

УДК 551.435.327

© 1999 г. Е.Н. БАДЮКОВА, П.А. КАПЛИН¹**БЕРЕГОВЫЕ БАРЫ**

Трансгрессивно-регрессивные изменения уровня Каспийского моря в текущем столетии и их последствия, выраженные в морфологии морских берегов, позволили исследователям уточнить детали процесса их преобразования в этих условиях [1–4]. Наиболее очевидный и характерный результат двадцатилетнего подъема уровня Каспия (более чем на 2 м) – образование береговых баров и генетически связанных с ними лагун практически по всему периметру моря на тех побережьях, где в обозримый период спада уровня моря их не было.

Вопрос об образовании береговых баров, имеющих поистине планетарное распространение на всех побережьях Мира, как нам кажется, еще не до конца решен, и возвращение к нему в данной ситуации достаточно актуально, как для самого Каспия, где процесс баро- и лагунообразования имеет практическое значение на освоенных человеком во время регрессии побережьях, так и в теоретическом аспекте, т.к мы живем в эпоху подъема уровня Мирового океана.

По определению В.П. Зенковича, береговые бары представляют собой "длинные узкие полосы морских наносов, поднятые над уровнем моря и протягивающиеся на некотором расстоянии от коренной суши параллельно генеральному направлению морского берега" [5, с. 3]. В Терминологическом справочнике по морской геоморфологии приводится следующее определение: «Береговой бар – (иногда "барьер береговой") – надводная аккумулятивная форма (полоса наносов), образованная при их поперечном перемещении с последующей аккумуляцией» [6, с. 93].

Эти формы берегового рельефа уже давно привлекали внимание ученых; еще в середине прошлого века Эли-де-Бомоном было высказано мнение о том, что бары формируются за счет материала, выброшенного волнами со дна в сторону суши. В дальнейшем многочисленными исследованиями эта точка зрения была подтверждена и доказана тщательным изучением слагающих бары наносов. По-видимому их донный характер позволил ряду исследователей считать, что первоначально эти крупные аккумулятивные формы возникли на подводном береговом склоне и в дальнейшем в силу определенных причин заняли надводное положение.

На начальных этапах изучения образование береговых баров связывалось с процессом формирования подводных валов, рассматриваемых в качестве исходной формы развития берегового бара. Позднее был сделан вывод о неправомерности такого подхода в связи с разномасштабностью этих рассматриваемых аккумулятивных форм – валов и баров. Последние, как предполагалось, возникают в виде более крупных форм донного рельефа – подводных баров, расположенных на значительно больших глубинах, чем это необходимо для формирования подводных валов. Образование береговых баров, выраженных на многих побережьях Мирового океана в виде барьерных островов, объяснялось выходом (в результате относительного понижения уровня

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 99.05.65644).

моря) подводного бара на поверхность или надстройкой первоначального аккумулятивного тела и его продвижением вверх по подводному склону с последующим выходом на поверхность и отчленением в результате части морской акватории [7, 8].

Одновременно же представлялся и другой способ образования береговых баров, сформированных у уреза трангрессирующего водоема с затопленной за ними прибрежной аккумулятивной равниной. Этот вариант образования береговых баров с сопряженными с ними лагунами впервые подробно разобран В.П. Зенковичем [5], а позднее П.А. Каплиным [9–11], прежде всего на примере лагунных берегов северо-востока России. Таким образом, в настоящее время приняты два варианта формирования береговых баров, представляющих собой первоначально либо подводные, либо надводные аккумулятивные образования. Остановимся на рассмотрении первого варианта происхождения береговых баров из подводных форм, благодаря выходу их на поверхность акватории. Если механизм образования подводных валов в зоне обрушения волн, их динамика и возможность выхода на поверхность моря лишь первого вала изучены достаточно детально, то возможность выхода подводного бара на дневную поверхность вызывает определенные сомнения.

Несмотря на разномасштабность явлений, по мнению О.К. Леонтьева и В.П. Зенковича, механизм образования баров имеет некоторое принципиальное сходство с процессом образования валов. Место и момент начала процесса формирования "крупного подводного накопления – эмбриона будущего бара" – О.К. Леонтьев связывал с переходом от средних глубин, где волны оказывают уже заметное воздействие на донные наносы, к малым, где происходит резкое падение волновой энергии [12, с. 189]. В.П. Зенкович считал, что возникновение подводной аккумулятивной формы, из которой в дальнейшем образуется береговой бар, определяет некоторая "критическая величина уклона первичной поверхности, которую начинают обрабатывать морские волны, при достижении которой разрушение волн происходит настолько далеко от берега, что перед этой зоной наносы отлагаются в большем количестве, чем вблизи уреза" [7, с. 226]. В более поздней работе О.К. Леонтьева и Л.Г. Никифорова "накопление наносов на дне, дающее начало формированию подводного бара..., приурочено к переходу от уже освоенной части профиля дна, к той, ближней к берегу и еще не успевшей перестроиться частью профиля, которая сохранила еще исходный уклон" [8, с. 655].

Как видно из приведенных выдержек из трех основополагающих работ по рассматриваемой проблеме, единого мнения и ясности по вопросу причин и места формирования подводного бара нет. Анализ же более поздних работ по динамике береговой зоны [13–15 и др.] показывает, что на подводном склоне в зоне деформации волны формируются лишь подводные валы, являющиеся формами динамического равновесия подводного склона для заданных гидродинамических обстановок и чутко реагирующие на изменения волновой активности – сдвигающиеся ближе к берегу при ее затухании и смещающиеся вниз по склону при усилении волнения. Характерно, что эти формы никогда не выходят на поверхность, за исключением первого вала, который на короткое время может примыкать к урезу в фазу затухания шторма.

Данные о динамике рыхлого материала на подводном склоне мористее зоны забурирования показывают, что на этих глубинах не происходит связанного с волновой деятельностью массового перемещения материала песчаной размерности, не говоря о более грубозернистом материале, в частности, гальке. Мористее зоны береговых валов, на глубинах, где начинается взаимодействие волны со дном, максимальные придонные орбитальные скорости волн даже 1% обеспеченности способны лишь взмучивать несвязные илы [14]. Для образования же подводных баров, протяженностью иногда многие сотни километров, необходимо огромное количество более крупного материала, который перемещался бы со дна в сторону берега. Транспортировка такой массы наносов, очевидно, может быть осуществлена в зоне волновых деформаций только благодаря поперечной волновой составляющей и доминирующих здесь волновых течений.

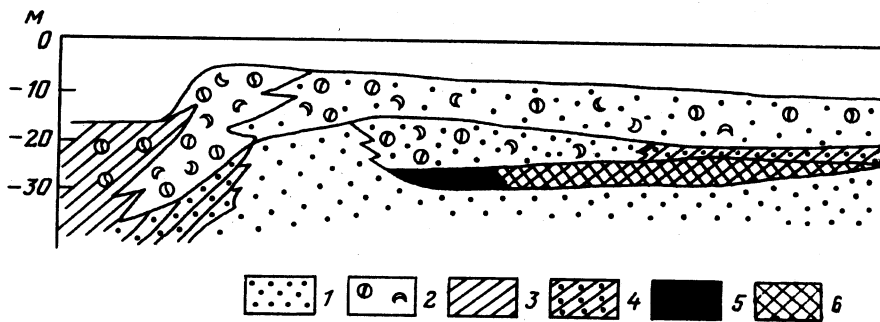


Рис. 1. Разрез отложений Одесской банки (по [17])

1 – песок, 2 – ракуша и ракушечный детрит, 3 – илы морские, 4 – илы морские песчанистые, 5 – торф, 6 – лагунный и лиманный ил

На глубинах слабых волновых деформаций преобладают ветровые течения, распространяющиеся на всю толщу воды. Рассматривая их с точки зрения возможности перемещения ими необходимого для построения баров материала, следует отметить, что эти течения почти всегда ориентированы параллельно береговой линии, а повторяемость их по нормали к берегу ничтожно мала [14]. При такой ситуации, следовательно, практически отсутствуют условия для движения материала с глубины к берегу.

Данные многочисленных подводных фотографий, наблюдения с подводных аппаратов [14] показали, что наиболее распространенными донными аккумулятивными мезоформами на подводном склоне бесприливных морей, помимо подводных песчаных валов, являются песчаные волны и гряды. Песчаные волны характеризуются высотами до 0,5 м, пологими склонами и расположением на одинаковом расстоянии друг от друга. Образуются они на очень отмелом дне, с уклонами 0,005 и менее, в пределах банок или у выходов из бухт, на глубинах 20–30 м. Песчаные гряды, представляющие более крупные аккумулятивные формы подводного рельефа, приурочены к районам действия постоянных течений и имеют облик пологих увалов, вытянутых в направлении течений и осложненных рифелями и гидробарханами. Кроме того, на шельфах приливных морей широко известны крупные песчаные волны и гряды, расположенные нерегулярно в виде полей. Это очень динамичные образования, регулярно исчезающие и формирующиеся благодаря активным приливоотливным течениям, характерны в основном для проливов и эстуариев [15].

Если бы береговые бары или барьерные острова формировались непосредственно из подводных баров, то мы должны были бы наблюдать этот процесс на разных стадиях. В.П. Зенкович [5] приводит в качестве примеров подводных баров Одесскую, Бакальскую и Евпаторийскую банки, а также банки северной части Каспийского моря. По его мнению, все они по каким-либо причинам не успели выйти на поверхность моря. О рельефе северной части Каспийского моря мы уже писали ранее [16], пытаюсь доказать на основе морфологического анализа и анализа слагающих банки и острова отложений, что эти аккумулятивные формы, расположенные на краю аванделъты Волги и в районе Мангышлакского порога, представляют собой бывшие береговые линии Каспия. Что касается банок, расположенных в Черном море, то дальнейшие исследования [17, 18 и др.] показали, что все эти формы развивались ранее в суб-аэральных условиях и представляют собой древние береговые бары, затопленные к настоящему времени. Так, Одесская банка является огромным аккумулятивным телом, сложенным из аллювиальных и морских песков посткарангатского и новоэвксинского времени. Нижняя часть литологических колонок представлена часто суб-аэральным песком, по-видимому, эолового происхождения, в верхах разреза встречены прослой торфяников (рис. 1). Фауна часто имеет пресноводный и опресненный характер. В наиболее повышенных участках банки отложения с фауной отсутствуют, что,

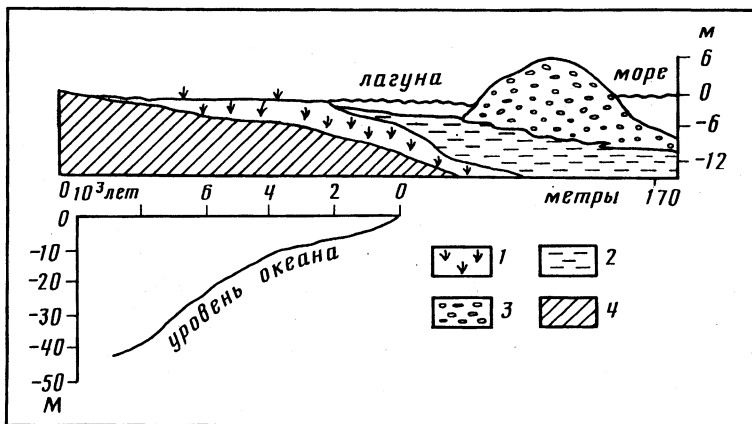


Рис. 2. Строение прибрежных отложений у побережья Канады (по [21])
Отложения: 1 – торфяные, 2 – лагунные, 3 – берегового бара, 4 – плейстоценовые

по мнению авторов, говорит о том, что ранее эти участки являлись сушей. Эти аккумулятивные формы в свое время отделяли лагуны, о чем со всей очевидностью говорят данные подводного бурения соответствующих участков дна Черного моря.

Вопрос о причинах выхода подводного бара на поверхность и механизм перехода бара из подводного состояния в надводное в научной литературе находит объяснение в весьма ограниченном количестве работ. По мнению О.К. Леонтьева и Л.Г. Никифорова [8], для образования современных береговых баров необходим был единый глобальный процесс изменения уровня Мирового океана. Авторы считают, что таким процессом было резкое падение уровня Мирового океана после фландрской трансгрессии, так как экспериментальные исследования показали, что в условиях постоянного или повышающегося уровня подводный бар никогда не выходит своим гребнем на поверхность. Этот процесс возможен только при некотором понижении уровня. Возражая на это, П.А. Каплин [11] замечает, что при эвстатическом понижении уровня, так же как и при его стабильном положении, увеличение волновых скоростей над гребнем растущей аккумулятивной формы повлечет ее размыв и будет препятствовать ее выходу на поверхность.

Кроме того, к настоящему времени доказано [19, 20], что уровень океана в конце голоцена вел себя по-разному на различных широтах. Например, на побережьях Ирландии, Канады, на восточном побережье Америки и в Мексиканском заливе он не превышал современный в голоцене. Однако все перечисленные районы характеризуются широким развитием барьерных островов в настоящее время. Например, на очень детально изученном побережье Канады описаны барьерные острова и пересыпи, сложенные галечниковым материалом.

По данным исследований W. Duffi, D. Belknap и др. [21], один из крупных баров образовался здесь около 10 тыс. л.н. и за период между 10 тыс. л.н. и 7 тыс. л.н. переместился одновременно с подъемом уровня океана на 6 км. За последующие 2 тыс. лет он переместился еще на 2–3 км и еще на 1,5 км – с тех пор. Таким образом, скорость отступления составила соответственно 2, 1,0–1,5 и 0,3 м в год. Как видно, эта скорость была пропорциональна скорости подъема уровня моря (рис. 2). Иногда, благодаря катастрофическим штормам, скорость продвижения бара увеличивалась до 8 м в год (например, в 1954 г.). По данным авторов в процессе перемещения бар полностью перерабатывается каждые 5–10 лет. Уровень океана не превышал современный и южнее, в районе о-ва Лонг-Айленд, у побережья штата Делавэр, в Мексиканском заливе у побережья штата Техас [22] и в других районах побережья Северной Америки, где, однако, широко представлены барьерные острова (рис. 3, 4).

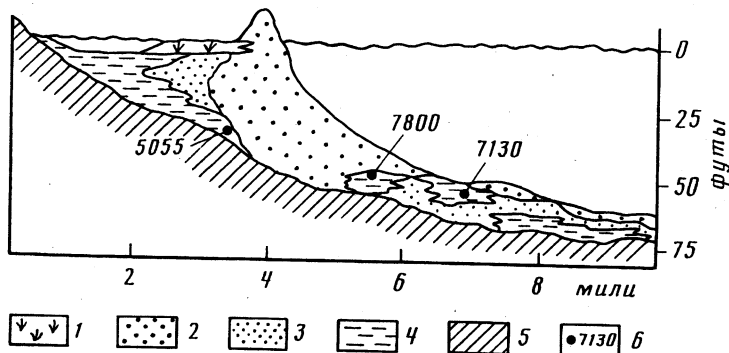


Рис. 3. Строение прибрежных отложений у о-ва Лонг-Айленд (по [28])

Отложения: 1 – торфяные, 2 – берегового бара, 3 – подводного склона, 4 – лагунные, 5 – плейстоценовые; 6 – датировки по ^{14}C

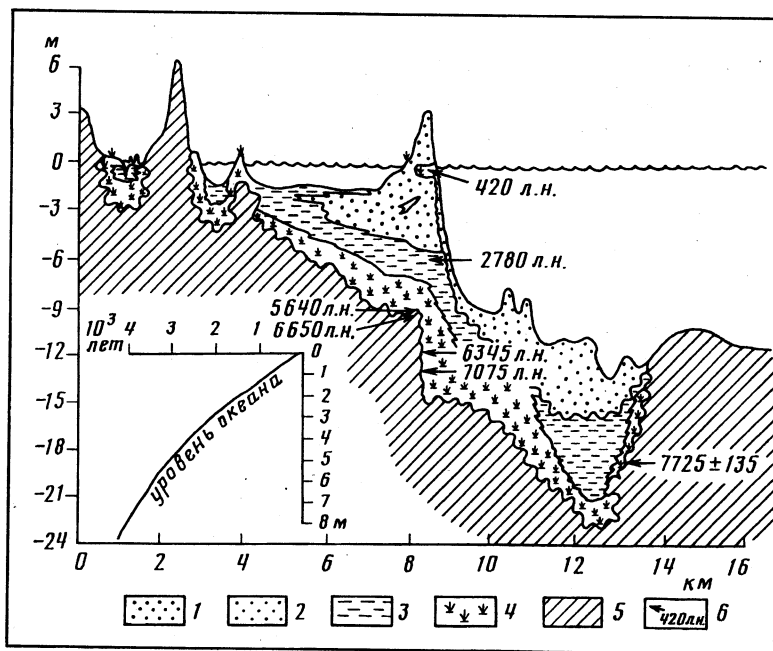


Рис. 4. Строение прибрежных отложений у побережья штата Делавэр (по [30])

Отложения: 1 – бара, 2 – подводного склона, 3 – лагунные, 4 – торфяные, 5 – плейстоценовые; 6 – датировки по ^{14}C

Надо отметить, что там, где уровень океана в голоцене превышал современный, например, в Австралии, береговые бары и пересыпи часто имеют другой морфологический облик. Они состоят из двух береговых баров, разделенных лагуной, причем бары, расположенные ближе к берегу, сформировались ранее, при более высоком уровне океана [23]. Затем была регрессия, за которой последовало очередное повышение уровня океана, способствовавшее формированию второй барьерной системы с лагуной за ней.

Теоретически для активной подачи песчаного материала со дна нужны уклоны порядка 0,005 и никак не больше 0,01 [8]. Однако на океанических побережьях, так же как и на многих берегах морей, подводные склоны имеют гораздо большие уклоны. Особенно это касается открытых побережий океанов, где регулярно бывают штормы.

мовые волнения и берега часто приглубые. Так, уклоны верхней части подводного склона на восточном побережье Северной Америки составляют порядка 0,02, у берегов Канады, где барьерные острова и пересыпи часто сложены галечным материалом, уклоны еще больше. На побережье южной и юго-восточной Балтики в интервале глубин от 0 до 10 м они составляют 0,01–0,4. При таких уклонах при понижении уровня моря подводный бар, если бы он даже мог образоваться, неминуемо бы размылся, частично перемещаясь к берегу, а частично – на глубину. Если же принять, что береговые бары изначально представляли собой береговую линию, то уклоны подводного склона могут быть любыми, в зависимости от крупности материала в береговой зоне, а следовательно, значительные их различия не лимитируют развития барьерных систем. Единственным условием для образования баров "является существование в пределах затопляемой суши первичных уклонов, меньших, чем необходимые для выработки профиля равновесия при данной крупности наносов" [11, с. 187]. Действительно, только при таких соотношениях возможно образование всех рассмотренных выше аккумулятивных форм, так как в этом случае может сформироваться пляж полного профиля. В результате обломочный материал в значительной степени не изымается из береговой зоны, а участвует в образовании аккумулятивных форм. На подводном склоне при этом может очень часто наблюдаться дефицит наносов, что не мешает образованию береговых баров, так как при подъеме уровня моря, как писал еще В.П. Зенкович [5], происходит переработка собственно края прибрежной равнины, сложенной рыхлым материалом.

Если придерживаться взгляда, что подводный бар вначале сформировался на больших глубинах, то за ним, ближе к берегу, должны располагаться морские отложения открытого водоема, а в приустьевой зоне – прибрежные фации. И только лишь после выхода его на поверхность моря и отчленения залива, в последнем началось бы лагунное осадконакопление. Анализ многочисленной литературы по барьерным островам мира, статей по берегам нашей страны, приводящих данные бурения, со всей очевидностью показывает, что за барьерными островами и пересыпями везде располагаются лишь аллювиально-дельтовые, озерные и лагунные отложения разного генезиса [24–27].

Все береговые бары, барьерные острова и пересыпи в процессе своего развития смещались в сторону суши, о чем говорит налегание морских пляжевых фаций на лагунные. Иллюстрацией могут служить приведенные профили через лагуны, острова и пересыпи в разных районах мира (рис. 1–4). Так, согласно М. Рампино [28], развитие береговой зоны в районе о-ва Лонг-Айленд (восточное побережье Северной Америки) в голоцене шло по следующему сценарию. По мере подъема уровня океана подтапливалась низменная суша, образовывались марши, отделенные от океана береговыми барами. Марши постепенно превратились в обширные лагуны, протяженные береговые бары были во многих местах прорваны и в результате превратились в цепочку барьерных островов. Надо отметить, что последнее часто наблюдается и в наше время на многих побережьях, когда отдельные протяженные острова после сильных штормов разделяются на несколько более мелких или, наоборот, возникают новые протяженные участки суши.

Детальные работы на одном из соседних с о-вом Лонг-Айленд барьерных островов выявили, что барьерная система образовалась здесь около 9 тыс. л.н. при уровне моря –24 м [29]. Барьер в то время был аналогичен современному, его высота составляла около 10 м, но располагался он в 7 км от современного берега. Затем уровень моря начал подниматься, однако береговой бар почти не перемещался, благодаря большому количеству песчаного материала в береговой зоне, происходило только углубление лагуны. Когда уровень моря поднялся до –16 м, остров при своем перемещении, хотя и медленном, в сторону суши, затонул в лагуне, и береговая линия, в результате, переместилась сразу же на 5 км ближе к берегу, где образовался новый береговой бар. Последний по мере продолжающегося подъема уровня моря испытывал смещение в сторону суши и к настоящему времени занял свое теперешнее положение.

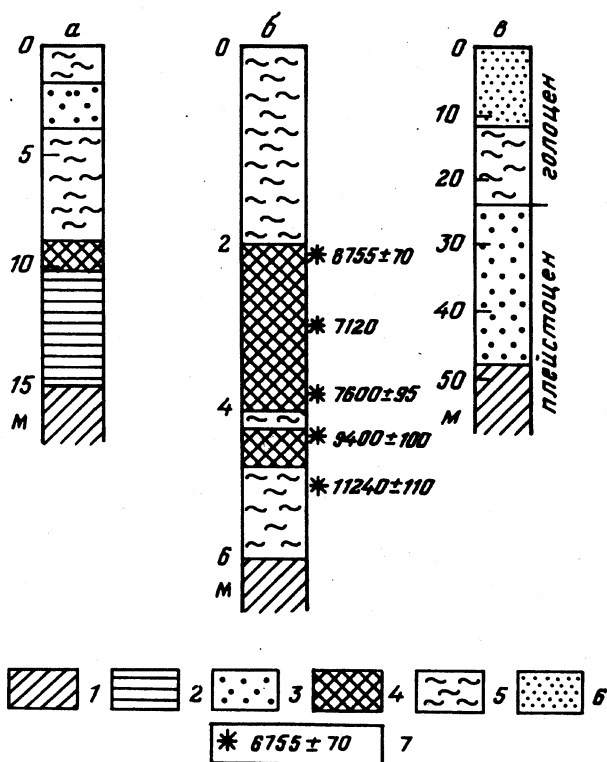


Рис. 5. Литологические колонки, характеризующие состав отложений Куршского залива (по [26]) – а, Вислинского залива (по [25]) – б и подводного склона Польского побережья (по [32]) – в
1 – коренные породы, 2 – глина, 3 – аллювиальные отложения, 4 – торф, 5 – алевроит, 6 – морские отложения, 7 – датировки по ^{14}C

Другим примером, иллюстрирующим развитие барьерной системы, является профиль через один из островов и сопряженную с ним лагуну у побережья штата Делавэр [30], согласно которому эта система развивалась аналогично описанным выше островам (рис. 4), что хорошо подтверждается результатами бурения.

По данным В.Н. Wilkinson [22] во время Висконсинского оледенения уровень океана был на 140 м ниже современного. Около 10 тыс. л.н., по мере подъема уровня океана, в устьях близко расположенных рек образовался обширный единый эстуарий. Надо отметить, что уже на начальном этапе своего развития этот эстуарий был отделен от океана береговым баром, преобразованным в дальнейшем в систему барьерных островов, которые существовали значительно мористее их теперешнего положения. Благодаря продолжающемуся подъему уровня, барьер продвигался в сторону суши, и около 7 тыс. л.н. береговая линия находилась там, где сейчас глубины 14–18 м. Около 6 тыс. л.н. береговая линия была там, где сейчас глубина 6 м, и около 4,5 тыс. л.н. – где глубина 3 м. Более медленный подъем уровня океана во второй половине голоцена способствовал тому, острова также замедлили скорость перемещения, и эстуарий стал активно заполняться дельтовыми осадками. Около 3 тыс. л.н. реки заполнили залив своими отложениями. Характерно, что скважины, пробуренные на территории бывшего эстуария, нигде не вскрыли отложений открытого морского водоема. Везде отложения барьерных островов залегают на дельтовых и лагунных отложениях, которые, в свою очередь, подстилаются отложениями плейстоценового возраста.

Можно привести еще много примеров истории развития побережий, оконтурированных береговыми барами или барьерными островами. Так, в лагуне Венеции литологичес-

кими колонками вскрываются отложения мощностью 5–6 м. Возраст этих лагунных осадков около 5 тыс. лет, залегают они непосредственно на плейстоценовых флювиально-озерных отложениях [31]. Многочисленные данные по бурению в лагунах, расположенных за Фризскими островами, показывают повсеместное налегание лагунных отложений на плейстоценовые флювиально-аллювиальные. На побережье Польши на подводном береговом склоне голоценовые отложения открытой морской акватории также залегают непосредственно на лагунных, которые, в свою очередь, подстилаются отложениями флювиогляциального генезиса [24, 32]. Нет морских отложений в Вислинском и Куршском заливах юго-восточной Балтики (рис. 5), аналогичная ситуация наблюдается на побережье дальневосточных морей. Например, в бухте Рудная на аллювии среднеплейстоценового возраста непосредственно залегают лагунные отложения, перекрытые в мористой части бухты гравийно-галечным пляжевым материалом, слагающим береговые валы. Последние, как и везде, напозлали на лагуну, погребая ее осадки [33].

Весь перечисленный фактический материал заставил нас считать, что все береговые бары первоначально сформировались из серии береговых валов на краю прибрежных равнин. Накопленный новый материал позволяет утверждать, что такой механизм является единственным. Тогда при объяснении появления барьерных островов не возникает всех тех вопросов, на которые мы обращали внимание, в частности, не надо привлекать глобальных изменений уровня океана. Хотя несомненно, что осцилляции уровня океана играли существенную роль, но не непосредственно в формировании береговых баров, а в их расширении при падении уровня и в продвижении в сторону суши – при подъеме уровня. В последнем случае очень важно соотношение скорости подъема уровня океана и количества песчаного материала, так как это приводит к развитию разных сценариев поведения береговых баров.

Если в береговой зоне нет избытка рыхлого материала, то при быстром подъеме уровня океана бар быстро перемещается в сторону суши. Такой вариант широко распространен на побережьях мира, он же наблюдается на лагунных берегах Каспия. Во втором случае, когда в береговой зоне много рыхлого материала и небольшая скорость подъема уровня, формируется мощный береговой бар, который в основном наращивается вверх и смещается в сторону суши значительно медленнее. Лагуна, по мере подъема уровня океана, если скорость осадконакопления в ней велика, при этом не углубляется. И, наконец, возможен такой вариант, когда по мере подъема уровня океана, лагуна за баром, благодаря небольшой скорости осадконакопления в ней, углубляется. В результате наступает такой момент, когда при перемещении в сторону суши верхняя часть бара буквально "сваливается" в лагуну и урез моря скачкообразно перемещается вглубь, на берег лагуны. Береговой бар в этом случае оказывается захороненным на месте. Прекрасным примером, иллюстрирующим этот вариант развития береговой зоны при повышающемся уровне моря, является рельеф подводного склона Каламитского залива в Черном море [17], где выявлены реликты древних аккумулятивных тел с сопряженными лагунными отложениями, вскрывающимися непосредственно за этими банками ближе к берегу (рис. 6). В Азовском море на подводных склонах Арабатской стрелки и косы Белосарайской при бурении были также обнаружены реликты затопленных и захороненных древних аккумулятивных форм. Залегают они на глубине 5–9 м и надвинуты на лежащие за ними лагунные илы [34].

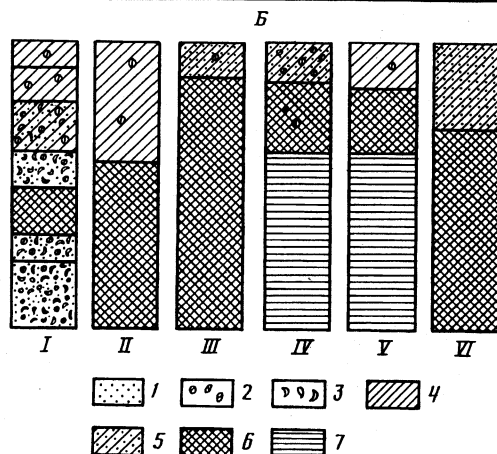
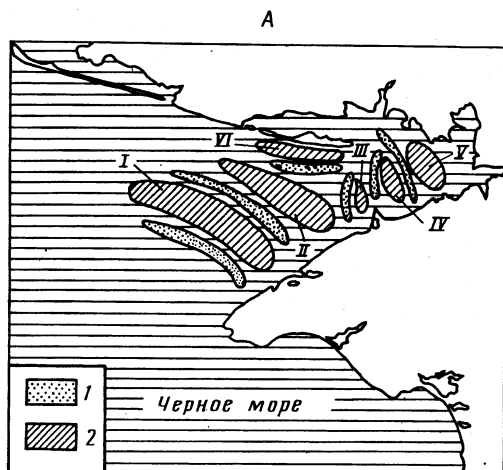
Надо отметить, что одной из наиболее характерных особенностей разрезов толщи осадков шельфа Мирового океана является наличие в ней различного рода береговых образований. В направлении к современной береговой линии можно проследить серии комплексов – своеобразную лестничную структуру, состоящую из линз различного генезиса [17, 27]. Благодаря тому, что в период неравномерного эвстатического повышения уровня океана береговая зона мигрировала вверх по шельфу, в толще его осадков закономерно оказались включены в виде линз береговые аккумулятивные образования и сопряженные с ними лагунные отложения. Подобные комплексы

Рис. 6. А – Схема расположения реликтов древних аккумулятивных тел с сопряженными с ними лагунными понижениями I–VI

1 – реликты древних аккумулятивных тел, 2 – зоны с преимущественным развитием илстых прибрежных отложений.

Б – Сводные стратиграфические колонки для этих участков дна I–VI (по [17])

1 – песок, 2 – ракуша, 3 – ракушечный детрит, 4 – песчано-илстые отложения, 5 – илы морские, 6 – илы лагунно-лиманские, 7 – коренные глины



встречаются повсеместно – например, на шельфах Черного, Балтийского, Охотского, Берингова и Чукотского морей [27], в прибрежной части Восточно-Сибирского моря и у берегов дальневосточных морей [33], на подводном склоне Сахалина и в Японском море [35].

Описываемые комплексы залегают на плейстоценовых осадках разного генезиса – гляциальных и прибрежных. Все эти гряды фиксируют древние береговые линии, представленные в свое время береговыми барами. Однако трудно согласиться с широко распространенным мнением, что в процессе своего развития береговые бары не успевали надстраиваться вслед за быстро поднимающимся уровнем моря, так как это не подтверждается наблюдениями за реакцией береговой зоны на подъем уровня моря на Каспии. Здесь скорость подъема уровня моря несравнимо более высокая, чем в океане, однако береговые бары, отчленяющие лагуны, широко развиты и, несмотря на часто наблюдаемый дефицит наносов, успевают надстраиваться и перемещаться в глубь суши по мере подъема уровня моря.

Формирование большинства береговых баров, развитых на побережьях Мирового океана, относится к началу голоценовой трансгрессии, когда подъем уровня океана способствовал их образованию на краю суши и продвижению вверх по склону по мере подъема уровня океана. Продолжающийся подъем уровня привел к затоплению обширных пространств прибрежных низменностей и формированию за барами лагун, с последующим их углублением. Последнее способствовало захоронению отдельных участков береговых баров в лагуне и, как следствие, разрыву этих протяженных форм

на отдельные острова. Т.е., барьерные острова являются второй стадией развития протяженных береговых баров.

По мере продвижения этих аккумулятивных тел вверх по шельфу, они часто затапливались и вновь возникали в виде серии очередных береговых баров на бывших лагунных берегах. Затем цикл повторялся и, таким образом, формировалась серия затопленных береговых линий на подводном склоне. Надо отметить, что на низменных побережьях, о которых все время идет речь, море затапливало не только пространства прибрежной суши, но и ингрессировало в устья рек, в результате чего образовывались или лиманы или эстуарии, если эти акватории глубоко вдавались в сушу. Но и в том и другом случае на начальных этапах своего развития последние были отгорожены от моря береговыми барами. Исключением, возможно, являлись лишь те эстуарии, где существовали большие скорости приливно-отливных течений, спровоцированные высокими приливами и рельефом прибрежной зоны. В третью стадию своего развития барьерные острова или бары при своем продвижении в сторону суши могли частично примыкать к более высоким и выступающим участкам лагунного побережья, отчленяя таким образом участки акватории лагуны. Если они причленялись с двух сторон, то происходило образование отгороженных пересыпями заливов (например, Куршский и Вислинский). В том случае, если причленение происходило лишь одной стороной, то образовывались косы (Аграханская коса, многие косы Черного моря и др.). И, наконец, в четвертую стадию возможно полное исчезновение островов или пересыпей. Так, барьерные острова в настоящее время исчезают во многих районах восточного побережья Северной Америки, где они "сваливаются" во время катастрофических штормов в лагуны. Аналогичным образом могут захораниваться и пересыпи в устьях лиманов и эстуариев, где, благодаря углублению последних, они тонут при своем движении вверх по склону и фиксируются в дальнейшем на подводном склоне в виде затопленных береговых линий. Как пример, можно привести затопленные пересыпи в устьях эстуариев на западном побережье Северной Америки, в частности, у входа в бухту Золотой рог [36].

Таким образом, изложенные материалы приводят нас к выводу, что образование береговых баров (барьерных островов) и связанных с ними и широко распространенных по всему Миру лагунных побережий происходит только вторым, более простым и логичным способом. Он также неоднократно и подробно описан в литературе и принципиально сводится к трансгрессивному затоплению низменной прибрежной равнины, расположенной непосредственно за аккумулятивными береговыми формами. Данные последних лет по исследованию побережий Мирового океана, а также внутренних морей (Каспийское море) позволяют сделать вывод, что образование береговых баров и барьерных островов возможно лишь над водой у уреза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рычагов Г.И., Никифоров Л.Г. и др. Развитие берегов Каспийского моря в условиях современного повышения уровня // Вестн. МГУ. Сер. 5. 1996. № 4. С. 51–59.
2. Ианатов Е.И., Каплин П.А. и др. Влияние современной трансгрессии Каспийского моря на динамику его берегов // Геоморфология. 1992. № 1. С. 12–21.
3. Бадюкова Е.Н., Варущенко А.Н. и др. Влияние колебаний уровня моря на развитие береговой зоны // Вестн. МГУ. Сер. 5. 1996. № 6. С. 83–89.
4. Жиндарев Л.А., Никифоров Л.Г. Особенности морфолитодинамики отмелей песчаных берегов в условиях колебаний уровня моря // Геоморфология. 1997. № 2. С. 9–19.
5. Зенкович В.П. О происхождении береговых баров и лагунных берегов // Тр. Ин-та океанол. 1957. Т. XXI. С. 3–39.
6. Морская геоморфология. Терминологический справочник. М.: Мысль, 1980. 278 с.
7. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
8. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г. О причинах планетарного распространения береговых баров // Океанология. 1965. Т. V. Вып. 4. С. 653–661.
9. Каплин П.А. О некоторых особенностях лагун северо-восточного побережья СССР // Тр. Океан. ком. 1957. Т. 2. С. 104–110.

10. Каплин П.А. Некоторые закономерности образования лагун // Океанология. 1965. Т. IV. Вып. 2. С. 290–294.
11. Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 265 с.
12. Леонтьев О.К. Типы и образование лагун на современных морских берегах // Сб. XXI Межд. Геол. Конгр. Изд-во АН СССР, 1960. С. 188–196.
13. Леонтьев И.О. Динамика прибойной зоны. М.: Изд-во ИО АН СССР, 1989. 189 с.
14. Айбулатов Н.А. Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 274 с.
15. Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга. Т. 1. М.: Мир, 1990. 370 с.
16. Бадюкова Е.Н., Варущенко А.Н. и др. О генезисе рельефа дна Северного Каспия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 5. С. 80–89.
17. Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1968. 252 с.
18. Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. Ч. 2. Киев: Наукова Думка, 1984. 157 с.
19. Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. 221 с.
20. Clark J.A., Farrel W.E. at all. Global changes in Post-glacial sea level: a numerical calculation // Quatern. res. 1978. V. 9. P. 265–287.
21. Duffy W., Belknap D.F. at all. Morphology and stratigraphy of small barrier – lagoon systems in Maine // Marine geol. 1989. V. 88. P. 243–262.
22. Wilkinson B.H. Late holocene history of the central Texas coast from Galveston Island to Pass Cavallo // Geol. Soc. Amer. bull. 1978. V. 89. P. 1592–1600.
23. Bird E.C. Coasts. Introduction to systematic geomorphology. V. 4. Canberra. 1976. P. 96–218.
24. Winterhalter B. The quaternary of the south-west region of the polish Baltic // Geol. Survey of Finland. Special paper 6. P. 31–37.
25. Богачевич-Адамчук Б. Позднеледниковая и голоценовая диатомовая флора в донных отложениях Вислинского залива // Baltica. Вильнюс. АН Лит. ССР. 1982. Вып. 7. С. 11–17.
26. Кунскас Р. По поводу развития залива Куршю-Марес, дельты Нямунас и прибрежных болот // История озер. Вильнюс. 1970. С. 393–414.
27. Каплин П.А., Невесский Е.Н. и др. Особенности строения и истории развития в голоцене верхней части шельфа и прибрежной зоны современных морей // Океанология. 1968. Т. VIII. Вып. 1. С. 2–28.
28. Rampino M.R., Sanders J.E. Holocene transgressions in south-central Long Island // J. Sedim. petrol. 1980. V. 50. № 4. P. 1063–1080.
29. Sanders J., Komar N. Evidence of shoreface retreat and in place "drowning" during holocene submergence of barriers, shelf off Fire Island // Geol. Soc. Amer. bull. 1975. V. 86. P. 65–76.
30. Kraft J.C. Lateral and vertical facies relations of transgressive barrier // AAPG bull. 1979. V. 63. № 12. P. 2145–2163.
31. Clennen C.E., Ammerman A.J. Framework stratigraphy for the lagoon of Venice, Italy: revealed in new seismic reflection profiles and cores // J. coastal res. 1997. V. 13. P. 745–759.
32. Kaszubowski L. Middle and late holocene transgressions of the Baltic sea in the central Polish coast // J. coastal res. 1992. V. 2. P. 301–311.
33. Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. 224 с.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
14.04.98

COASTAL BARRIERS

E.N. BADUKOVA, P.A. KAPLIN

S u m m a r y

Coastal barriers are widespread marine accumulative forms, which often exist as barrier islands. Causes and conditions of coastal barriers formation are under consideration. According to authors their origin relates to transgressive reconstruction of coastal zone. They appear only at the water edge and on the condition when slope of coastal land and offshore slope are in certain relation. The formation of submarine bars and their consequent appearance above water level are impossible.