

УДК 551.462.32(262.5)

**РАЗВИТИЕ ЭКОСИСТЕМ ШЕЛЬФА В УСЛОВИЯХ
ГЛЯЦИОЭВСТАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ОКЕАНА**

**DEVELOPMENT OF SHELF ECOSYSTEMS IN CONDITIONS
OF GLACIOEUSTATIC FLUCTUATIONS OF THE OCEAN LEVEL**

©**Есин Н. В.**

д-р геогр. наук

*Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН
г. Геленджик, Россия, ovos_oos@mail.ru*

©**Esin N.**

*Ph.D., Shirshov Institute of Oceanology RAS
Gelendzhik, Russia, ovos_oos@mail.ru*

©**Крыленко В. В.**

канд. геогр. наук

*Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН
г. Геленджик, Россия, krylenko.slava@gmail.com*

©**Krylenko V.**

*Ph.D., Shirshov Institute of Oceanology RAS
Gelendzhik, Russia, krylenko.slava@gmail.com*

©**Есин Н. И.**

канд. физ.-мат. наук

*Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН
г. Геленджик, Россия, esinnik@rambler.ru*

©**Esin N.**

*Ph.D., Shirshov Institute of Oceanology RAS
Gelendzhik, Russia, esinnik@rambler.ru*

Аннотация. В результате изменения уровня моря наибольшие изменения наблюдаются в прибрежных экосистемах. Одной из возможных причин наблюдаемых в настоящее время изменений уровня Черного моря являются гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана. В статье впервые предложено дифференциальное уравнение, описывающее изменения рельефа шельфа в период гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана. В основу уравнения положено соотношение между уклонами существующего и формирующегося шельфа, а также скоростями абразии и изменения уровня моря. Приводятся примеры численных и аналитических решений уравнения, которые описывают профиль шельфа после трансгрессивной стадии.

Abstract. As a result of sea level change the largest changes are observed in coastal ecosystems. One possible reason of the currently observed changes of the Black sea level are glacioeustatic fluctuations in Global sea level. In the paper the differential equation describing changes in the relief of the shelf during the glacio-eustatic oscillations of the World Ocean level was proposed for the first time. The relationship between the inclinations of the existing and

emerging shelf, abrasion rates and sea level changes is the basis of this equation. Examples of numerical and analytical solutions of the equation describing the shelf profile after the transgressive stage are given.

Ключевые слова: эволюция шельфа, прибрежные экосистемы, гляциоэвстатические колебания, трансгрессия, регрессия.

Keywords: shelf evolution, coastal ecosystems, glacio-eustatic fluctuations, transgression, regression.

В последние десятилетия отмечается постепенный рост уровня Черного моря. Темп роста пока относительно небольшой — примерно 20 см за сто лет. Однако, даже такие изменения могут сказываться на ходе некоторых процессов, протекающих в прибрежной зоне. Как правило, с ростом уровня моря усиливается абразия берегов, особенно аккумулятивных или сложенных легко размываемыми породами. При этом усиливается вынос в море взвешенных веществ, изменяются оптические и характеристики морской воды. Наибольшие изменения наблюдаются в прибрежных экосистемах. В результате ухудшения прозрачности и заиливания деградируют бентосные сообщества. Для того, чтобы определить пределы устойчивости прибрежных экосистем, необходимо выяснить, наблюдались ли подобные изменения в прошлом, какова была их величина. Одной из возможных причин наблюдаемых в настоящее время изменений уровня Черного моря являются гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана. В статье предложено дифференциальное уравнение, описывающее изменения рельефа шельфа в период предшествующих гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана.

Одной из фундаментальных научных проблем океанологии и геологии, имеющей значительное прикладное значение в сфере международного права и при поиске полезных ископаемых, является реконструкция эволюции шельфа в далеком прошлом. Как известно, современный шельф сформировался в условиях многочисленных гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана с размахом до 150 метров. За время каждого цикла трансгрессия–регрессия уровень воды дважды проходил через один и тот же участок шельфа, так или иначе воздействуя на него. Таким образом, во время каждой трансгрессии и регрессии океана рельеф шельфа изменялся.

Шельфы современных морей двух типов. В акватории дельт крупных рек шельф покрывается чехлом осадка из выносимого реками аллювия и ила. Это — так называемые аккумулятивные шельфы. Примером могут служить участки шельфа Черного моря, расположенные напротив устьев рек Дунай, Риони. Вблизи Керченского пролива многие участки морского дна сложены выносами палеорек Дона и Кубани.

Подавляющее большинство шельфов образованы абразионным воздействием волн на коренные породы морского дна и побережья. Основные закономерности абразионного процесса, протекающего в условиях трансгрессий и регрессий морей, освещены в монографии [1]. Полученные соотношения между различными параметрами абразии позволили выполнить реконструкцию эволюции некоторых участков шельфа Черного моря [2–4]. В качестве обобщения полученного ранее материала, в предлагаемой статье для описания абразионного преобразования шельфа предложено простое дифференциальное уравнение.

Особенности абразионного процесса в условиях изменения уровня моря

В свое время нами [1, 5] была разработана математическая модель абразионного процесса в виде системы двух дифференциальных уравнений. Она давала возможность рассчитать скорость отступления клифа (V_x) и углубления бенча (V_y) в прибойной зоне при различных режимах повышения или понижения уровня моря. Решения этой системы показали, что в начальной стадии абразии в процессе формирования клифа и бенча значения V_x и V_y зависят от положения уровня моря и конфигурации бенча. Но спустя определенное время начальные условия уже не влияют на абразионный процесс, и далее он развивается по своим законам. Если скорость повышения уровня моря не изменяется, тогда выполняются следующие зависимости:

$$V_x = u \cdot ctg \alpha \quad (1)$$

$$V_y = V_x \cdot tg \beta - u \quad (2)$$

где: u — скорость повышения уровня моря, β — уклон дна на пересечении клифа и бенча, α — угол наклона дна моря, вышедшего из зоны волнового воздействия. Фактически, это угол наклона формирующегося шельфа. Таким образом, соотношения (1) и (2) связывают интенсивность абразионного процесса и скорость повышения уровня моря с параметрами шельфа, который образуется в рассматриваемый момент времени. Они показывают, что в стадии стабилизации абразионного процесса прибойная зона и зона абразионного преобразования волнами дна перемещаются в сторону суши с той же скоростью, с какой отступает клиф. В это время условия протекания абразии не изменяются, если не меняется волновой режим моря. Но последний является достаточно консервативным фактором.

Одно из правил П. Брууна [6] гласит, что при неизменных условиях в море формируются одинаковые береговые формы. Именно это иллюстрируют соотношения (1) и (2), показывая, что в процессе повышения уровня и переработки подводного склона вся береговая зона перемещается вверх параллельно самой себе без изменения взаимной конфигурации. При этом формируется шельф с одним и тем же углом наклона к плоскости горизонта.

Формулы (1) и (2) получены как асимптотическое решение системы уравнений, описывающих абразионный процесс, но они могут быть найдены и из кинематических соображений [1]. Исключив из (1) и (2) величину V_x , получим:

$$tg \alpha = \frac{tg \beta}{1 + |A|}, \quad (3)$$

где $A = \frac{V_y}{u}$ — абразионное число [1].

Формула (3) устанавливает связь между параметрами абразионного процесса и уклоном формирующегося шельфа в условиях повышения уровня моря. Величина A характеризует интенсивность протекания абразионного процесса: чем больше значение A , тем сильнее морские волны разрушают берег. Клиф образуется в том случае, когда $tg \alpha < tg Y$, где $tg Y$ — уклон исходного шельфа.

Зная скорость изменения уровня моря во времени и средний уровень скорости абразии, можно выполнить реконструкцию процесса эволюции шельфа в прошлом. Так была выполнена реконструкция развития побережья и шельфа России и Болгарии в плейстоцене [2–4]. Расчеты проводились по формуле (3). Значение V_y принималось близким к современным значениям, а u — по кривой колебания уровня Черного моря в плейстоцене [7].

В некоторых случаях по геометрическим параметрам существующих плейстоценовых террас величину V_y можно было корректировать. Откорректированные значения V_y не выходили за пределы значений, измеренных в настоящее время [8].

В формуле (3) $tg \alpha$ можно записать в виде $\frac{dy}{dx}$, если $y = y(x)$ — профиль поверхности шельфа. Тогда получаем:

$$\frac{dy}{dx} = \frac{tg\beta}{1 + \frac{|V_y|}{u}} = \frac{utg\beta}{u + |V_y|} \quad (4)$$

Уравнение (4) может быть применено для расчета профиля шельфа образованного трансгрессией при условии, что имеется кривая изменения уровня моря во времени $y = f(t)$. В этом случае $u = \frac{df}{dt}$. Но, чтобы решить уравнение (4), величина u в нем должна быть выражена через y в виде $u = F(y)$, для чего нужно из зависимости $y = f(t)$ получить обратную функцию $t = \zeta(y)$ и подставить ее в выражение $u = F(t)$. Получаем: $u = F[\zeta(y)]$. Это позволяет нам определить значение скорости повышения уровня моря в зависимости не от времени, а от высотной отметки уровня.

Развитие рельефа кавказского шельфа Черного моря

Рассмотрим самый простой случай: скорость повышения уровня моря не изменяется во времени. Тогда $y = at$, $u = a = const$. Оценку сделаем для кавказского шельфа Черного моря. Коренные горные породы здесь представлены флишевыми толщами. Современные скорости углубления дна на разных участках изменяются от 1 до 4,7 мм/год, среднее значение близко к 3 мм/год. Принимаем, таким образом, $V_y = 3$ мм/год. Ориентировочно примем, что уровень моря за 20000 лет поднялся на 100 м. Скорость повышения уровня составляет $5 \cdot 10^{-3}$ м/год. Абразионное число A равно $3 \text{ мм/год} \div 5 \text{ мм/год} = 0,6$. Уклоны дна современной прибойной зоны составляют от 0,1 до 0,3; приняв среднее значение 0,15, получаем из (4):

$$tg \alpha = \frac{0,15}{1,6} = 0,09.$$

Итак, если бы уклон исходного шельфа был больше 0,09, ширина вновь образованного шельфа была бы равна $100 \div 0,09 = 1111$ м. Если бы уклон исходного шельфа был меньше 0,09, произошло бы затопление морем шельфа без его абразионного преобразования.

В последние 6 000 лет уровень океана (и Черного моря) повышается со скоростью 0,6 мм/год. Абразионное число A для черноморского шельфа равно: $3 \text{ мм/год} \div 0,6 \text{ мм/год} = 5$. При таком значении A уклон верхней части шельфа был бы равен $0,15 \div 6 = 0,025$. За 6 000 лет уровень Черного моря поднялся на 3,6 м и берег отступил на $3,6 \text{ м} \div 0,025 = 144$ м.

При очередной регрессии уровень моря мог опускаться ниже точки перегиба шельфа, в зону континентального склона. При последующей трансгрессии возможны два варианта преобразования шельфа. При малом абразионном числе происходит просто затопление нижнего участка шельфа без его абразионного преобразования (Рисунок 1). При относительно большом значении A во время трансгрессии волны срезают часть нижнего участка шельфа и часть побережья (Рисунки 2–3). На Рисунке 2 хорошо виден абразионный срез края шельфа на глубинах от 95 до 85 метров. Когда уровень моря поднялся выше 85 метров, началось затопление шельфа без абразионного преобразования его коренной поверхности. В это время размывался верхний слой осадочного чехла.

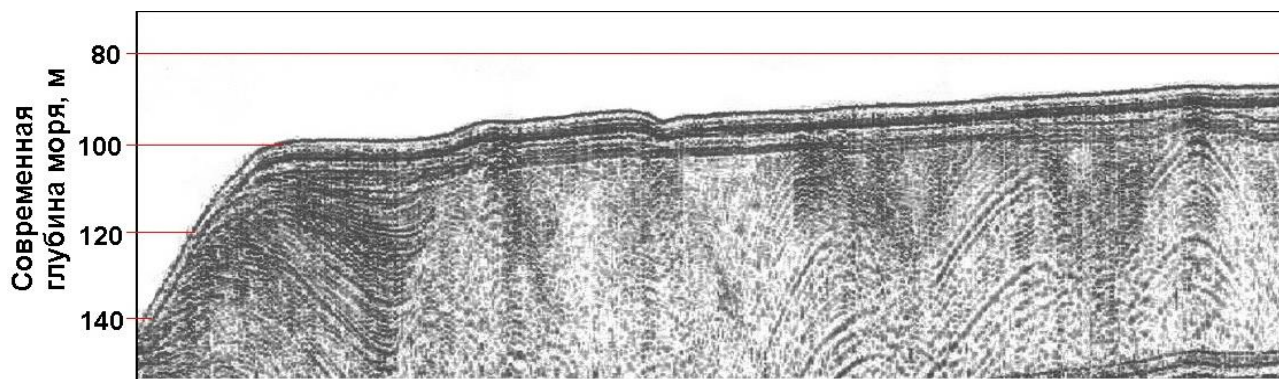


Рисунок 1. Поперечный сейсмопрофиль участка шельфа Черного моря (район г. Геленджика), не имеющего признаков абразионного преобразования во время позднеплейстоценовой трансгрессии

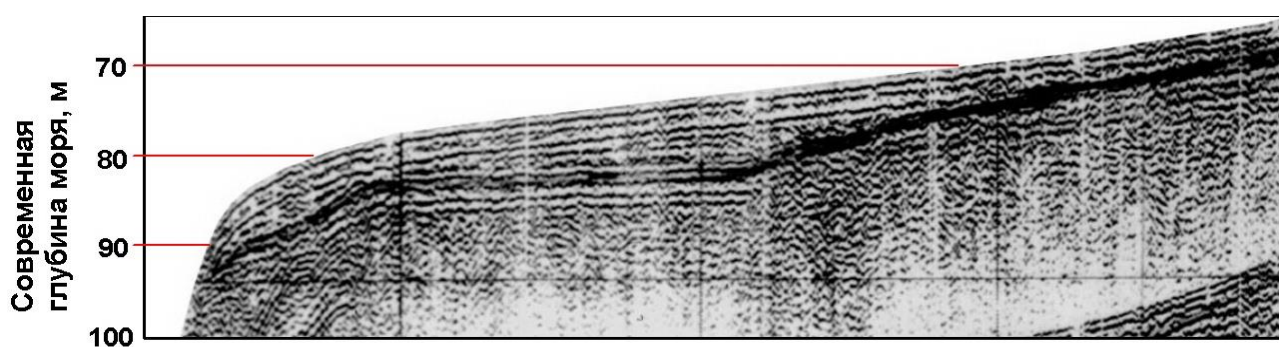


Рисунок 2. Поперечный сейсмопрофиль участка шельфа к югу от г. Геленджика

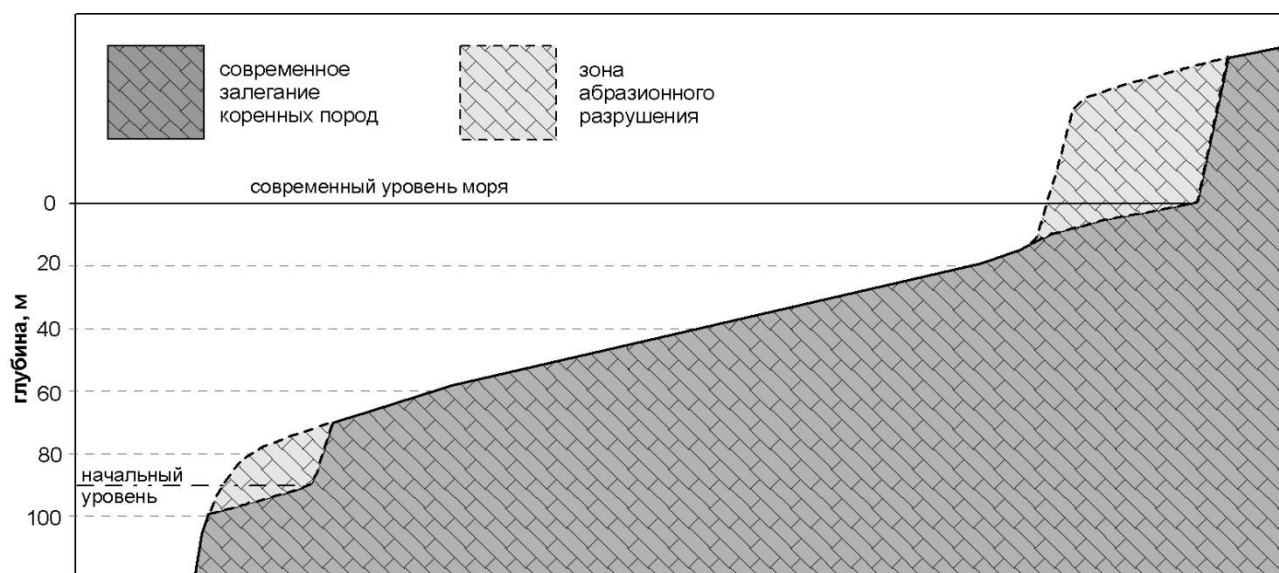


Рисунок 3. Схема развития шельфа северо–восточного сектора Черного моря в позднем плейстоцене–голоцене. При низком уровне моря волны разрушили сравнительно крутой нижний участок шельфа. Пологая часть шельфа затапливалась в условиях относительно большой скорости повышения уровня моря. Когда 6–7 т. л. н. скорость трансгрессии моря снизилась до 0,6 мм/год, началось разрушение дна моря с образованием клифа. Этот процесс протекает и в настоящее время

Отметим, что осадочный чехол, лежащий на шельфе, может быть размыв волнами во время трансгрессии моря. Как правило, лежащий на коренных породах осадок не литифицирован, его прочность незначительна, он легко разрушается волнами.

Оценка изменений уровня Мирового океана в последние 20 000 лет

Рассмотрим вопрос о том, как изменялся уровень Мирового океана в последние 20 тыс. лет. Наиболее аргументированным вариантом изменения уровня Мирового океана является кривая (Рисунок 4), предложенная Роде [9]. Она показывает, что во временном интервале 20÷15 т. л. н. уровень океана повышался со скоростью $3 \cdot 10^{-3}$ м/год, в интервале 15÷7 т. л. н. — со скоростью $13,3 \cdot 10^{-3}$ м/год, в интервале 7÷0 т. л. н. — $0,6 \cdot 10^{-3}$ м/год.

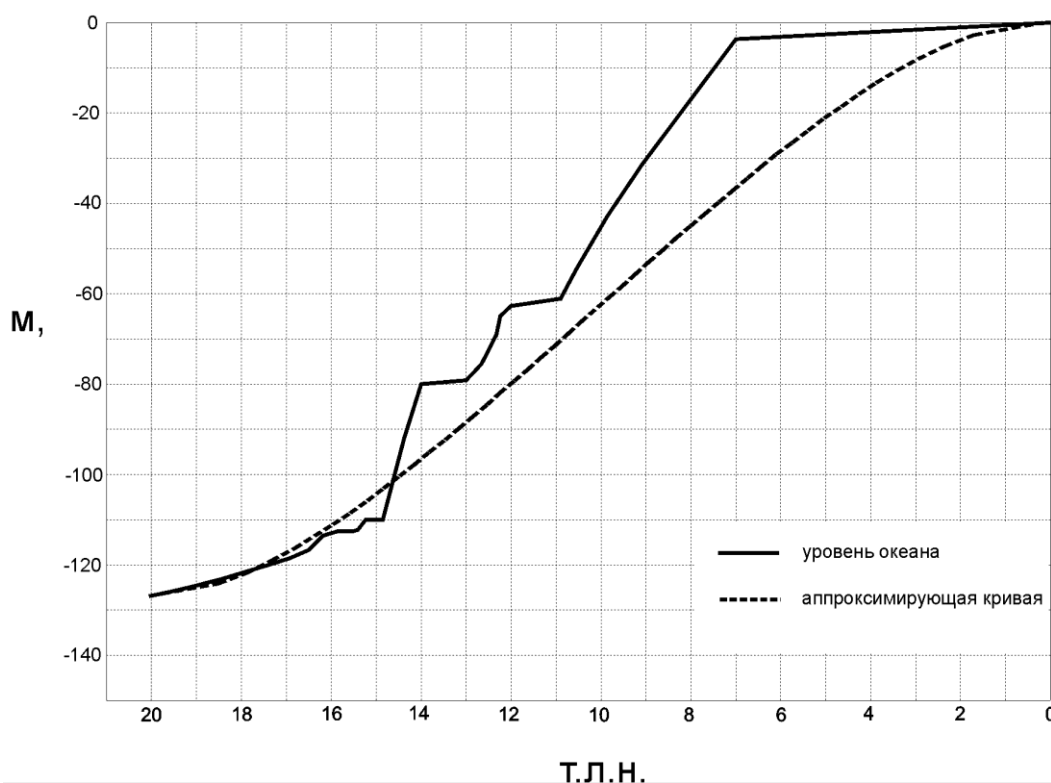


Рисунок 4. Кривая изменения уровня Мирового океана в последние 20 тысяч лет [9], и ее аппроксимация функцией $y = L \cdot (1 - \cos \omega t)$

По своему очертанию кривая Роде близка к очертанию синусоиды и может быть грубо аппроксимирована функцией:

$$y = L \cdot (1 - \cos \omega t), \quad (5)$$

где: $\omega = \frac{\pi}{20000} t$, $L = 63$ м — амплитуда изменения уровня океана.

Скорость повышения уровня моря в этом случае определяется так:

$$u = \frac{dy}{dt} = L \cdot \omega \cdot \sin \omega t. \quad (6)$$

Запишем скорость u как функцию y . Для этого из (5) находим:

$$t = \frac{1}{\omega} \cdot \arccos \frac{L-y}{L}.$$

Подставив это выражение в (6), получим:

$$u = L \cdot \omega \cdot \sin\left(\arccos \frac{L-y}{L}\right),$$

или окончательно:

$$u = \omega \cdot \sqrt{2Ly - y^2}.$$

Уравнение для описания профиля образованного после трансгрессии шельфа записывается, с учетом (4), так:

$$\frac{dy}{dx} = \frac{\omega \sqrt{2Ly - y^2} \cdot \operatorname{tg} \beta}{\omega \sqrt{2Ly - y^2} + V_y}. \quad (7)$$

Решением этого уравнения является функция:

$$x = \frac{1}{\omega} V_y \pi \operatorname{ctg} \beta + y \cdot \operatorname{ctg} \beta + \frac{1}{\omega} V_y \pi \operatorname{ctg} \beta \cdot \arcsin \left(\frac{y}{L} - 1\right). \quad (8)$$

Эта функция описывает профиль шельфа в том случае, если уклон исходного шельфа был больше уклона нового шельфа. Если же он был меньше, то трансгрессия просто затапливает исходный шельф без его абразионного преобразования. В этом случае возможно протекание абразионного процесса с образованием клифа на участках, где уклон исходной поверхности больше некоторого критического значения.

На Рисунке 5 представлено решение уравнения (7) при следующих условиях: размах изменений уровня принят 126 м, скорость углубления бенча в прибойной зоне 20 мм/год. Ход уровня Мирового океана аппроксимировался функцией $L \cdot (1 - \cos \frac{\pi}{20000} t)$. На Рисунке 5 видно, что за одну трансгрессию океан образовал шельф шириной 3,5 км. На нижних и верхних участках нового шельфа уклоны меньше, чем на его центральном участке. Это соответствует тому теоретическому результату, что чем меньше скорость относительного повышения уровня моря, тем меньше уклон формирующего шельфа.

Интересно отметить следующее. Если расчеты параметров шельфа провести по всем прямолинейным участкам кривой Роде, то получим более детальный профиль образованного шельфа (Рисунок 5б). Но использование дифференциального уравнения (4) для расчета позволяет описать эволюцию шельфа для ряда последовательных трансгрессий и создать схему выполнения расчетов на компьютере.

Особенности формирования шельфа в условиях колебаний уровня моря

Шельф современных морей образован за длительное время и многократные трансгрессии. В редких случаях шельф образован в условиях отсутствия вертикальных движений земной коры. В подавляющем же большинстве случаев побережье, подвергшееся абразионной переработке волнами, или воздымается вверх, или опускается вниз, т.е. современные шельфы образовались в условиях длительных однонаправленных

вертикальных движений земной коры. В зависимости от знака вертикальных движений формируется два типа шельфов.

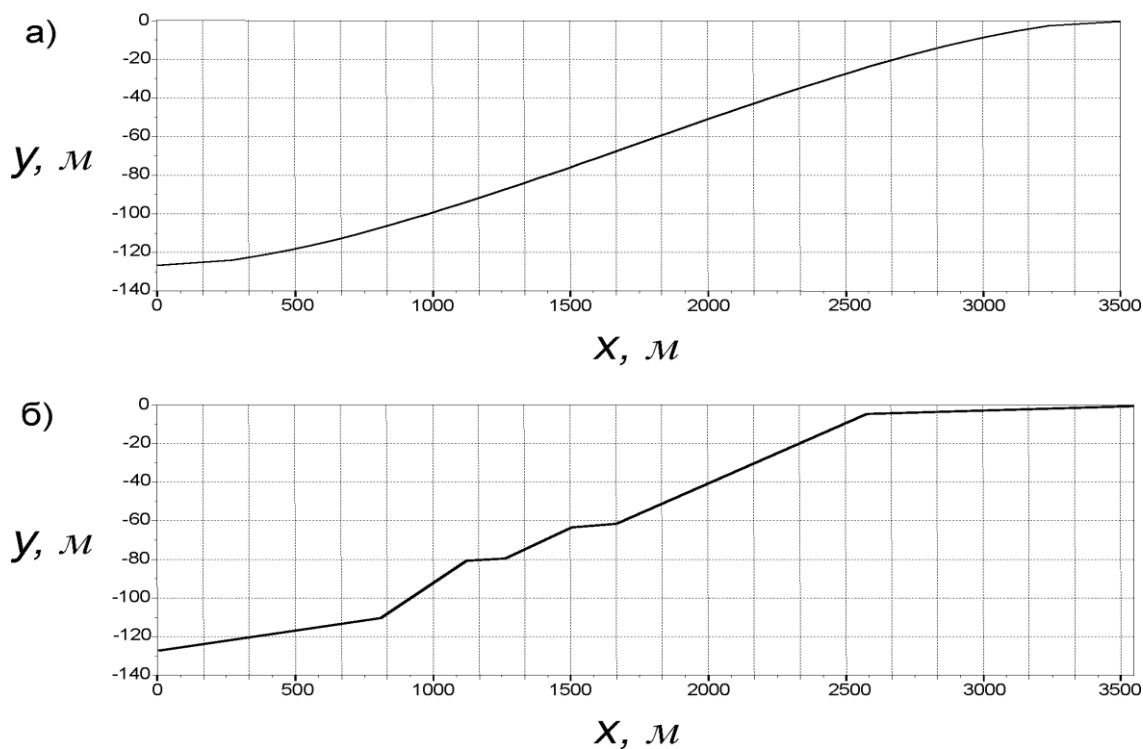


Рисунок 5. Поперечный профиль шельфа, полученный: а) методом решения уравнения (7); б) методом расчета по прямолинейным участкам кривой Rohde. Как видно, принципиальных различий между ними нет, и ширина шельфа примерно одинаковая

Когда земная кора воздымается, во время очередной трансгрессии повышение уровня прекращается на отметке, расположенной ниже той отметки, до которой он поднимался во время предыдущей отметки. Разность отметок образуется за счет того, что за время от начала предыдущей регрессии до конца последующей трансгрессии побережье может подняться на десятки метров. Береговая линия после каждого трансгрессивно-регрессионного цикла перемещается в сторону моря, оставляя на побережье участки древнего морского дна в виде поднятых абразионных террас. При этом шельф не расширяется. Так, от карангатской трансгрессии до настоящего времени прошло примерно 120 тыс. лет. Если в это время средняя скорость воздымания земной коры составляла 0,1 мм/год, то за 120 тыс. лет побережье поднялось на 12 метров. Такие расположенные на отметках примерно +12 м плоские поверхности повсеместно распространены на Кавказском побережье Черного моря, и описаны в литературе как карангатские 12-метровые террасы.

На погружающихся побережьях процесс формирования шельфа имеет иные особенности. За время низкого стояния уровня моря, которое может продолжаться десятки тысяч лет, побережье вместе с древним клифом опускается ниже тех отметок, которые они занимали в течение предыдущей трансгрессии. В этом случае во время очередной трансгрессии уровень моря подходит к древнему клифу и разрушает его, перемещая береговую линию в сторону суши и расширяя шельф. Нижняя бровка шельфа погружается на все большие глубины. В таких ситуациях формируется обширный шельф, у которого нижняя бровка погружена значительно ниже регрессивных отметок уровня моря.

Список литературы:

1. Есин Н. В., Савин М. Т., Жилияев А. П. Абразионный процесс на морском берегу. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 200 с.
2. Есин Н. В., Глебов А. Ю., Евсюков Ю. Д. Эволюция шельфа северо-восточного сектора Черного моря в плейстоцен-голоцене // ДАН УССР. Серия Б. 1985. Т. 5. С. 29-35.
3. Есин Н. В., Глебов А. Ю., Евсюков Ю. Д. Эволюция поверхности шельфа северо-восточного сектора Черного моря в плейстоцен-голоцене // БМОИП. 1986. Т. 61. №5. С. 82-86.
4. Есин Н. В., Димитров П. С., Ломброзо М. Ю. Схема эволюции шельфа Болгарии в плейстоцене // Доклады Болгарской АН. 1989. Т. 42. №4. С. 87-90.
5. Есин Н. В. Развитие абразионного берега в условиях равномерного повышения уровня // Океанология. 1980. Т. XX. №6. С. 1070-1072.
6. Bruun P. Coast erosion and the development of beach profiles. Tech. Memo №44, Beach Erosion Board, U.S. Army Eng. Waterways Expt. Stn., Vicksburg, MS, 1954.
7. Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия. Наука, 1978. 300 с.
8. Жилияев А. П., Есин Н. В. К методике количественной оценки абразии // Океанология. 1965. Т. 5. №6. С. 29-36.
9. Rohde R. A. Image Post-Glacial Sea Level. 2007. Режим доступа: <http://www.globalwarmingart.com>.

References:

1. Esin, N. V., Savin, M. T., Zhilyaev, A. P. (1980). Abrazionnyi protsess na morskom beregu. Leningrad, Gidrometeoizdat, 200
2. Esin, N. V., Glebov, A. Yu., & Evsyukov, Yu. D. (1985). Evolyutsiya shelfa severo-vostochnogo sektora Chernogo morya v pleistotsen-golotsene. *DAN USSR. Seriya B*, 5, 29-35
3. Esin, N. V., Glebov, A. Yu., & Evsyukov, Yu. D. (1986). Evolyutsiya poverkhnosti shelfa severo-vostochnogo sektora Chernogo morya v pleistotsen-golotsene. *BMOIP*, 61, (5), 82-86
4. Esin, N. V., Dimitrov, P. S., & Lombrozo, M. Yu. (1989). Skhema evolyutsii shelfa Bolgarii v pleistotsene. *Doklady Bolgarskoi AN*, 42, (4), 87-90
5. Esin, N. V. (1980). Razvitie abrazionnogo berega v usloviyakh ravnomernogo povysheniya urovnya. *Okeanologiya*, XX, (6), 1070-1072
6. Bruun, P. (1954). Coast erosion and the development of beach profiles. Tech. Memo no. 44, Beach Erosion Board, U.S. Army Eng. Waterways Expt. Stn., Vicksburg, MS
7. Fedorov, P. V. (1978). Pleistotsen Ponto-Kaspiya. Nauka, 300
8. Zhilyaev, A. P., & Esin, N. V. (1965). K metodike kolichestvennoi otsenki abrazii. *Okeanologiya*, 5, (6), 29-36
9. Rohde, R. A. (2007). Image Post-Glacial Sea Level. Available at: <http://www.globalwarmingart.com>

*Работа поступила
в редакцию 22.09.2017 г.*

*Принята к публикации
25.09.2017 г.*

Ссылка для цитирования:

Есин Н. В., Крыленко В. В., Есин Н. И. Развитие экосистем шельфа в условиях гляциоэвстатических колебаний уровня океана // Бюллетень науки и практики. Электрон. журн. 2017. №10 (23). С. 67-76. Режим доступа: <http://www.bulletennauki.com/esin> (дата обращения 15.10.2017).

Cite as (APA):

Esin, N., Krylenko, V., & Esin, N. (2017). Development of shelf ecosystems in conditions of glacioeustatic fluctuations of the ocean level. *Bulletin of Science and Practice*, (10), 67-76