

достигала 0.7–0.8 см/год. Положение не изменилось и после появления сведений о неотектонической активности земной коры, поскольку случаи ее погружения со столь высокими скоростями, тем более — на пассивных континентальных окраинах, — неизвестны. Сохранению положения способствовала и исторически сложившаяся методика интерпретации результатов радиоуглеродного датирования слабо уплотненных осадков последней морской трансгрессии.

Для радиоуглеродного анализа, на котором базируется изучение хронологии последнего гляциоэвстатического подъема уровня моря, используется материал, характеризующий прибрежные, или субаэральные, условия:

- раковины литоральных моллюсков;
- литоральные кораллы, обитающие на глубинах не более первых метров;
- оолиты;
- автохтонный торф и т.п.

Полученные датировки фиксируют гипсометрическое положение и радиоуглеродный возраст иско-

паемой береговой зоны в каком-либо конкретном пункте шельфа. В многочисленных публикациях, посвященных развитию последней планетарной трансгрессии, различающиеся по возрасту датировки низкого гипсометрического положения ископаемой береговой зоны, полученные в пунктах наблюдения, разделенных значительным расстоянием (до десятков километров и более), наносятся на единый график относительного подъема уровня изучаемой акватории во времени. Эта методика корректна только для эвстатического повышения уровня моря, так как альтернативное тектонически обусловленное погружение морского дна происходило бы с разной скоростью в разных местах. Следовательно, при построении таких синтетических графиков земная кора по умолчанию предполагается незыблемой [7] и, хотя хронологическое подобие таких графиков во многих акваториях мира указывает на планетарный характер последней морской трансгрессии, вывод о ее гляциоэвстатической природе является предположением по следующим причинам.

Максимальная амплитуда понижения уровня океана, соответствующая времени предполагаемого ледникового максимума, не установлена независимыми геологическими методами, но рассчитана по величине прироста объемов глетчерного льда в период последнего оледенения. Эти расчеты базируются на данных о площадях распространения и мощностях плейстоценовых ледниковых покровов, которые часто пересматриваются из-за своей неоднозначности [6]. В последние десятилетия для определения экстремальных уровней гляциоэвстатических регрессий моря используется периодическое изменение соотношения стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в раковинах фораминифер [35]. Однако, в интерпретацию результатов измерений уже заложено предположение о гляциоэвстатическом происхождении колебаний уровня океана. Главная роль в изменении $\delta^{18}\text{O}$ отводится поступлению в океан пресной воды при таянии ледников, тогда как увеличению температуры воды придается второстепенное значение.

Следующим фактором, определяющим гипотетичность концепции гляциоэвстатизации, является относительный характер изменения гипсометрической позиции ископаемой береговой линии в период последней трансгрессии, поскольку причиной ее современного низкого положения может быть как подъем уровня моря, так и противоположное по знаку движение морского дна, которое не может быть обнаружено синтетическими графиками. Проблема не имела однозначного решения, поскольку существовавшие методы не обеспечивали сведений о скорости относительного повышения уровня моря в каждом конкретном пункте.

Между тем, термин “эвстазия”, предложенный Э. Зюссом, по уточненному определению У.Г. Бухера означает одномасштабное и одновре-

менное на всех материках положительное или отрицательное движение береговой линии [12]. По определению Э. Зюсса эвстатические колебания уровня Мирового океана происходят не только синхронно во всех акваториях, но и с одинаковой скоростью на различающихся по геологической структуре участках, тогда как тектонические движения земной коры по знаку и скорости их проявления всегда в большей или меньшей степени дифференцированы по латерали.

Определить среднюю скорость относительного повышения уровня моря или (по альтернативной концепции) погружения поверхности морского дна можно лишь в полных разрезах последней морской трансгрессии при соблюдении двух условий:

- Эти разрезы отделены от подстилающих отложений субаэральным перерывом в морском осадконакоплении или начинаются фациями, формировавшимися вблизи уровня моря (литеральные кораллы, осадки приливно-отливной береговой зоны и т.п.);

- Осадки трансгрессии (сублитеральные) датированы методами абсолютной геохронологии, с помощью которых определен условный геологический “момент” начала относительного повышения уровня моря, т.е. первая от поверхности дна граница перерыва в морском осадконакоплении.

В искусственных геологических разрезах, обеспечивающих выполнение упомянутых условий, средняя скорость относительного повышения уровня моря с достаточной в масштабе геологического времени точностью может быть определена путем радиоуглеродного датирования любых синхронных осадкам морских организмов, а не только фауны или флоры, обитающей в береговой зоне. Предшествовавший последней морской трансгрессии период субаэрального развития позволяет считать, что за время, прошедшее после ее начала (T_0), море достигло его нынешней глубины H_s , и накопились осадки мощностью m . Средняя скорость относительного подъема уровня определяется делением суммы $(H_s + m)$ на T_0 .

Результаты радиоуглеродного датирования молодых морских осадков Карибского, Северного и Баренцева морей могут представлять научный интерес для установления природы последней планетарной трансгрессии Мирового океана.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Поставленная задача решалась с помощью построения в каждом разрезе графиков радиоуглеродного возраста осадков—глубины от поверхности дна, т.е. графиков возраст—глубина для краткости. Осью абсцисс на графиках служит шкала радиоуглеродного времени, а осью ординат является глубина от поверхности морского дна. Увеличение глубины моря в процессе его трансгрессии, как правило, сопровождается уменьшением ско-

рости осадконакопления, т.е. сгущением изохрон, в связи с последовательным удалением области сноса, поэтому графики возраст–глубина имеют вид кривой, наклон которой к горизонтали, обычно, плавно уменьшается вверх по разрезу по направлению к нулю шкалы времени. Подошва осадков последней трансгрессии диагностировалась по скачкообразному увеличению возраста отложений между двумя близкими по гипсометрическому положению датировками, которое ниже по разрезу, чаще всего, сопровождается изменением наклона графика. Абсцисса точки пересечения кривой с горизонтальной линией, делящей вертикальное расстояние между датировками пополам, и принималась при отсутствии уточняющих данных за радиоуглеродный возраст начала последней морской трансгрессии. К уточняющим данным относятся:

– резкое снижение содержания иловой воды, сопровождаемое скачкообразным увеличением объемной плотности и механической прочности отложений субстрата;

– присутствие в рассматриваемом отрезке геологического разреза литологической границы или осадков, накопившихся вблизи уровня моря (фашии приливной литорали, литоральные кораллы и пр.).

Амплитуда скачкообразного увеличения датировок на границе между осадками последней трансгрессии с их субстратом изменяется от тысячи до нескольких десятков тысяч лет, а с учетом уран-ториевых, термолюминесцентных и палеомагнитных измерений возраста гораздо больше. [5]. Развитие морских акваторий в плейстоцене и осадконакопление за последние 25 тысяч радиоуглеродных лет (эпоха последнего оледенения и голоцен) обычно считается непрерывным. Это позволяет решать палеогеографические проблемы с помощью построения графиков, которые иллюстрируют изменение различных палеогеографических показателей, таких как соотношение во времени стабильных изотопов кислорода и углерода, состав ископаемой фауны, флоры и т. п. Анализ приведенных на подобных графиках палеогеографических показателей, учитывающий скачкообразное увеличение возраста, показал, что в интервале 0–25 тыс. лет этот скачок в разрезах, датированных на разных уровнях, отображает перерыв в осадконакоплении [5]. Осадконакопление во всех случаях возобновляется не ранее 14.3 тыс. лет назад. Возможная ошибка не превышает 1–2%.

Поскольку осадки последней трансгрессии нередко начинаются литоральными фашиями, накопление которых компенсировало относительное повышение уровня моря, графики возраст–глубина экстраполировались:

• вниз — до пересечения с современным гипсометрическим уровнем подошвы осадков последней трансгрессии или до кровли литоральных фашии, и

• вверх — до нуля на шкале времени, расположенной на уровне морского дна.

Результатом являлись кривые относительного повышения уровня моря амплитудой H над поверхностью дна за время накопления сублиторальных осадков T_{slt} , позволяющая вычислить его среднюю скорость V_{slt} по формуле

$$V_{\text{slt}} = H/T_{\text{slt}} = (H_s + m_{\text{slt}})/T_{\text{slt}}, \quad (1)$$

где H_s — современная глубина моря (м), m_{slt} — мощность (м) накопившихся за время T_{slt} (тыс. лет) сублиторальных осадков. Радиоуглеродные даты, приведенные в следующих разделах на графиках возраст–глубина, скорректированы на резервуарный эффект. Применяемое для краткости понятие относительный подъем уровня моря подразумевает его возможную альтернативу — погружение морского дна.

ПОДВОДНЫЙ СКЛОН о. БАРБАДОС

Остров Барбадос (площадь 430 км²) представляет собой составную часть системы “Вест-Индская островная дуга–желоб”. Считается, что структурно он связан не с вулканическими постройками островной дуги, а с глубоководным желобом в зоне субдукции Атлантической литосферной плиты под Карибскую. В гравитационном поле желоб фиксирован осью линейной отрицательной аномалии Фая, которая отображена в рельефе дна подводным хребтом, возникшим в процессе латерального сжатия на аккреционно-конвергентной границе литосферных плит. Барбадос является наивысшим фрагментом этого хребта (рис. 1). Сильно дислоцированные отложения, экспонированные в желобе, выведены на поверхность в северо-восточной части острова, где его низменный преимущественно плоский рельеф сменяется нагорьем с наивысшей точкой 340 м. Вскрытая бурением мощность этих отложений, относящихся к эоцену–нижнему миоцену, достигает 4.6 км. На дислоцированных эоцен–нижнемиоценовых слоях залегают слабо нарушенные плейстоценовые коралловые известняки, которые занимают 85% площади острова. Они образуют рифовые террасы, ступенчато опускающиеся к северной, восточной и южной береговым линиям, становясь все более молодыми по мере приближения к берегу [11, 13, 14].

На пологом южном подводном склоне острова было пробурено 16 скважин, литологические колонки 9-ти наиболее глубоких (от 12 до 70 м) приведены в статье Фэрбэнкса [18]. Их устья располагаются на глубинах от 9.5 до 80 м, расстояние между скважинами не указаны, поскольку автор считал, что они вскрывают наращиваемый по вертикали разрез горизонтально залегающих слоев. Надежным индикатором уровня моря служит

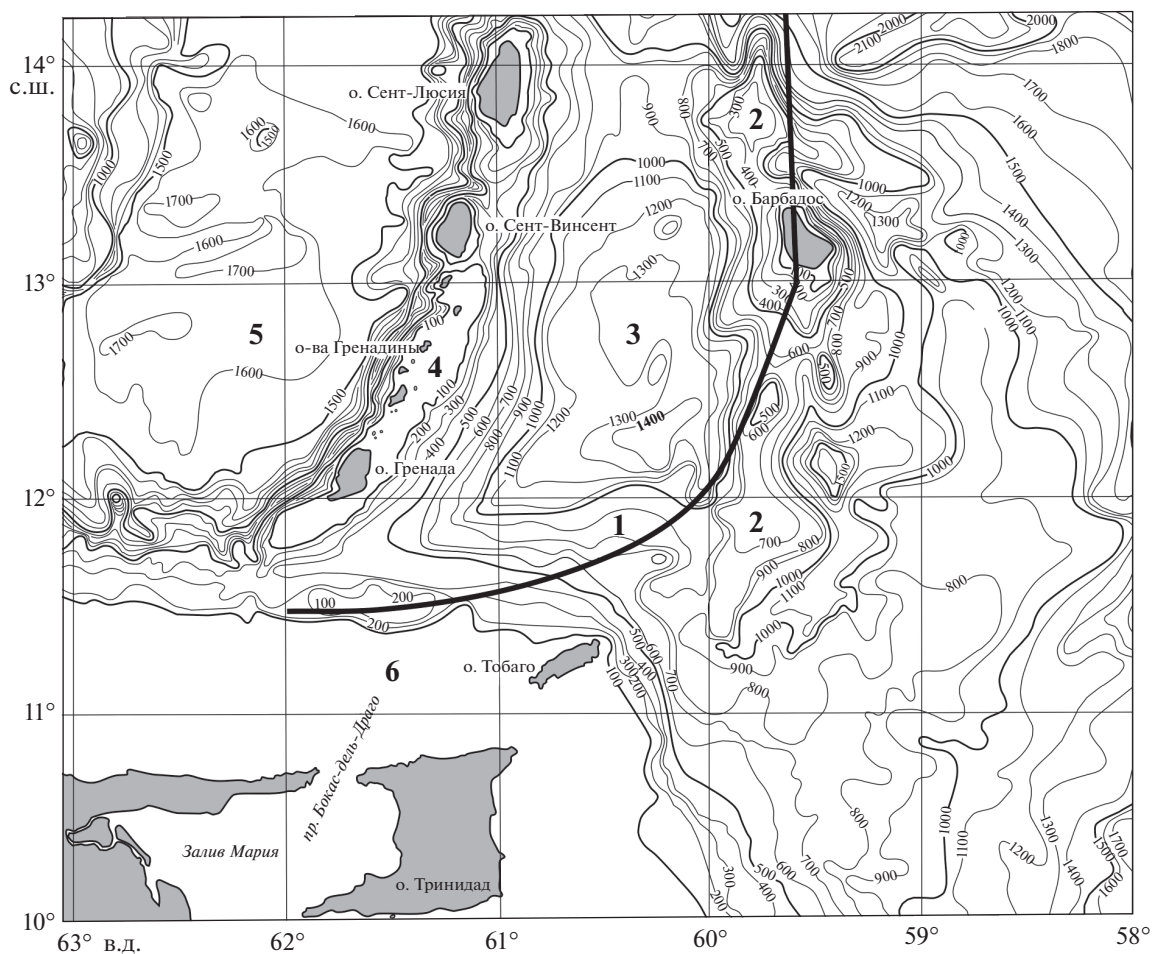


Рис. 1. Батиметрическая карта области Тринидад–Барбадос (по данным [11], с дополнениями). Показано: 1 – ось отрицательной гравитационной аномалии Фая; 2 – подводный Барбадосский хребт; 3 – котловина Тобаго; 4 – островная вулканическая дуга Малых Антил; 5 – котловина Гренада; 6 – шельф.

коралл *Acropora palmata* (Lamarck), живущий на изобатах менее 5 м. Экспозиция подобных рифов эпохи предпоследней дегляциации на 5.8 м выше современной береговой линии объясняется наложением на гляциоэвстатическое повышение уровня моря тектонического поднятия подводного склона острова как единого вместе с его южным берегом целого за последние 17 тыс. лет [18]. Определение радиоуглеродного возраста образцов было выполнено в скважинах №№ 7, 12, 9, 15

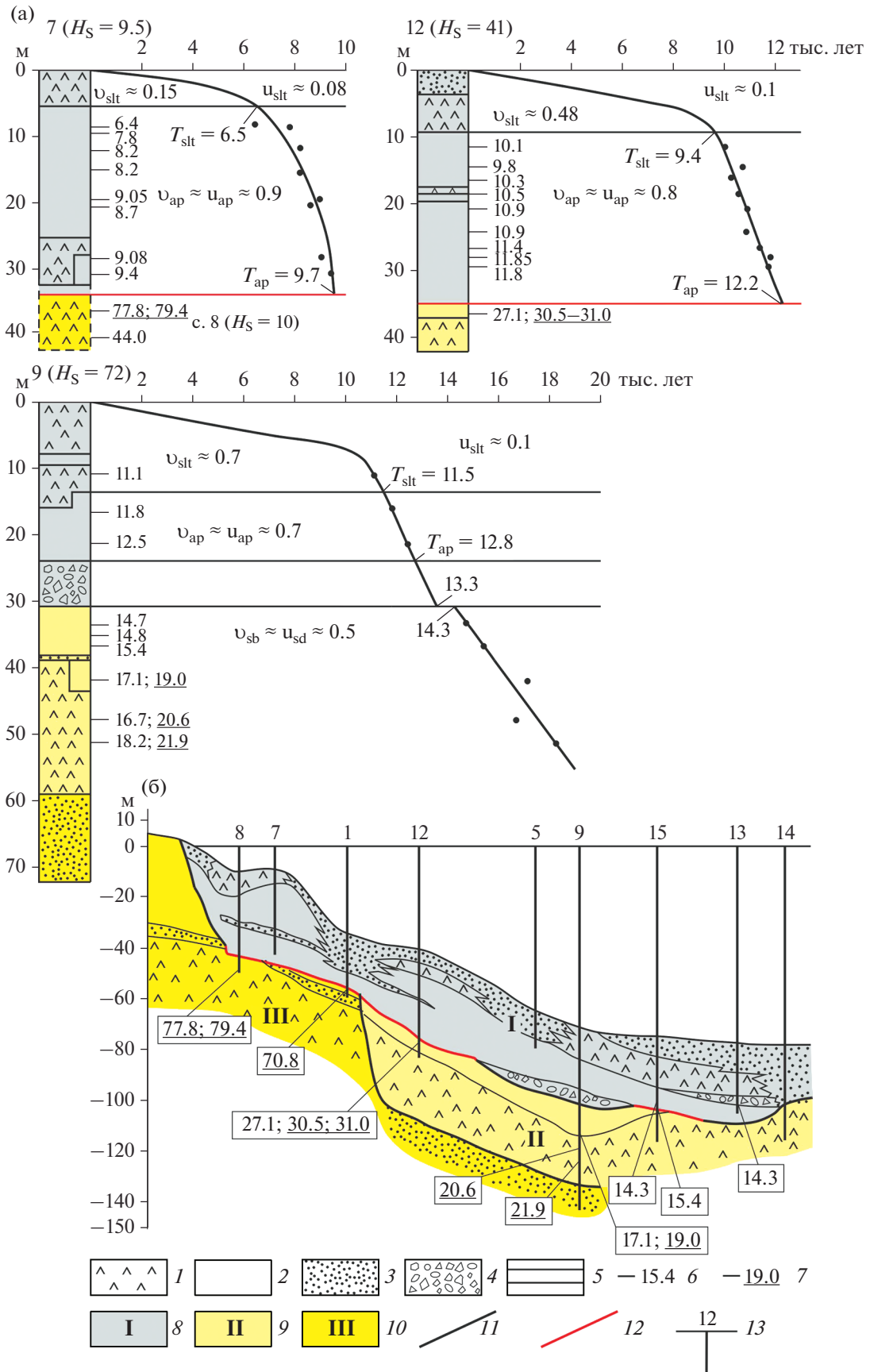
и 13, по трем из них, наиболее детально опробованным, мной составлены графики возраст–глубина. По всем колонкам скважин был построен схематический геологический разрез, в котором стратиграфические границы проводились на основании не только радиоуглеродных, но и уран–ториевых [13, 14] датировок (рис. 2, а, б). На этом разрезе выделяются три наклонно залегающие толщи, разделенные границами стратиграфического несогласия. Кровля толщи III имеет уран–

Рис. 2. Интерпретация результатов бурения на подводном склоне о. Барбадос (по данным [18]).

(а) – графики радиоуглеродный возраст осадков (тысячи лет): глубина от поверхности дна (м) по скважинам №№ 7, 9 и 12; (б) – схематический геологический разрез южного подводного склона о. Барбадос.

Обозначено: H_s – глубина моря; m ; T_{slt} – радиоуглеродное время начала некомпенсированного осадконакоплением относительного повышения уровня моря в период последней трансгрессии, тыс. лет; V_{ap} , U_{ap} и V_{slt} , U_{slt} – средние скорости относительного подъема уровня моря (V) и седиментации (U) в периоды, соответственно, строительства рифов фации *A. palmata* и накопления фаций сублиторали, см/год.

1–2 – рифы, построенные: 1 – кораллами с широким диапазоном глубин обитания, 2 – литоральным кораллом *Acropora palmata*; 3 – песок, гравий; 4 – брекчия; 5 – отсутствие керна; 6–7 – датировки: 6 – радиоуглеродная, 7 – уран–ториевая, по [13, 14]; 8–10 – отложения: 8 – последней морской трансгрессии (толща I); 9–10 – более древних морских трансгрессий: 9 – толща II, 10 – толща III; 11 – граница стратиграфического несогласия; 12 – граница стратиграфического несогласия и субаэральной экспозиции; 13 – скважина и ее номер



ториевый возраст 77.8–79.4 тыс. лет, толщи II – 14.7–27.1 тыс. лет по ^{14}C и 30.0–30.5 тыс. лет по U–Th (см. рис. 2). Верхняя толща I, отображающая последнее относительное повышение уровня моря, трансгрессивно перекрывает нижние толщи II и III.

Во всех скважинах, кроме скважины № 9, разрез толщи начинается рифовой фацией литоральных кораллов *A. palmata*. В скважине № 8 граница, отделяющая ее от подстилающих рифовых известняков толщи III, сложенных кораллами с более широким диапазоном глубин обитания, подчеркнута признаками субаэральной экспозиции. Эти признаки зафиксированы и в соседней скважине № 1, где рассматриваемая граница проходит в соответствии с уран–ториевыми датировками внутри отложений фации *A. palmata*. В скважине № 12 и, возможно, скважине № 15 признаки субаэральной экспозиции сопровождают границу стратиграфического несогласия между толщами I и II, причем, в скважине № 15 к таким признакам относится корка цементации кораллов между уровнями радиоуглеродных датировок 14.3 и 15.4 тыс. лет [18]. Только в скважине № 9 нижняя граница толщи I приурочена к подошве шестиметрового линзовидного слоя брекчии. Он представляет собой базальный горизонт размыва, разделяющий пачки рифовых известняков, сложенных литоральным кораллом трансгрессивной (в толще I) и регрессивной (в толще II) фации *A. palmate*. В соответствии с экстраполяцией радиоуглеродных датировок до подошвы толщи I слой обломочной брекчии начал формироваться 13.3 тыс. лет назад (см. рис. 2, а). Продолжительность перерыва в осадконакоплении, предшествовавшего последней трансгрессии (толща I), уменьшалась по мере удаления от берега и увеличения глубины моря, составляя 68–70 тыс. лет (скв. № 8), 15–18 тыс. лет (скв. № 7), 1.0 тыс. лет (скв. № 12) и 1.1 тыс. лет (скв. № 9, скв. № 15).

Полная мощность толщи I изменяется от 20 до 40 м (см. рис. 2, б). Она имеет отчетливо трансгрессивное строение, снизу вверх залегают:

- фация кораллов *A. palmata*, в скважине № 9, подстилаемая базальной брекчией;
- спорадически развитая фация рифов, образованных кораллами с широким диапазоном глубин обитания;
- терригенные осадки, которые по мере возрастания глубин замещают биогенные образования.

Датированные по ^{14}C на разных гипсометрических уровнях полные разрезы рифов фации *A. palmata* мощностью m_{ap} в отложениях последней трансгрессии, позволили путем экстраполяции датировок до подошвы и кровли этих образований определить радиоуглеродное время начала (T_{ap}) и конца (T_{slt}) их формирования, а также его сред-

нюю скорость ($U_{\text{ap}} = m_{\text{ap}} / (T_{\text{ap}} - T_{\text{slt}})$), которая в скважинах №№ 7, 12 и 9 оказалась равной 0.9, 0.8 и 0.7 см/год, соответственно. Рост рифов фации *A. palmata*, в значительной степени компенсировал относительное повышение уровня моря, вследствие чего мощность рифовых построек существенно превышает 5 м – максимальную глубину обитания этих кораллов. Средние скорости обоих процессов были близкими ($V_{\text{ap}} \approx U_{\text{ap}}$), однако, относительное повышение уровня моря происходило быстрее роста поверхности рифа, вследствие чего, почти нулевая в начале трансгрессии глубина моря, превысила критическое значение (5 м) и рост рифа продолжался за счет кораллов с более широким диапазоном глубин обитания. Момент T_{slt} , когда дно достигло глубины ~5 м, определяется на графиках возраст – глубина экстраполяцией кривой относительного подъема уровня моря до пересечения с гипсометрическим уровнем кровли рифа литоральной фации *A. palmata*. Момент T_{slt} служит началом отсчета времени относительного подъема уровня моря, не компенсируемого накоплением осадков. Его средняя скорость V_{slt} определяется (учитывая, что $H = (H_s - 5) + m_{\text{slt}}$) по формуле (1), поскольку конечной точкой отсчета времени является условный ноль (современность). Оказалось, что в скважинах №№ 7, 12 и 9 средняя скорость относительного повышения уровня моря равна 0.15, 0.48 и 0.7 см/год, соответственно, (см. рис. 2, а), т.е. даже в пределах ограниченной по размерам акватории эта скорость существенно возрастала по мере удаления от берега, что несовместимо с представлением об эвстатической природе последней мирской трансгрессии, которое иллюстрируется синтетической кривой относительного подъема уровня моря (рис. 3). Приведенные данные свидетельствуют о том, что перед ее началом нынешний южный подводный склон острова занимал субаэральное положение, а его современный рельеф сформировался в результате тектонического погружения со скоростью, нарастающей в направлении моря. В пределах исследованного участка в скв. № 13 наибольшая амплитуда погружения по отношению к уровню моря достигала ~108 м, судя по гипсометрическому положению рифа фации *A. palmata*. По всей вероятности, эта амплитуда погружения близка к максимальной, поскольку длительность седиментационного перерыва, предшествовавшего последней трансгрессии моря, быстро уменьшается по мере удаления от берега. В скважине № 15, при амплитуде погружения 102.5 м, продолжительность седиментационного перерыва равна всего 1.1 тыс. лет (см. рис. 2, б). Вносить поправку в размере + 5.8 м в амплитуду гляциоэвстатического подъема уровня моря не следует, т.к. рифы фации *A. palmata* на о. Барбадос имеют уран–ториевый возраст от 88.2

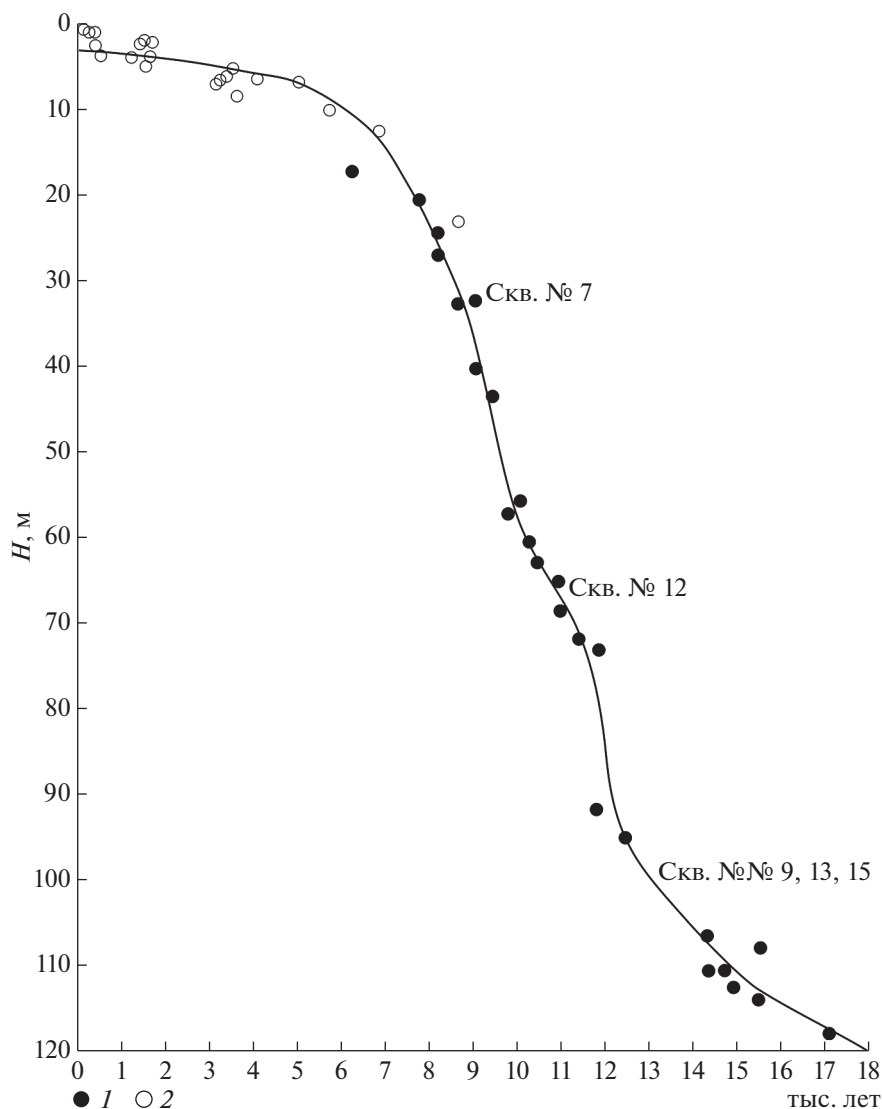


Рис. 3. Синтетическая кривая гляциоэвстатического подъема уровня Карибского моря (по данным [18]).

1–2 – радиоуглеродные датировки кораллов *A. palmata*: 1 – на подводном склоне о. Барбадос, 2 – в окрестностях 4-х других островов Карибского моря

до 125 тыс. лет [13, 14] и их экспозиция на абсолютных отметках от +6 до +52 м связана с тектоническими поднятиями в периоды континентальных перерывов, предшествовавших накоплению толщи I (см. рис. 2, б).

Таким образом, хотя максимальная амплитуда последней трансгрессии Карибского моря в рассмотренном примере и близка постулируемой гляциоэвстатической гипотезой, сама трансгрессия имеет не эвстатическую, а тектоническую природу.

СЕВЕРНОЕ МОРЕ

Литология плиоцен–четвертичных отложений в морях северных широт отображает географическую зональность осадконакопления. Пол-

ное или частичное сезонное замерзание морских акваторий и рек, а также их водосборных бассейнов служит причиной формирования характерных для этих широт фаций:

– на литорали – ритмичнослоистых осадков приливо-отливной зоны;

– на сублиторали – гомогенных плохо сортированных (диамиктоновых) илов с обломками эратических и местных пород, отличающихся от мореноподобных отложений субстрата (диамиктонов) лишь низким гравитационным уплотнением [5, 20, 25].

Северное море к югу от широты $\sim 58^\circ$ мелководно – глубиной 50 м и менее, имеет расчлененный рельеф дна с затопленными продолжениями долин р. Эльба, р. Везер, р. Эмс, р. Рейн и погреб-

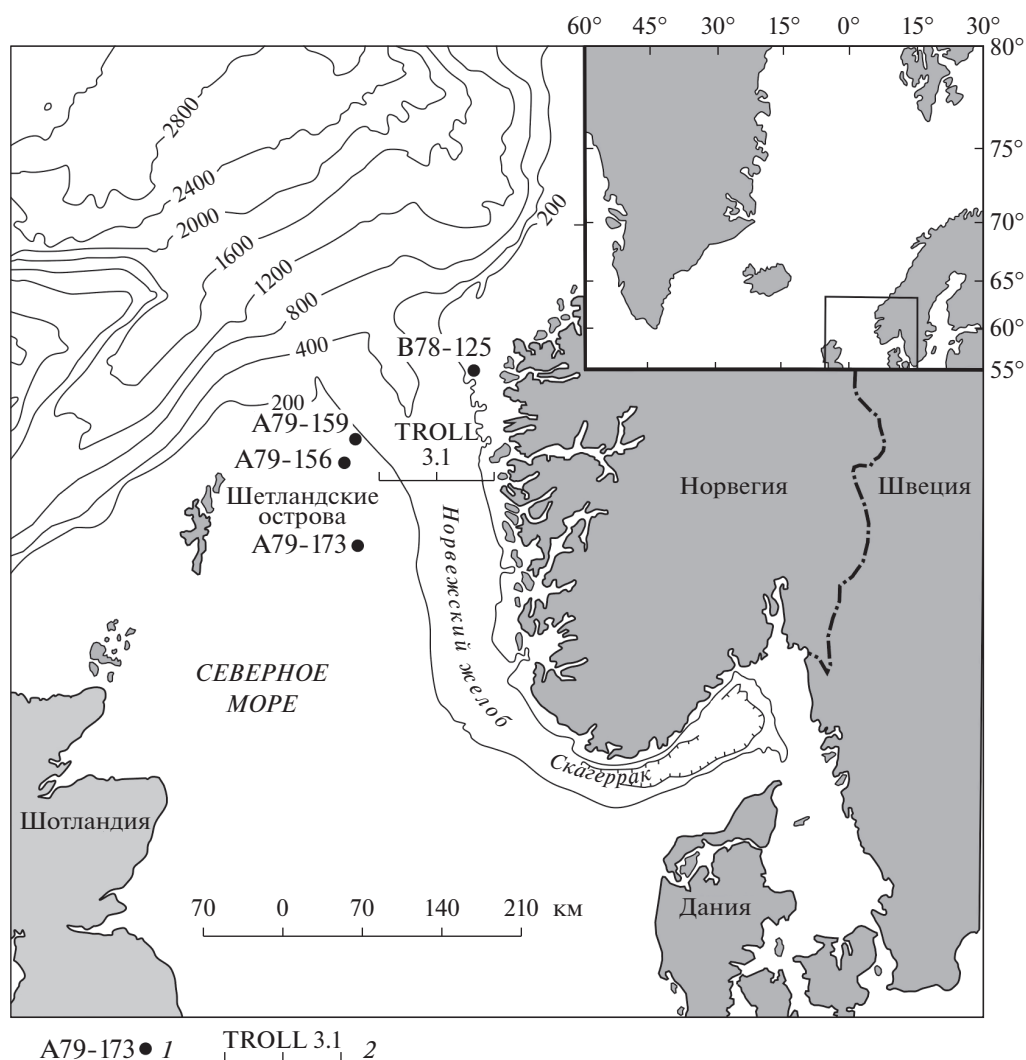


Рис. 4. Карта Северного моря (по данным [22], с дополнениями) с расположением грунтовых колонок – опорных разрезов последней морской трансгрессии, датированных по ^{14}C (по данным [34]). 1 – грунтовая колонка и ее номер, по [34]; 2 – опорный сейсмогеологический разрез поперек Норвежского желоба и скважина Troll 3.1, по [22]

бенными залежами раннеголоценового торфа. Процессы современной седиментации подвержены влиянию океанских приливов. На мелководьях, где высота прилива зависит от рельефа дна и конфигурации берега, она изменяется от 2 до 5 м [9]. На восточном побережье Великобритании, на берегах Голландии, Германии и Дании широко развиты ритмичнослоистые отложения приливно-отливных осушек (маршей, польдеров, ваттов), а устья крупных рек – Темза, Эльба, Везер, Эмс и др., представляют собой эстуарии.

В северной части шельфа также зафиксированы признаки субаэральной экспозиции и эрозионного расчленения его площади в период предшествовавшей последней морской трансгрессии. Полные разрезы осадков этой трансгрессии здесь, известны в пределах Норвежского желоба и обрамляющих его подводных плато, отличаю-

щихся от южной части моря более спокойным донным рельефом и глубинами более 100 м (рис. 4). Между $60^{\circ}30'$ и 62° с.ш. в районе месторождений углеводородов в желобе и его окрестностях отработана сеть линий многоканального и акустического сейсмопрофилирования, пробурены геотехнические скважины и отобраны колонки донных грунтов вибропоршневыми трубками. Общая характеристика вскрытого скважинами разреза четвертичных отложений без послонных описаний его литологии дана в [15, 23]. В некоторых выработках выполнялись радиоуглеродные датировки осадков [23, 34] (см. рис. 4).

Скважина Троль 3.1 (изобата 332 м) пробурена в осевой зоне плоского днища Норвежского желоба, отделенного от возвышающихся над ним подводных плато протяженными пологими склонами. Желоб заполнен слабо уплотненными гли-



Рис. 5. Генерализованный опорный сейсмогеологический разрез четвертичных отложений Норвежского желоба и его бортов (по данным [15], с изменениями и дополнениями). Показано: 1 – песок; 2 – алевроит; 3 – мягкая ленточно-слоистая глина; 4 – бесструктурная песчано-алевритовая глина с рассеянным грубообломочным материалом; 5 – переуплотненная песчано-алевритовая глина с грубообломочным материалом; 6 – породы кристаллического основания; 7 – зона отсутствия полезной сейсмосаписи.

нистыми осадками, главную роль в строении которых играют ленточные глины (рис. 5). Они маскируют неровности рельефа своего субстрата и принимаются за ледниково-морские накопления [22, 23, 34]. Подобные образования, однако, распространены на приливных берегах современного Северного моря, например на ваттах на севере Германии и маршах восточного побережья Британии [36]. Таким образом, ленточные глины и другие разновидности осадков приливно-отливной зоны на побережьях и в морских акваториях умеренных и северных широт являются индикатором ископаемого уровня моря, подобно литоральным кораллам субтропиков и тропиков, как, например, *Acropora palmata* на подводном склоне о. Барбадос. Учитывая геоморфологическую позицию и значительную мощность ленточных глин в Норвежском желобе они, вероятнее всего, накапливались в эстуарии крупной реки, долина которой вплоть до ее верховьев в районе нынешнего залива Осло-фиорд, была затоплена в процессе развития последней морской трансгрессии. В скважине Троль 3.1 (рис. 6, а) в интервале 5.7–20.9 м от поверхности дна ленточные глины охарактеризованы пятью радиоуглеродными датировками (от 11.2 до 13.4 тыс. лет). Они свидетельствуют о высокой скорости осадконакопления ($U_s = 0.65$ см/год), что является одним из диагностических признаков фаций приливной литорали [5, 36]. Считается, что нижняя граница толщи ленточных глин приурочена к отражающему горизонту IIa [15, 23], который обусловлен скачкообразным увеличением гравитационного уплотнения отложений и скважиной Троль 3.1 пересечен на глубине 25 м (см. рис. 5, см. рис. 6, а). Однако,

датировка 14.7 тыс. лет на глубине 22.9 м резко нарушает прямолинейность графика равномерного увеличения возраста ленточных глин вниз по разрезу, поэтому их подошва скорее всего располагается между гипсометрическими уровнями датировок 13.4 и 14.7 тыс. радиоуглеродных лет. Если она делит промежуток между этими уровнями пополам, т.е. на глубине 22 м (см. рис. 6, а), накопление ленточных глин началось 13.6 тыс. радиоуглеродных лет назад, а от подстилающих образований они отделены коротким (900 лет) седиментационным перерывом.

Отражающий горизонт IIa совпадает с кровлей диамиктона, которая служит границей длительного (>34 тыс. лет) перерыва в осадконакоплении, т.к. диамиктон на глубине 0.2 м от кровли содержит фораминиферы с запредельным радиоуглеродным возрастом (> 49 тыс. лет [23]). Осадки интервала 22–25 м имеют состав более грубозернистый, чем подстилающие и перекрывающие слои, так как содержание метана в них на 2 порядка величины выше [15]. Не исключено, что они являются песчано-глинистым аллювием погребенной речной долины, приуроченной к днищу Норвежского желоба.

На глубине 5.2 м от поверхности дна эстуариевая ленточная глина перекрыта однородным сублиторальным илом, т.е. в соответствии с графиком возраст–глубина 11 тыс. лет назад накопление осадков в эстуарии, компенсировавшее относительное повышение уровня моря, сменилось гораздо более медленным (в среднем $U_{st} = 0.05$ см/год) сублиторальным (см. рис. 6, а). За прошедшее с тех пор время (T_{st}) море в Норвежском желобе достигло его современной глубины ($H_s = 332$ м) и

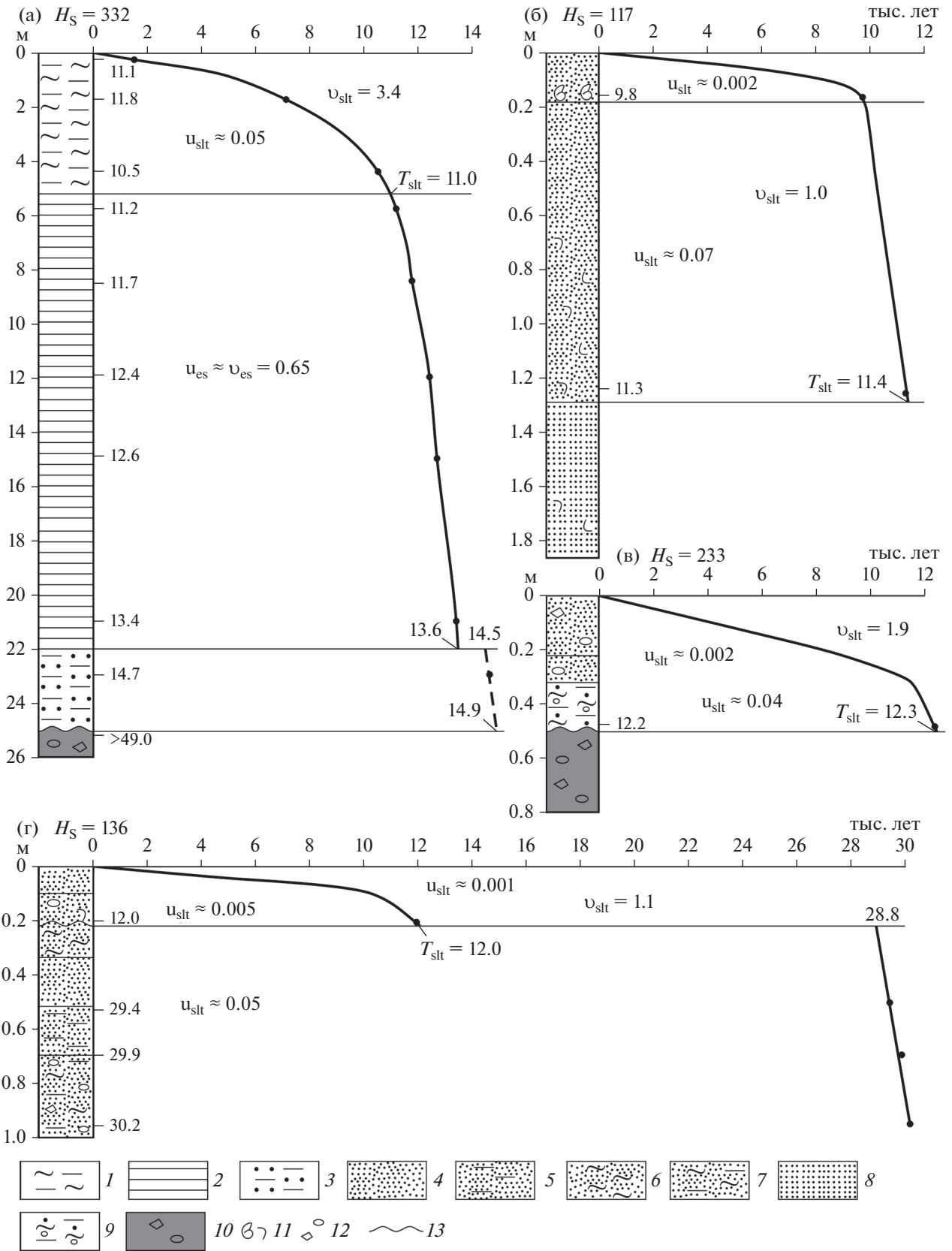


Рис. 6. Радиоуглеродный возраст осадков (тыс. лет) – глубина до поверхности дна (м) Северного моря.

Местоположение показано на рис. 4.

(а) – скважина Troll-3.1, по [23]; (б–г) – грунтовые колонки, по [35]: А79-173 (б), В78-125 (в), А79-156 (г).

V_{es} и U_{es} – средняя скорость, соответственно, седиментации и относительного повышения уровня моря в период накопления литоральных ленточно-слоистых глин (см/год).

1 – алеврито-глинистый ил; 2 – ленточно-слоистый глинистый ил; 3 – песчано-алеврито-глинистые осадки с повышенным содержанием метана; 4 – песок; 5 – алевритистый песок; 6 – глинистый песок; 7 – алеврито-глинистый песок; 8 – ленточнослоистый песок приливно-отливной осушки; 9 – песчано-алеврито-глинистый ил с грубообломочными материалами; 10 – диамиктон; 11 – раковины моллюсков и их обломки; 12 – галька; 13 – граница перерыва в осадконакоплении и размыва

накопилась пачка алеврито-глинистых сублиторальных илов мощностью (m_{slt}) 5.2 м. Исходя из этого средняя скорость относительного подъема уровня моря определяется как

$$V_{slt} = (332 + 5.2) \text{ м} / 11000 \text{ лет} = 3.1 \text{ см/год.}$$

Приведены (см. рис. 6, б–г) датированные по ^{14}C колонки отложений последней морской трансгрессии, вскрытые грунтовыми трубками А79-173, А79-156 на плато Северного моря и В78-125 на плато Малой [34]. Первая из них отобрана в неглубоком (~20 м) желобе, заполненном осадками мощностью 15–16 м, которые выполняют погребенную долину небольшого левого притока магистральной реки, протекавшей в позднем неоплейстоцене по днищу Норвежского желоба. Колонка А79-173 (изобата 117 м) в интервале 1.85–1.26 м вскрыла верхнюю часть вложенного комплекса – тонкозернистый, хорошо сортированный песок, обладающий ленточновидной слоистостью. По условиям залегания и текстуре он относится к фации песчаных приливных осушек приустьевой части палеоэстуария упомянутого притока, формировавшейся за счет размыва его входных мысов приливными течениями. Подобные осушки распространены в юго-западной части современной морской акватории [9, 36]. В соответствии с графиком возраст–глубина (см. рис. 6, б) литоральный режим сменился сублиторальным 11.4 тыс. лет назад. За это время глубина моря достигла 117 м и накопился слой грубозернистого песка мощностью 1.28 м. Средняя скорость относительного подъема уровня моря составляет

$$V_{slt} = (117 + 1.28) \text{ м} / 11400 \text{ лет} = 1.0 \text{ см/год.}$$

В колонке А79-156 (см. рис. 6, г, $H_s = 136$ м) сублиторальные отложения последней морской трансгрессии имеют мощность всего 21 см и представлены песком вверху тонкозернистым, в нижней части гравелистым с множеством фрагментов раковин. На глубине 20 см они имеют радиоуглеродный возраст 11.96 тыс. лет, фиксируя тем самым скорость осадконакопления, аналогичную верхним 18 см в колонке А79-173. Ниже вскрыто чередование слоев глинистого, алевритового, алеврито-глинистого с гравием и хорошо сортированного песка с тремя радиоуглеродными

датировками. График возраст–глубина (см. рис. 6, г) свидетельствует о длительном (16.8 тыс. лет) седиментационном перерыве, предшествовавшем последней трансгрессии, которая началась 12.0 тыс. лет назад и развивалась со средней скоростью относительного подъема уровня моря

$$V_{slt} = (136 + 0.21) \text{ м} / 12000 \text{ лет} = 1.1 \text{ см/год.}$$

В ~ 25 км севернее колонка А79-159 ($H_s = 134$ м) вскрыла осадки последней трансгрессии (1.12 м) с базальным галечником в основании (0.12 м). Он по резкой границе размыва залегает непосредственно на диамиктоне, принимаемом вне границ Норвежского желоба, за тилл. Заключенные в галечнике обломки раковин имеют на глубине 1.02 м радиоуглеродный возраст 11.6 тыс. лет (рис. 7). В соответствии с экстраполяцией до границы размыва (1.1 м) последняя трансгрессия в рассматриваемом пункте началась 11.8 тыс. лет назад и средняя скорость относительного подъема уровня моря

$$V_{slt} = (134 + 1.1) \text{ м} / 11.8 \text{ тыс. лет} = 1.1 \text{ см/год.}$$

На плато Малой осадки, вскрытые грунтовой трубкой В78-125 (см. рис. 4, в, $H_s = 233$ м) пред-

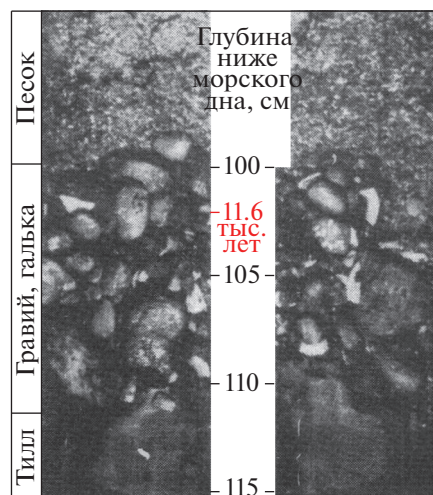


Рис. 7. Фрагмент грунтовой колонки А79-159. Базальный горизонт отложений последней морской трансгрессии: плотно упакованная окатанная галька с обломками раковин с возрастом 11.6 тыс. лет на глубине 102 см.

ставлены алевритистым песком с гравием (0.32 м), который сменяется слоем, состоящим из продуктов размыва подстилающего диамиктона – алевритистой глиной с галькой и большим содержанием песка (0.18 м). На глубине 0.47 м от поверхности дна он охарактеризован радиоуглеродной датировкой 12.2 тыс. лет (см. рис. 6, в). Экстраполяция до границы с диамиктоном указывает на то, что последняя трансгрессия на западной окраине плато Малой началась 12.3 тыс. радиоуглеродных лет назад (см. рис. 6, в), причем средняя скорость подъема относительного уровня моря

$$V_{\text{slt}} = (233 + 0.5) \text{ м} / 12.3 \text{ тыс. лет} = 1.9 \text{ см/год.}$$

В Северном море, как и на подводном склоне о. Барбадос, осадки последней трансгрессии отделены от отложений субстрата границей субаэрального перерыва в осадконакоплении и размыва, фиксированного радиоуглеродными датировками в Норвежском желобе и на подводных плато (см. рис. 6, а, г). Трансгрессия началась с ингрессии в эрозионную сеть и средние скорости относительного повышения уровня моря на разных элементах донного рельефа различались почти в 2–3 раза. Максимальные амплитуды этого повышения (233 и 354 м) также в 2–3 раза превышают амплитуду, допускаемую представлениями о гляциоэвстазии (120 м).

БАРЕНЦЕВО МОРЕ

На шельфе Баренцева моря осадки последней морской трансгрессии, объединенные в сеймо-стратиграфический комплекс ССК–I, вскрыты на полную мощность многими скважинами и грунтовыми трубками. Чаще всего они залегают на диамиктоне, который литологически подобен отложениям, на низменностях южного обрамления шельфа обычно принимаемым за плейстоценовую морену (тилл), хотя проблема его генезиса дискуссионна [4, 10, 20]. В некоторых случаях осадки последней трансгрессии перекрывают плейстоценовые слои явно водного генезиса или мезозойские и домезозойские породы. Условия залегания, а также датировки этих осадков и отложений их субстрата методами абсолютной и палеомагнитной геохронологии показали, что на всей площади шельфа они отделены от подстилающих слоев, в том числе от диамиктона, диахронной границей стратиграфического, а нередко и углового несогласия, фиксирующего перерыв в осадконакоплении. Из этого следует, что развитие последней морской трансгрессии никак не связано со спорной проблемой генезиса диамиктона при любом ее решении. Нынешний шельф в период, отведенный стратиграфией квартера на последнее оледенение, представлял собой низменную равнину, поверхность которой была расчленена реками водосборных бассейнов севера

Атлантического и запада Арктического океанов [5]. Последняя трансгрессия моря, поэтому, как и в Северном море, началась с ингрессии в речные долины, в пределах которых мощность осадков ССК–I достигает 15–25 м и более (максимально 80–85 м), тогда как на затопленных палеоводо-раздельных пространствах она обычно не превышает 5–6 м. Разрез ингрессионной толщи нередко начинается ленточными глинистыми илами – характерной фацией эстуариев. Средняя скорость относительного подъема уровня моря V_{slt} вычислялась по формуле (1) с помощью построения графиков радиоуглеродный возраст–глубина для 28 полных разрезов отложений последней трансгрессии, расположенных на изобатах от 14 до 633 м (рис. 8). Приведены только характерные разрезы и графики к ним (рис. 9) [5]. Результаты вычислений отображены в таблице 1, которая включает расчеты значений V_{slt} для Северного моря и подводного склона о. Барбадос. На шельфе Баренцева моря значения времени T_{slt} начала сублиторальной седиментации варьируют от 9 до 14.2 тыс. лет. Средняя скорость относительного подъема уровня моря изменяется от 0.3–0.6 до 4.3–4.7 см/год. Зависимость

$$T_{\text{slt}} \text{ от } H = H_s + m_{\text{slt}}$$

отсутствует, вследствие чего, максимальная продолжительность последней морской трансгрессии превышает минимальную в 1.6 раза, тогда как максимальные и минимальные скорости относительного повышения уровня моря различаются в 16 раз, что признали и некоторые активные сторонники плейстоценовых оледенений Баренцевского шельфа [31], хотя эти сведения противоречат гляциоэвстатической природе последней морской трансгрессии. Таким образом, эта трансгрессия на шельфе Баренцева моря была обусловлена не эвстатическим повышением уровня моря, а неравномерным тектоническим погружением морского дна, максимальные амплитуды которого (до абсолютной отметки –634 м) значительно больше амплитуд, допустимых ледниковой теорией (~120 м). Скорости этого погружения (V_{slt}), обычно, многократно (иногда в сотни раз) превышают скорости сублиторального осадконакопления U_{slt} , поэтому на большей глубоководной части дна Баренцева моря сохранились основные черты расчлененного рельефа, предшествовавшего последней трансгрессии.

Соотношение между амплитудой относительного повышения уровня моря ($H = H_s + m_{\text{slt}}$) и скоростью тектонического погружения (V_{slt}) в рассмотренных акваториях (см. табл. 1) отображается двумя вариантами уравнения парной регрессии (рис. 10). Выбран тот из них, который проходит через начало координат, подтверждая



Рис. 8. Местоположение скважин и грунтовых колонок в Баренцевом море, вскрывших полные разрезы отложений последней морской трансгрессии, датированные по ¹⁴C, по [5].

тем самым объективный характер выявленной закономерности:

$$V_{slt} = 0.016H^{0.88} \quad (R = 0.98). \quad (2)$$

В трех морских акваториях, характеризующихся разным географическим положением по отношению к областям материковых оледенений и принадлежащих как к активным, так и к пассив-

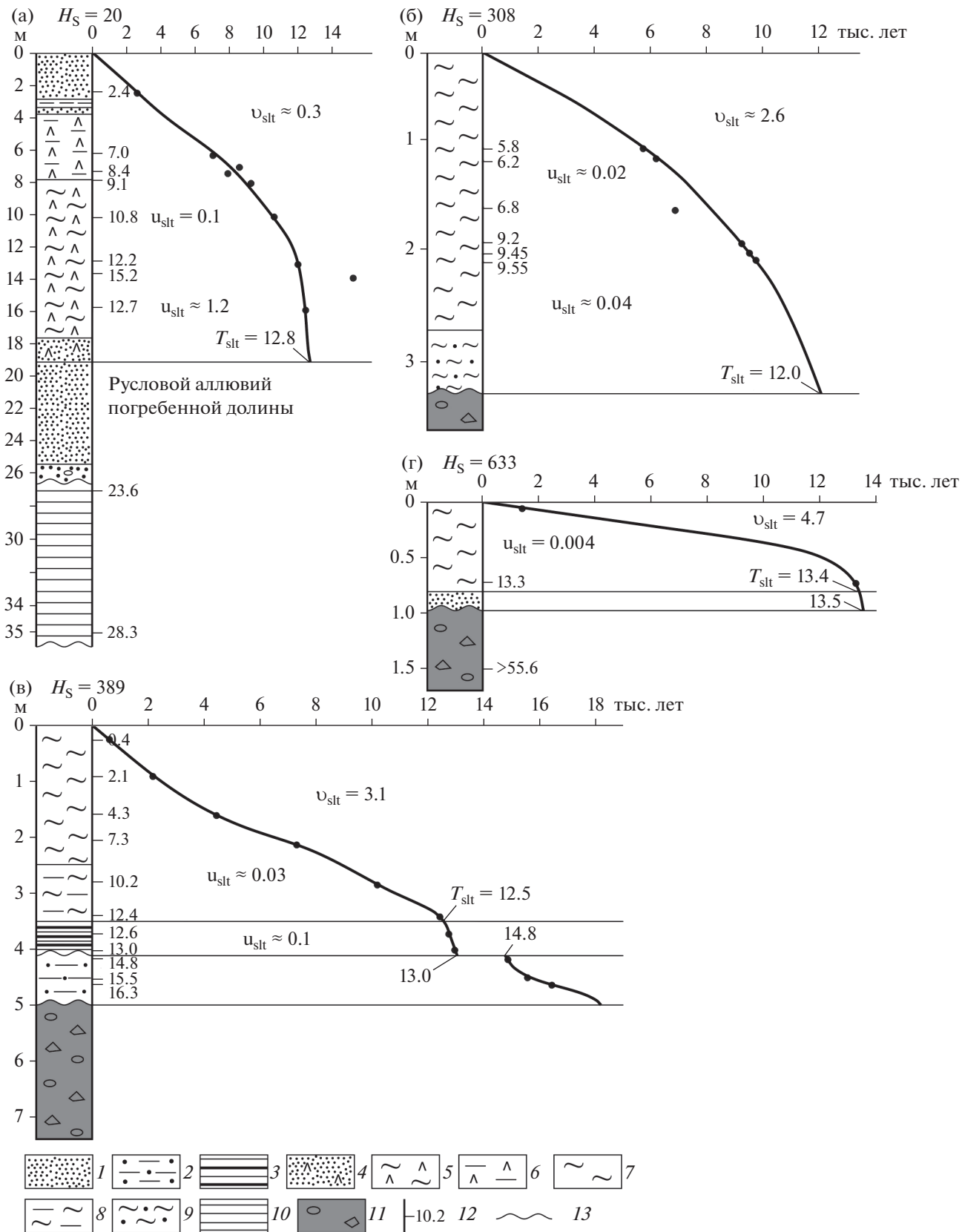


Рис. 9. Графики радиоуглеродный возраст осадков–глубина от поверхности дна.

(а) – скважина 210 по [5, 8]; (б–г)– грунтовые колонки: (б) – M1200 по [26], (в) – JM02-460 по [32], (г) – PL94-07, по [24].

U_{lt} и V_{lt} – скорость, соответственно, накопления осадков приливной литорали и компенсирующего его относительного повышения уровня моря (см/год).

1 – песок; 2 – песчанистый алевроит; 3 – ленточнослоистый глинистый ил приливо-отливной зоны; 4 – заиленный песок предустьевого взморья; 5 – лиманный глинистый ил; 6 – лиманный алевроит; 7–9 – осадки морской сублиторали: 7 – глинистый ил, 8 – глинисто-алевроитовый ил, 9 – песчанистый глинисто-алевроитовый ил; 10 – плотная глина; 11 – диамиктон; 12 – радиоуглеродная датировка, 13 – граница перерыва в осадконакоплении и размыва

ным окраинам континентов, последняя трансгрессия моря имеет не гляциоэвстатическое, а тектоническое происхождение. Уравнение (2), выражающее функциональную связь между амплитудой (H) и средней скоростью тектонического погружения морского дна (V_{slt}) за период этой трансгрессии (T_{slt}), справедливо как для океанического Карибского моря с тропическим климатом, так и для эпиконтинентального Северного моря, находящегося в умеренных широтах, и эпиконтинентального Баренцева моря, расположенного в субарктических и арктических широтах. Более того, соотношение между гипсометрическим положением ископаемых береговых линий и их возрастом, если он не древнее 14.3 тыс. радиоуглеродных лет, соответствует уравнению (2) и во многих других акваториях мира [5].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные эмпирические данные свидетельствуют о том, что перед началом последней планетарной трансгрессии современные эпиконтинентальные и некоторые океанические морские бассейны (или их отдельные участки) представляли собой материковую или островную сушу. Морское осадконакопление в их пределах возобновилось не ранее 14.3 тыс. радиоуглеродных лет назад в процессе неравномерного по площади тектонического погружения земной коры. Перерыв в осадконакоплении продолжительностью до десятков, а на Баренцевоморском шельфе, возможно, до сотен тысяч лет, указывает на то, что этому погружению предшествовало общее поднятие, сопровождавшееся субаэральным развитием. Имеются веские основания предполагать, что последняя планетарная трансгрессия является лишь наиболее легко документуруемым звеном в системе циклических погружений и поднятий континентальных окраин, являющихся характерной чертой неотектонической эпохи. На морских побережьях вещественными свиде-

Таблица 1. Определения средней скорости тектонического погружения (V_{slt} , см/год) за время формирования сублиторальных осадков последней морской трансгрессии (T_{slt} , тыс. лет) в акваториях Карибского моря, Северного моря и Баренцева моря.

№	Скважина, колонка	H_s	X	T_{slt}	Y	Источник
			$H_s + m_{slt}$		V_{slt}	
Баренцево море						
1	скв. 140	269	272.2	8.5	3.16	[28]
2	скв. 197	269	274.3	10.5	2.61	
3	скв. 142	165	170	11	1.5	
4	скв. 199	103	111.8	11	1.02	
5	скв. 117	346	349.3	11.6	3.01	
6	скв. 313	285	289	11.3	2.56	
7	P29	605	606.3	14.2	4.27	[29]
8	скв. 26	203	220.2	10	2.2	[28, 30]
9	P32	360	362.7	11.2	3.24	[27]
10	P45	365	365.45	12.7	2.88	
11	скв. 305	272	279.5	12.8	2.18	[5, 28]
12	скв. 104	14	56.4	9	0.63	[5, 30]
13	E1	131	133.5	9.3	1.43	[17]
14	E3	216	218.5	10.8	2	
15	E88-02	271	279.6	13.2	2.07	
16	E21	322	322.5	13	2.48	[16]
17	EB24-35	145	145.4	10	1.45	
18	PL94-07	633	633.8	13.4	4.73	[24]
19	JPC5	463	465.15	12.2	3.81	
20	M1200	308	311.3	12	2.59	[26]
21	M880	388	392.9	12	3.27	
22	JM02-460	389	392.5	12.5	1.39	[32]
23	NP05-86	142	144.8	10.2	1.39	[33]
24	JM10-10	123	128	10.8	1.18	
25	NP05-71	360	364	12.8	2.84	[21]
26	PL94-48	261	261.8	11.4	2.3	[19]
27	S-2519	347	349.7	11.6	3.01	[3]
28	скв. 210	20	37.2	12.8	0.29	[5]
Северное море						
29	Troll 3.1	332	337.2	11	3.06	[22]
30	A79-173	117	118.28	11.4	1.04	[34]
31	A79-156	136	136.22	12	1.13	
32	A79-159	134	135.1	12.3	1.1	
33	B78-125	233	233.5	12.3	1.9	
Карибское море (подводный склон о. Барбадос)						
34	скв. 7	9.5	9.8	6.5	0.15	[13, 14, 18]
35	скв. 12	41	45.3	9.45	0.48	
36	скв. 9	72	80.8	11.5	0.7	

Примечание. H_s – глубина моря (м), m_{slt} – мощность (м) сублиторальных осадков, накопившихся за время T_{slt} (тыс. лет), V_{slt} – средняя скорость тектонического погружения (см/год).

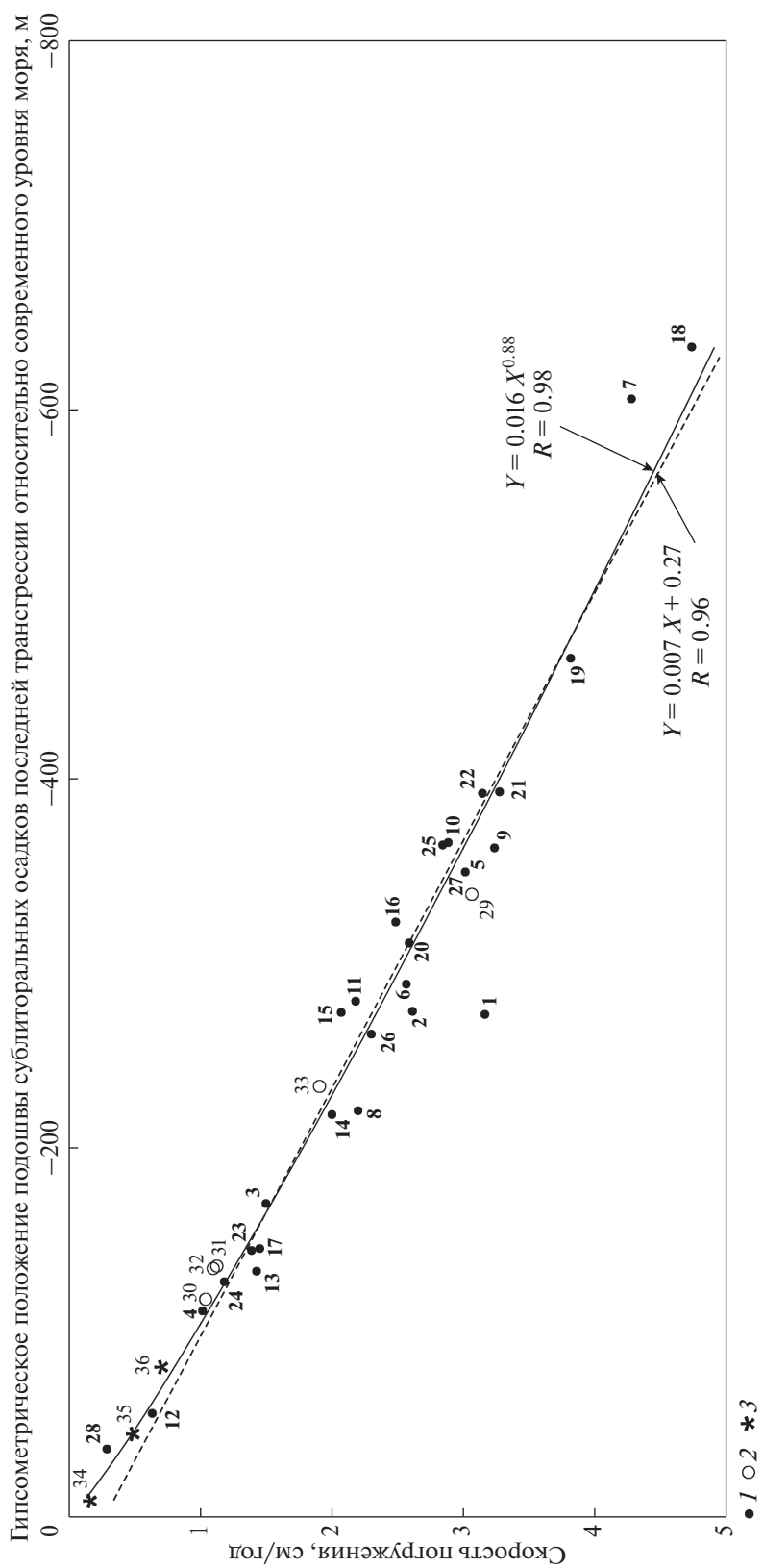


Рис. 10. Варианты графика функциональной связи между гипсометрическим положением подошвы покрова сублиторальных осадков последней трансгрессии ($X = H = H_s + m_{slr}$, м) и средней скоростью тектонического погружения морского дна ($Y = Y_{slr}$, см/год). Номера точек соответствуют порядковым номерам разрезов в табл. 1.

тельствами положительных тектонических движений земной коры являются поднятые береговые линии, отложения морских террас и ярусов эрозионно-аккумулятивного рельефа низменных равнин, обрамляющих современные морские акватории [5]. Например, о. Барбадос, на площади которого распространены поднятые на разную высоту рифовые постройки, образованные кораллом *A. palmata*, обитающим на глубинах не более 5 метров. Уран–ториевые датировки рифовых террас высотой до 55 м над уровнем моря [13, 14] близки рифовым террасам толщ II и III на подводном склоне о. Барбадос, в пределах которого рифы фации *A. palmata*, погружены до абсолютных отметок более – 100 м (см. рис. 2). Ранее поднятые береговые линии на морских побережьях, не подвергавшихся плейстоценовым оледенениям, также считались гляциоэвстатическими. Их современное гипсометрическое положение объяснялось тем, что в периоды межледниковий, из-за более теплых по сравнению с голоценом климатических условий, деградировала даже значительная часть существующих ныне ледников. Однако, после того как стало известно, что объемы ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии в межледниковые эпохи изменялись весьма незначительно, от этого объяснения пришлось отказаться, и гипсометрическая позиция морских террас относительной высотой более 5–10 м была признана тектонически обусловленной. По этой причине современные представления о гляциоэвстатии объясняют только снижение уровня Мирового океана в ледниковые эпохи и практически его восстановление в периоды дегляциаций и межледниковий [2, 6]. Интерпретация результатов датирования морских осадков методами абсолютной геохронологии показывает, что гляциоэвстатия не объясняет и причину расположения ископаемых береговых линий существенно ниже уровня моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Максимальные значения амплитуды и скорости погружения на пассивных континентальных окраинах (шельфы Северного и Баренцева морей) в несколько раз выше, чем на активной (подводный склон о. Барбадос). Последняя морская трансгрессия в районе этого острова наложена на более медленно развивающееся тектоническое поднятие, обусловленное латеральным сжатием на аккреционно-конвергентной границе литосферных плит. Вместе с тем, Северное море и Баренцево море граничат с глубоководными котловинами – Норвежской котловиной, Лофотенской котловиной, котловиной Гренландского моря, котловиной Нансена и котловиной Амундсена – которые являются самыми молодыми океаническими впадинами (глубоководное бурение

в рейсах DSDP 38, ODP 104, 105, 151, 162, 302). Можно предполагать, что на общее тектоническое погружение земной коры, обусловленное планетарным характером последней трансгрессии Мирового океана, наложилось локальное погружение дна глубоководных котловин, связанное с незавершенностью их развития.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность Е.А. Гусеву (ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург) и В.Д. Зархидзе (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) за ценные советы и замечания, высказанные при обсуждении проблемы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 606 с.
2. Былинский Е.Н. Влияние гляциоизостазии на развитие Земли в плейстоцене. М.: ЦНИГРИ, 1996. 212 с.
3. Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Емельянов Э.А. и др. Последледниковые палеоокеанологические условия в Баренцевом и Балтийском морях // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 125–138.
4. Крапивнер Р.Б. Происхождение диамиктонов Баренцевоморского шельфа // Литология и полезн. ископаемые. 2009. № 2. С. 133–148.
5. Крапивнер Р.Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. М.: ГЕОС, 2018. 319 с.
6. Марков К.К., Суетова И.А. Эвстатические колебания уровня океана. М.: Наука, 1965. С. 143–146.
7. Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.
8. Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л., Огородов С.А., Тарасов Г.А. Печорское море: прошлое, настоящее, будущее // Морская геология. 2007. Т. 47. № 6. С. 927–939.
9. Северное море / Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеиздат, 1974. С. 446–453.
10. Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое / А.И. Толмачев (ред.). Л.: Гидрометиздат, 1970. 562 с.
11. Харли Р. Геологические исследования в Вест-Индии / Тр. симп. “Окраины континентов и островные дуги”. Оттава 6–8 сентября 1965. М.: Мир, 1970. С. 158–167.
12. Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.
13. Bard T., Hamelin B., Fairbanks R.G., Zindler F. Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30000 years using mass spectrometric U–Th ages from Barbados corals // Nature. 1990a. Vol. 345. P. 405–410.
14. Bard T., Hamelin B., Fairbanks R.G. U–Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130000 years // Nature. 1990b. Vol. 346. P. 456–458.
15. Butenko G., Østmo S.R. The importance of multidisciplinary geoscience investigations for engineering projects in the Osberg, Brage and Troll fields // Quatern. Engineer. Geol. (Geol. Soc. Engineer. Geol. Spec. Publ.). 2015. № 7. P. 195–202.

16. *Elverhøi A., Bomstad K.* Late Weichselian glacial and glaciomarine sedimentation in the Western, Central Barents Sea / Oslo.: Norsk Polaristitut. 1980. 29 p.
17. *Elverhøi A., Svendsen J.I., Solheim A. et al.* Late Quaternary Sediment Yield from the High Arctic Svalbard Area // *J. Geol.* 1995. Vol. 103. P. 1–17.
18. *Fairbanks R.G.* A 17000 year glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas events and deep-ocean circulation // *Nature.* 1989. Vol. 1989. P. 637–642.
19. *Hald M., Kolstad V., Polyak L. et al.* Late-glacial and Holocene paleoceanography and sedimentary environments in the St. Anna Trough, Eurasian Arctic Ocean margin // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1999. Vol. 146. P. 229–249.
20. *Krapivner R.B.* Morain-like loams of the Pechora lowland – sediments of long frozen seas // *Int. Geol. Rev.* 1975. Vol. 17. № 3. P. 311–318.
21. *Kristensen D.K., Rasmussen T.L., Koç N.* Palaeoceanographic changes in the northern Barents Sea during the last 16000 years – new constraints on the last deglaciation of the Svalbard – Barents Sea Ice Sheet // *Boreas.* 2012. Vol. 42. P. 798–813.
22. *Lehman S.J., Jones G.A., Keigwin L.D. et al.* Initiation of Fennoscandian ice-sheet retreat during the last deglaciation // *Nature.* 1991. Vol. 349. P. 513–516.
23. *Lehman S. J., Keigwin L.D.* Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation // *Nature.* 1992. Vol. 356. P. 757–762.
24. *Ludinski D.J., Polyak L., Forman S.L.* Freshwater and Atlantic Water inflow to the deep northern Barents and Kara seas since ca ^{14}C ka: foraminifera and stable isotopes // *Quatern. Sci. Rev.* 2001. Vol. 20. P. 1851–1879.
25. *Middleton G.V.* Second International Research Symposium on clastic Tidal Deposits // *Geosci. Canad.* 1984. Vol. 16. № 4. P. 246–247.
26. *Murdmaa I., Ivanova E., Duplessy J.-C. et al.* Facies system of Eastern Barents Sea since the last glaciation to present // *Marine Geol.* 2006. Vol. 230. P. 275–303.
27. *Polyak L., Solheim A.* Late and postglacial environments in the northern Barents Sea west of Franz Josef Land // *Polar Research.* 1994. Vol. 13. № 2. P. 197–207.
28. *Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Jull A.J.T.* Two-step deglaciation of the southern Barents Sea // *Geology.* 1995. Vol. 23. P. 567–571.
29. *Polyak L., Forman S. L., Herlihy F.A., Ivanov G., Krinytsky P.* LateWeichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, Northern Kara Sea, Arctic Russia // *Marine Geol.* 1997. Vol. 143. P. 169–188.
30. *Polyak L., Gataullin V., Okuneva O. et al.* New constraints on the limits of the Barents–Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum based on borehole stratigraphy from the Pechora Sea // *Geology.* 2000. Vol. 28. № 3. P. 611–614.
31. *Polyak L., Niessen F., Gataullin V. et al.* The eastern extent of the Barents–Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum based on seismic-reflection data from eastern Kara Sea // *Polar Research.* 2008. Vol. 27. P. 162–174.
32. *Rasmussen T.L., Thomsen E., Śludowska M.* Paleooceanographic evolution of the S.W. Svalbard margin (76° N) since 20.000 ^{14}C yr BP // *Quaternary Research.* 2007. 67. P. 100–114.
33. *Rasmussen T.L., Thomsen E.* Palaeoceanographic development in Storfiorden, Svalbard. During the deglaciation and Holocene: evidence from benthic foraminiferal records // *Boreas.* 2015. Vol. 44. P. 24–44.
34. *Rise L., Rokoengen K.* Surficial sediments in the Norwegian sector of the North Sea between 60°30' and 62° N // *Marine Geol.* 1984. Vol. 58. P. 287–317.
35. *Shackleton N.J., Backman J., Zimmerman H. et al.* Oxygen isotop calibration of the onset of ice-raftering and history of glaciation in North Atlantic region // *Nature.* Vol. 307. 1984. P. 620–623.
36. *Steers I.* The coastline of England and Weles. Cambridge. Univ. Press London: 1946 (2nd edn. 1948). 644 p.

The Last Global Transgression of the World Ocean: Glacio-Eustasy or Tectonics?

R. B. Krapivner*

Hydrogeological and Geoecological Company CJSC "GIDEK", 105203 Moscow, Russia

**e-mail: Krapivner@inbox.ru*

The article substantiates the conclusion about the tectonic nature of the last global transgression of the World Ocean. It is based on the results of marine studies in which complete sections of transgression sediments, separated from their substrate by the diachronous border of the stratigraphic disagreement or those beginning with littoral facies were obtained. The radiocarbon dating of such sections at different levels made it possible to calculate the average rate of relative sea level rise by plotting the radiocarbon age of sediments against depth from the bottom surface. The construction was performed on three reference areas – the underwater slope of the island Barbados, the shelf of the North Sea and the shelf of the Barents Sea. It was revealed that the average rates of relative sea level rise at different points in the same water area, sometimes differ by an order of magnitude, which is incompatible with the eustatic nature of transgression. The maximum amplitudes of transgression in the Barents Sea and the North Sea are several times higher than those permissible by glacio-eustasy. It is assumed that the tectonic immersion of the area, due to the planetary nature of the last marine transgression, overlapped with its immersion, associated with the incomplete formation of the youngest oceanic depressions of the planet located to the north of the underwater Greenland-Scottish Ridge.

Keywords: relative sea level rise, glacio-eustasy, tectonic immersion, radiocarbon dating, U–Th dating, sedimentation break