

30. *Strikanthan R., Wasson R.J.* Influence of recent climate on sedimentation in Burrinjuck Reservoir // IAHS Publ. 1993. № 217. P. 109–118.
31. *Wilson G.A.* Aspekte der Waldrodung in Neuseeland // Erde. 1990. V. 121. № 2. P. 73–75.

Казанский госуниверситет

Поступила в редакцию  
07.12.2001

## **TENDENCIES IN EROSION PROCESSES IN SOUTH AMERICA AND AUSTRALIA THROUGH THE SECOND HALF OF 20<sup>TH</sup> CENTURY**

**A.V. GUSAROV**

Summary

Progressive changes in erosion processes in South America and Australia during the second half of 20<sup>th</sup> century are established on the basis of direct (suspended load dynamics) and indirect (rainfall dynamics and human activities) evidences.

УДК 551.462:551.4.072

© 2003 г. С. А. ЛУКЬЯНОВА

### **РЕЛИКТОВЫЙ СУБАЭРАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ ПОД ВОДАМИ МИРОВОГО ОКЕАНА**

#### **Введение**

Еще три-четыре десятилетия назад о подводном экзогенном рельефе существовали весьма неясные представления. Имелись лишь некоторые данные и логические умозаключения о возможном наличии в пределах шельфа реликтового (своего рода – “пассивного”) рельефа экзогенной природы, т.е. тех форм рельефа, которые развивались в субаэральных условиях регрессивных эпох плейстоцена (в основном, позднего), когда осушались обширные пространства шельфа. В период голоценовой трансгрессии субаэральный рельеф был затоплен морскими водами и прекратил свое первоначальное развитие в связи с изменением окружающих условий. Высказывались и прямо противоположные суждения – о невозможности сохранения на морском дне этих форм рельефа из-за размывающего действия последующей трансгрессии (“эффект бульдозера”). Однако исследования последних десятилетий свидетельствуют о хорошей сохранности на дне океанов даже такого быстро размываемого рельефа, как эоловый (северо-запад Черного моря, юго-восток Африки и Австралии), особенно при литификации эоловых отложений.

В настоящее время следы древнего субаэрального рельефа известны практически на всех шельфах мира. В высоких широтах, где развивались мощнейшие покровные оледенения, это, прежде всего, различные ледниковые формы. Обнаружены, в частности, ледниковые краевые образования на дне Баренцева, Балтийского, Северного морей, в том числе морены напора в виде гряд с относительной высотой до 30–80 м. Разнообразные ледниковые формы широко представлены в южной половине Ботнического залива, где обнаружены конечно-моренные гряды (юго-западнее архипелага Ваза), поля друмлинного рельефа (в западной части залива) и весьма четкие озы (например, Пори-эскер близ г. Пори). Аналогичные реликтовые формы развиты на шельфах Баренцева моря, Гренландии и Канадского архипелага.

В тех же районах сохранились различные формы ледниковой экзарации, в том числе многочисленные и глубокие ледниковые трюги. Наиболее крупные из них распола-

гаются на продолжении фиордов (побережье Канады, Гренландии) и имеют глубину 600–700 м (хорошо известный Норвежский желоб и многие другие). Еще более значительны по глубине ледниковые желоба и трогги во внутренних зонах антарктического шельфа (врез более 1000 м).

Большинство сохранившихся на шельфе реликтовых ледниковых форм образовалось, по-видимому, в позднеплейстоценовый период значительного расширения ледниковых покровов, нередко распространявшихся в пределы осушенного шельфа. Часть их могла формироваться в субквальных условиях [1]. В последнем случае ледник спускался непосредственно в воду, оттесняя ее перед своим фронтом, при условии достаточно большой его мощности, когда подошва льда лежит на грунте. Современным примером такого ледника является Западно-Антарктический ледниковый покров, подошва которого располагается сейчас на глубинах моря порядка 1 км.

На обширных шельфах мира весьма многочисленны реликты затопленных речных долин, которые в силу универсальности речного фактора известны практически во всех широтных поясах. Крупнейшая речная система, ныне оказавшаяся под морскими водами, известна на шельфе Южно-Китайского и Яванского морей. Предполагается, что в период позднеплейстоценовых регрессий моря здесь существовали две крупные, сильно разветвленные речные долины: Северная Зондская с истоками на Суматре, имевшая северо-восточное направление и принимавшая притоки на Малакке и в Зап. Калимантане, и Южная Зондская, направлявшаяся к востоку – в Макасарский пролив и принимавшая притоки с Юж. Калимантана и Явы. Аналогичные речные долины четко прослеживаются на Арафурском шельфе Австралии и имеют, по-видимому, тот же возраст, что и зондские долины. Крупные речные долины, являющиеся непосредственным продолжением речных систем суши, характерны также для шельфов арктических морей, особенно для Карского моря, где на расстоянии до 200 км прослеживаются подводные продолжения мощнейших долин региона – Оби и Енисея. Сходные, хотя и значительно меньших размеров затопленные речные долины осложняют шельф Охотского, Северного, Балтийского и многих других морей.

В затопленном виде нередко также формы рельефа иного генезиса – карстовые, прибрежные волновые, биогенные, эоловые.

Формы “пассивного” экзогенного рельефа (в противоположность “активному”, развивающемуся непосредственно в водной среде) приурочены к самой верхней батиметрической зоне океана, поскольку они связаны с пространственным колебанием края водной массы. Даже с учетом максимального понижения уровня океана в позднем плейстоцене до глубин 120–130 м, диапазон их распространения ограничен поверхностью шельфа. На участках погруженного шельфа (Охотское море, Антарктида, банка Рокколл) они могут быть выведены на гораздо большие глубины (до 500–1000 м), но опять-таки “пассивно” – лишь в результате воздействия на край материка, где они находятся, тектонических и/или изостатических сил.

Оказавшись в результате голоценовой трансгрессии и тектонических движений в чуждых им подводных условиях, субаэральные формы рельефа должны были резко изменить (а возможно, и прекратить) свое развитие. Об их дальнейшей эволюции, взаимосвязи с различными факторами подводного рельефообразования пока известно сравнительно мало, хотя отдельные сведения все же имеются. Эта информация, в основном, касается эрозионных и береговых форм реликтового рельефа как наиболее широко распространенных на шельфах Мирового океана.

### **Отрицательные формы рельефа**

Вероятно, простейшим случаем является наличие на шельфе локальных реликтовых эрозионных впадин изометрических очертаний. Они служат отстойниками осадочного материала (особенно тонкого) любого происхождения, движущегося по поверхности шельфа. К примерам форм такого рода можно отнести многочисленные бухты (“сумки”) вдоль побережья Кубы, развитые на месте эрозионных или эрозион-

но-тектонических депрессий [2]. Таковы бухты Гуаканаяба, Онда, Нипе и др. Со стороны моря они нередко ограничены тектонически предопределенными грядами коралловых рифов, банок и островков (бухта Гуаканаяба) или древними литифицированными аккумулятивными береговыми формами, что еще более усиливает их эффективность как ловушек осадочного материала, который в основном представлен аллювием, выносимым с суши большими и малыми водотоками. Заполнение бухтовых котловин достигает мощности 10–15 м и представлено, главным образом, тонкими осадками – преимущественно разного рода илами.

Роль отстойников тонкого материала могут играть реликтовые депрессии и другого генезиса на поверхности шельфа. Например, на шельфе Чукотского моря при сейсмоакустическом профилировании были обнаружены крупные реликтовые термокарстовые формы рельефа предположительно субаэрального генезиса, целиком заполненные толщей голоценовых осадков, мощностью 7–10 м [3].

Несомненно более сложная ситуация возникает при наличии на шельфе линейных эрозионных форм – т.е. реликтовых речных долин, пересекающих весь шельф или большую его часть. Установлено, что подводная долина р. Гудзон на атлантическом шельфе Северной Америки является своеобразным барьером на пути движения осадков, которые перемещаются здесь преимущественно в юго-западном (т.е. продольном по отношению к шельфу) направлении со скоростью примерно  $10^4$  г/см-год [4, 5]. Долина была врезана на 100 м в поверхность шельфа во время плейстоценового низкого стояния уровня океана, а в период голоценовой трансгрессии постепенно заполнялась осадками. Поскольку долина располагается поперек шельфовых и вдольбереговых течений, она служила своеобразной ловушкой для перемещающегося осадочного материала. Об этом свидетельствует в 3 раза больший объем осадочного заполнения в восточной части долины по сравнению с западной. Зафиксированные в пределах самой долины сильные течения (в том числе и вверх по долине), скорости которых на порядок выше шельфовых, все же не способны удалить из нее массу поступающих сюда с востока (как в ловушку) осадков. Последние, скапливаясь у одного борта долины, вызывают отклонение ее тальвега в противоположную сторону. Об эффективной задержке осадков долиной свидетельствует распространение на шельфе к западу от нее в условиях дефицита тонкого материала остаточных гравийных полей, тогда как с восточной, “наветренной” стороны долины располагаются поля тонких песков (рис. 1).

По-видимому, аналогичным образом ведут себя и другие затопленные речные долины на шельфах Мирового океана. В частности, на широчайших арктических шельфах насчитывается несколько десятков реликтовых эрозионных форм, многие из которых хорошо выражены в рельефе, особенно в Карском море [3, 6–8]. Благодаря огромной ширине (300–500 км) и малым уклонам шельфа речные системы во время развития послеледниковой трансгрессии испытывали, вероятно, сильный подпор. Одновременное таяние горно-долинных ледников на речных водоразделах обеспечивало активный вынос терригенного материала, что способствовало заполнению долин аллювием. Поэтому затопленные участки долин имеют в большинстве случаев сравнительно небольшую глубину (порядка 20–25 м). Тем не менее, они вполне могли служить ловушками шельфового осадочного материала. Этому способствовало и то обстоятельство, что шельфовые течения в арктических морях имеют циркуляционную составляющую [9], что обеспечивает им и влекомым взвесям неоднократное прохождение над затопленными долинами. При некотором увеличении врезов и уклонов днищ долин возможно ускорение течений внутри них, что способствует выносу осадков к внешним зонам шельфа. Сильные течения предполагаются, например, в крупных реликтовых эрозионно-тектонических и эрозионных формах Чукотского моря – Чукотском желобе и долине Хоуп [3, 9]. Об этом свидетельствуют выходы крупнообломочных (галечных) отложений в тальвеге долин, образовавшиеся за счет отмытки и выноса течениями тонких илесто-песчаных фракций.

Интересная особенность реликтовой эрозионной формы рельефа отмечена на узком шельфе о-ва Санта-Крус (американская часть Виргинских островов) [10]. Север-

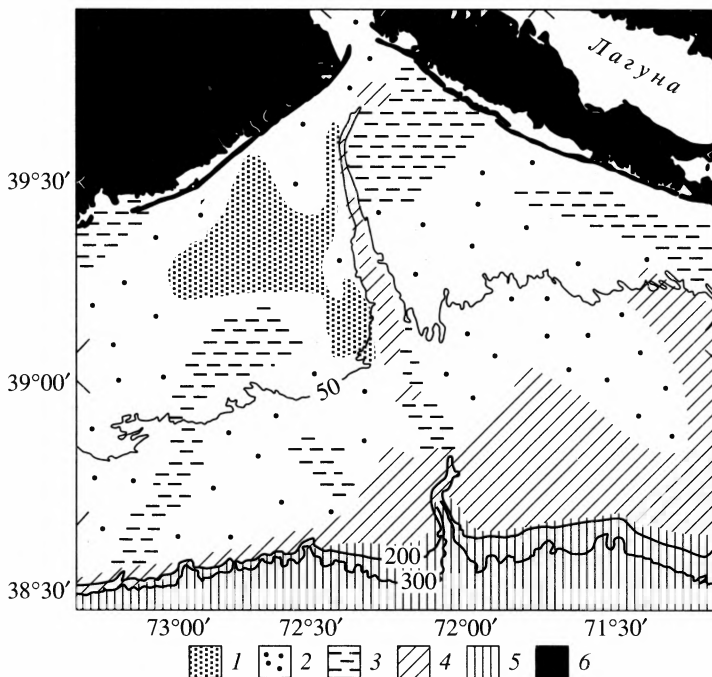


Рис. 1. Поверхностные осадки в Нью-Йоркском заливе [5]  
 Пески: 1 – гравийные, 2 – среднезернистые грубые, 3 – тонкие и очень тонкие, 4 – илестые тонкие; 5 – илы, 6 – суша

ный шельф острова пересечен подводным каньоном, врезанным на продолжении эстуария р. Солт. Верховья каньона (глубина воды 5 м) прорезают узкую гряду мелководного кораллового рифа голоценового (возможно, более древнего) возраста, замыкающего вход в эстуарий реки. На этом участке в бортах каньона пробурено 7 скважин для оценки скорости и характера латерального нарастания кораллового рифа. Установлено, что на морфологию рифа и особенности его роста оказывает сильное влияние перемещение осадков вдоль шельфа в направлении с востока на запад. По восточному борту каньона рост кораллов подавляется поступающим сюда терригенным материалом, борт каньона пологий (соответствует углу естественного откоса этого материала), а в керне скважин отмечается чередование коралловых структур и терригенного заполнения. На западном борту, куда наносы не поступают, так как они перехватываются каньоном, идет активный рост кораллов (особенно в период 10–6 тыс. лет назад), образовавших крутой уступ к каньону. По радиоуглеродным датировкам, этот рифовый комплекс испытал за голоцен латеральное нарастание, по крайней мере, на 24 м со средней скоростью 0.84–2.55 м/1000 лет.

### Положительные формы рельефа

В литературе имеются также некоторые, хоть и весьма скудные, данные о поведении в подводных условиях аккумулятивных форм реликтового субаэрального рельефа. Например, такие данные косвенно получены при изучении распределения шельфовых осадков вдоль континентальной окраины юго-восточной Африки [11]. До 75% терригенных осадков поставляется здесь на очень узкий шельф (3–40 км) пятью крупными реками. Взвешенный материал выносится за пределы шельфа. Влекомый материал распределяется в границах прибрежного клина песчаных осадков, который на многих участках отделен от центральных частей шельфа системой затопленных бере-



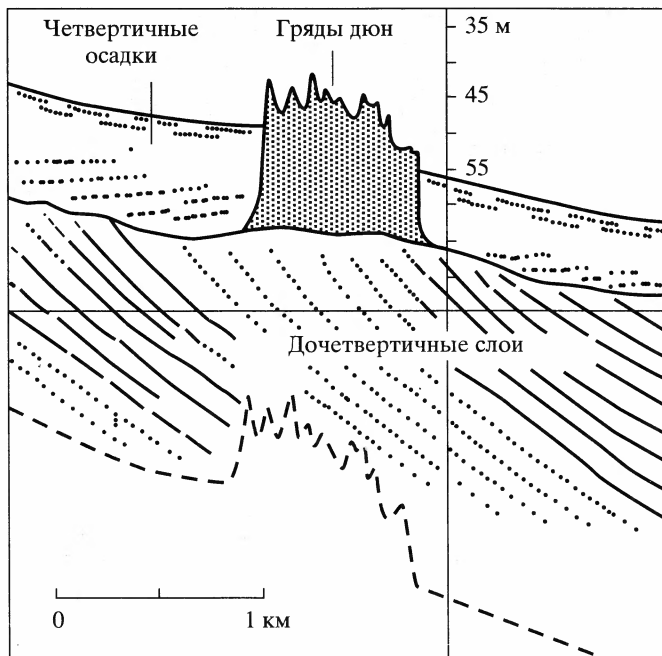


Рис. 2. Стратиграфические соотношения в верхней части континентального шельфа юго-восточной Африки по геофизическим данным [11]  
Штриховые линии разного вида – характер напластования отложений по геофизическим данным

говых дюн, располагающихся на глубинах 40–60 м (рис. 2). Эти дюнные гряды удерживают песчаные осадки, препятствуя их выносу в более глубокие районы шельфа. Песчаный клин находится в устойчивом состоянии динамического равновесия, которое определяется, вероятно, параметрами дюнной гряды и ее способностью удерживать песчаный материал. При избыточном поступлении песков этот дополнительный объем осадков выносятся в центральные части шельфа, где подхватывается постоянным течением Агульяс, некоторое время движется параллельно шельфу, а затем сбрасывается на континентальный склон.

Примерно аналогичная картина отмечается на северном шельфе о-ва Пуэрто-Рико, США [12]. Благодаря довольно значительной крутизне ( $0.3\text{--}0.7^\circ$ ) и небольшой ширине (4–10 км) островного шельфа в северо-западной части Пуэрто-Рико и преобладанию здесь высокоэнергетических волновых условий, предполагалось активное движение осадков в сторону края шельфа (глубина 70 м). Однако детальное картографирование морского дна с применением сонара бокового обзора, сейсмопрофилирования и отбора образцов поверхностных грунтов позволило выявить более сложную систему транспорта осадков в этом районе. Отличительной особенностью средней части шельфа является присутствие серии каменистых, предположительно эолианитовых гряд, четко окаймленных изобатой 20 м и ориентированных в субширотном направлении почти параллельно береговой линии острова (рис. 3). По аналогии с соседними районами, предполагается, что это реликты плейстоценовых береговых дюн, развивавшихся при низком положении уровня моря. Сейсмопрофилирование показало, что с внутренней стороны этих гряд голоценовый осадочный покров, представленный тонким известковым песком, имеет мощность 4–20 м. Осадочный материал полностью идентичен прибрежным наносам и, следовательно, пополняется из этого источника. С внешней стороны реликтовых дюн развит более грубый терригенный материал (грубый и гравелистый пески) мощностью от менее 1 м и до 16 м, причем наибольшие мощности приурочены к верховьям двух глубоководных каньонов, осложняющих край шельфа, а также к ком-

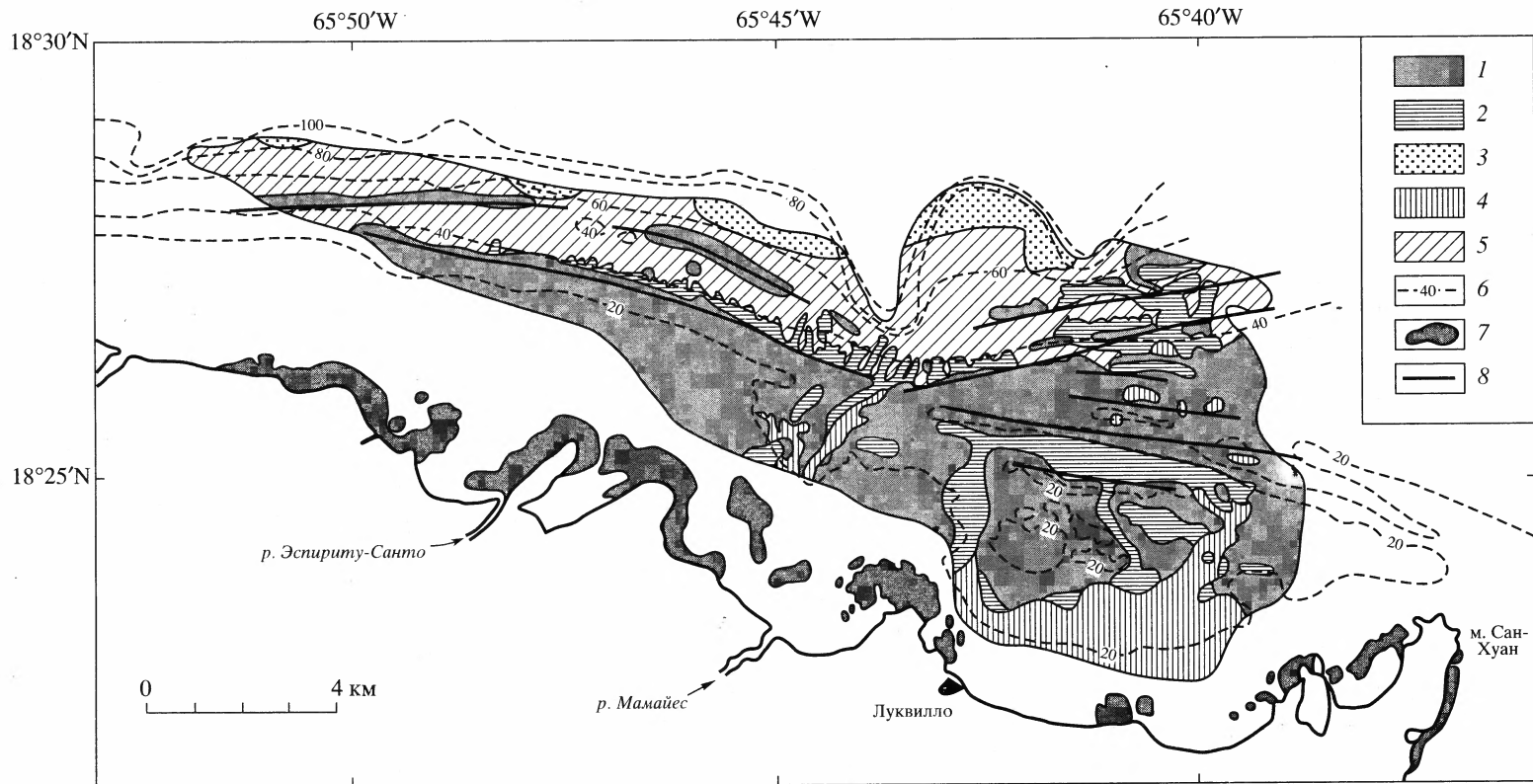


Рис. 3. Эолианитовые гряды и распределение осадков на северо-западном шельфе о-ва Пуэрто-Рико по данным локатора бокового обзора, отбору образцов поверхностных осадков и сейсмическому профилированию [12]

1 – эолианиты, 2 – пески с высоким обратным рассеянием, 3 – песчанистые илы со средним обратным рассеянием, 4 – пески с низким обратным рассеянием, 5 – илы с низким обратным рассеянием, 6 – изобаты (м), 7 – коралловые рифы, 8 – ориентировка эолианитовых гряд

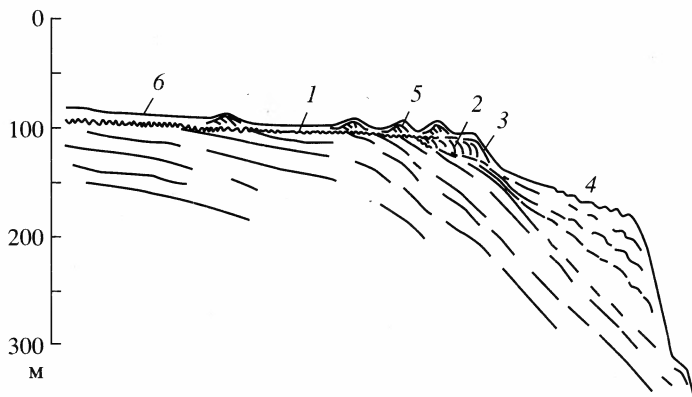


Рис. 4. Схема строения внешней части западного шельфа Черного моря (по данным сейсмоакустического профилирования) [15]

1 – абразионно-денудационная поверхность эпохи посткарангат-ранненовоэвксинской регрессии, 2 – клиноморфное аккумулятивное тело (аккумулятивная терраса) эпохи максимума посткарангат-ранненовоэвксинской регрессии, 3 – внешний склон клиноморфного аккумулятивного тела, 4 – террасовидная ступень внешнего шельфа, 5 – аккумулятивные валы краевой зоны шельфа, 6 – аккумуляция шельфовых осадков перед зоной валов. Штриховые линии – характер напластования отложений по геофизическим данным

плексу эрозионных желобов (с мощностью осадков до 4 м), выработанных штормовыми течениями на склоне эолианитовых гряд и пересекающих внешний шельф. То есть, здесь активно проявляется поперечный вынос песка течениями при столкновении штормовых волн с внешним склоном реликтовых гряд. В пределах внутреннего шельфа выносу песчаного материала, по-видимому, препятствуют реликтовые дюны, действующие как естественные дамбы.

Комплекс затопленных береговых валов и береговых дюн обнаружен вдоль края шельфа Северного Израиля [13], где в течение 3-х лет проводились комплексные (с использованием локатора бокового обзора, видеокамеры, а также с применением сейсмопрофилирования, фотографирования и отбора донных образцов) исследования серии вытянутых гряд, расположенных западнее Хайфы на глубинах моря 100–125 м и ориентированных параллельно изобатам. Получены образцы известкового песчаника и биогенного покрова. Локатор бокового обзора показал, что эолианитовые гряды маркируют край четкой террасы и образуют внешний уступ высотой до 10 м. Они очень похожи на плейстоценовые эолианитовые гряды, осложняющие поверхность современной прибрежной равнины Израиля и известные здесь под названием “куркар”. Обнаженная эолианитовая порода, слагающая подводные гряды, имеет пологонаклонную слоистость, напоминающую эоловую. Местами обнажается ракушечник – аналог бич-рока. Ниже (западнее) гряд поверхностные осадки шельфа представлены отмытыми карбонатными песками, тогда как восточнее них располагаются илистые осадки со следами биотурбации. Предполагается, что подводные гряды с комплексом эолианитовых пород и сцементированного карбонатом бич-рока формировались вдоль древней береговой линии в течение позднелеистоценового понижения уровня моря примерно 18–15 тыс. лет назад. Эти реликтовые береговые формы рельефа сохранились во время последующей трансгрессии и служили барьером для поперечного транспорта шельфовых осадков.

Хорошо известная на болгарском шельфе Черного моря так называемая “зона краевых валов” [14], по-видимому, обладает тем же сдерживающим перемещение осадков эффектом. Эта зона имеет ширину 10–15 км, состоит из 3–4-х параллельных валов с относительной высотой 5–12 м и почти повсеместно протягивается вдоль внешнего

края шельфа. Детальный анализ слагающих эту зону отложений, изучение содержащейся в них фауны моллюсков позволили сделать вывод о принадлежности этих аккумулятивных форм к реликтам древних береговых валов, маркирующих регрессивную стадию черноморского бассейна (до –80...–120 м) в чаудинское (ранний плейстоцен), возможно, – в послеранненовозвксинское (конец позднего плейстоцена) время [15]. Специальных исследований по интересующему нас вопросу здесь не проводилось и, кроме того, основным направлением перемещения осадков на болгарском шельфе является продольное. Однако по косвенным данным можно предполагать некоторую задержку шельфовых осадков перед “зоной краевых валов”, о чем свидетельствует несколько большая мощность молодых осадочных накоплений с внутренней стороны реликтовой береговой системы (рис. 4).

### Заключение

Приведенные выше примеры показывают, что реликтовые формы субаэрального рельефа в подводных условиях подвергаются частичной модификации и могут сами участвовать в развитии экзогенных рельефообразующих процессов на шельфе. Это участие выражается, главным образом, через влияние на распределение шельфовых осадков. И положительные, и отрицательные реликтовые формы разного генезиса служат обычно препятствием на пути движения осадков. При этом линейные эрозионные формы, расположенные, как правило, поперек шельфов, перехватывают продольные потоки минерального вещества, которые в настоящее время преобладают на широких шельфах морей [16] и, возможно, всего Мирового океана. При наличии достаточных уклонов эрозионная долина может способствовать выносу поступивших в нее осадков к внешнему краю шельфа. Однако даже высокие скорости течений внутри самой долины не в состоянии (без помощи дополнительных факторов, например, неотектоники) полностью промывать ее, и долина постепенно заполняется осадками. Чем шире шельф и меньше его уклоны, тем активнее идет процесс заполнения древних эрозионных форм шельфовым осадочным материалом.

Аккумулятивные формы реликтового рельефа чаще расположены субпараллельно простиранию шельфа (хотя имеются и более сложные направления при наличии, например, затопленного ледникового рельефа). Это особенно характерно для древних береговых образований (береговых валов, береговых золотых гряд), поскольку они маркируют положение древних береговых линий. Поэтому они воздействуют, главным образом, на поперечные потоки осадков, наиболее активные на узких и крутых шельфах. Эти реликтовые формы играют роль своеобразных дамб, препятствующих транзиту осадков к краю шельфа. Сдерживающая способность положительных реликтовых форм во многом зависит от их параметров и от соотношения с объемами поступающего с суши осадочного материала. Таким образом, влияние древних береговых аккумулятивных форм в подводных условиях имеет обратный эффект: если эрозионные формы могут способствовать выносу части современных шельфовых осадков к краю шельфа и за его пределы, то аккумулятивные формы препятствуют этому процессу и содействуют накоплению осадков на поверхности шельфа (особенно внутреннего).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 175 с.
2. Павлидис Ю.А., Шербаков Ф.А. Фации шельфа. М.: ИО РАН, 1995. 151 с.
3. Ионин А.С. Рельеф шельфа Мирового океана. М.: Наука, 1992. 254 с.
4. Freeland G.L., Stanley D.J., Shift D.J.P., Lambert D.N. The Hudson shelf valley: its role in shelf sediment transport // Mar. Geol. 1981. V. 42. № 1–4. P. 399–427.
5. Vincent Ch.E., Swift D.J.P., Hillard B. Sediment transport in the New York Bight, North American Atlantic shelf // Mar. Geol. 1981. V. 42. № 1–4. P. 369–398.
6. Ласточкин А.Н. Рельеф дна Карского моря // Геоморфология. 1977. № 2. С. 84–90.

7. *Ласточкин А.Н.* Подводные долины северного шельфа Евразии // Изв. ВГО. 1977. Т. III. Вып. 3. С. 208–211.
8. *Вейнбергс И.Г.* Затопленные речные долины на шельфе и связь их образования с колебаниями уровня Мирового океана: на примере шельфа Восточно-Сибирского моря и юго-восточной части Охотского моря // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 37–41.
9. *Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др.* Арктический шельф: позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 186 с.
10. *Hubbard D.K., Byrke R.B., Gill I.P.* Styles of reef accretion along a steep shelf – edge reef, St. Croix, U.S. Virgin Islands // J. Sediment Petrol. 1986. V. 56. № 6. P. 848–861.
11. *Flemming B.W.* Factors controlling shelf sediment dispersal along the southeast African continental margin // Mar. Geol. 1981. V. 42. № 1–4. P. 259–277.
12. *Schwab W.C., Rodriguez R.W., Danforth W.W., Gowen M.H.* Sediment distribution on a storm-dominated insular shelf, Luquillo, Puerto Rico, U.S.A. // J. Coast. Res. 1996. 12. № 1. P. 147–159.
13. *Mart Y., Belknap D.F.* Beach ridges and eolianites on a submerged coast along northern Israel break // “3<sup>rd</sup> Int. Geomorphol. Conf., Hamilton, Aug. 23–28, 1993: Programme and Abstr”. Hamilton: 1993. P. 193.
14. *Димитров П.* Нови данни за строета и возраста на няком морски акумулативни форми на Българския Черноморски шелф // Пробл. Геогр. (НРБ). 1978. № 2. С. 42–50.
15. *Маев Е.Г., Лохин М.Ю., Крыстев Т.И.* Структура, морфология и история развития внешней части западного шельфа Черного моря (некоторые дискуссионные вопросы) // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София: Изд-во Болг. АН, 1990. С. 332–339.
16. *Айбулатов Н.А.* Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 270 с.

Московский государственный университет  
 Географический факультет

Поступила в редакцию  
 19.11.2001

## RELICT SUBAERIAL RELIEF UNDER WATER OF THE WORLD OCEAN

S.A. LUKYANOVA

### Summary

Numerous examples from various regions (eastern margin of the USA, Puerto-Rico, south-east of Africa, arctic shelf, continental margins of Israel and Bulgaria) illustrate influence of originally subaerial relict landforms of various origin on sediment transport over the shelf. Submerged river valley mostly make obstacles to longshore sediment transport, while relict coastal forms, such as beach ridges and dunes, impede transversal sediment flows.

УДК 551.4.035→551.4:911.6(268.45)

© 2003 г. С.А. ОГОРОДОВ

### Морфодинамическое районирование береговой зоны Печорского моря<sup>1</sup>

Общая особенность арктических морей – развитие береговой зоны в условиях наличия многолетнемерзлых пород. Береговые системы в криолитозоне обладают низкой устойчивостью [1], что хорошо заметно в районах интенсивного ресурсного освоения, в том числе и на побережье Печорского моря. Отличительная особенность Печорского сектора Баренцева моря – широкое распространение рыхлых мерзлых толщ, слагающих берега. Именно в таких условиях техногенные нарушения приводят к активизации разрушительных береговых процессов, которые могут серьезно осложнить условия промышленного освоения береговой зоны, вызвать значительные непроизводственные затраты на ликвидацию негативных последствий и восстановление нарушенных геосистем. В свою очередь, природные морфодинамические процессы,

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке ИНТАС (проект № 99-1489).