

УДК 551.435.743:366(470.26)

ПРИБРЕЖНЫЕ ЭОЛОВЫЕ ФОРМЫ И КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

© 2015 г. Е. Н. Бадюкова, Г. Д. Соловьева

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,

географический факультет

e-mail: badyukova@yandex.ru

Поступила в редакцию 06.06.2013 г., после доработки 07.01.2014 г.

В работе рассматривается зависимость формирования прибрежно-морского рельефа от колебаний уровня моря и изменений климата за последнее тысячелетие на примере кос юго-восточной Балтики. Морфологический анализ кос и исторические свидетельства позволили наметить следы трех режимов моря в их истории. Показано, что главным фактором возникновения наиболее мощных песчаных формирований является подъем уровня моря при наличии в береговой зоне избыточного количества песка и при оптимальном угле подхода господствующего ветра к генеральному направлению береговой линии. Современное потепление климата и связанный с ним подъем уровня Мирового океана вызывают глобальный процесс дестабилизации прибрежных дюнных массивов.

DOI: 10.7868/S0030157415010013

ВВЕДЕНИЕ

Развитие приморских дюн, формирующихся в результате эоловой аккумуляции пляжевого песчаного материала, является одним из значительных рельефообразующих процессов в береговой зоне. Приморские дюны встречаются на берегах Мирового океана на всех широтах – от Гренландии и Командорских островов до берегов о. Тасмания. Таким образом, процесс прибрежного дюнообразования без сомнения можно считать глобальным и развивающимся в разных климатических зонах при сочетании определенных условий, характерных для данного побережья. Необходимыми из них являются достаточное количество песчаного материала в береговой зоне для его переноса и формирования эоловых форм, а также благоприятный ветровой режим [17]. Необходимость большого количества песчаного материала для формирования дюнных массивов предопределила приуроченность их к приустьевым побережьям крупных рек или к тем районам, где в береговой зоне присутствует значительное количество осадков какого-либо другого генезиса. Закономерности развития эоловых аккумулятивных форм на морском берегу справедливо рассматриваются в тесной связи с характером береговых процессов [14, 15, 17]. Последний же, без сомнения, в большей степени определяется относительными колебаниями уровня водоема, которые, таким образом, опосредованно могут влиять на интенсивность эоловых процессов в береговой зоне и вызывать многообразие эолового рельефа.

В литературе бытует мнение, что формирование дюнных полей в береговой зоне морей происходило во время регрессий, когда осушалась часть подводного склона, сложенного песчаными наносами необходимой для эолового переноса размерности [11, 14]. Анализ геолого-геоморфологического строения Куршской и Вислинской кос позволил подтвердить высказанную ранее точку зрения [1] о том, что крупные эоловые формы рельефа образуются, главным образом, при подъеме уровня моря.

Авандюна – основной элемент эолового рельефа береговой зоны различных водоемов. Механизм образования этих аккумулятивных форм детально описан в литературе [9, 11, 15, 17]. Она является сравнительно крупным элементом эолового рельефа, сформированным в тыловой части пляжа, и по облику резко отличается от всех эоловых форм, развитых дальше от моря. Морфологический облик авандюны зависит от местных условий, в частности различные соотношения объемов песчаного материала в береговой зоне и скоростей преобладающих ветров способствуют формированию или низких распластанных, или сравнительно узких с крутыми (до 18°) склонами форм [24, 25]. Песок с авандюны, а также через коридоры выдувания в ее теле поступает вглубь суши, где его продвижение осуществляется в виде параболических дюн при условии продолжающегося поступления новых порций песка.

Образующийся над пляжем ветро-песчаный поток играет основную транспортирующую роль в переносе песка, при этом угол подхода ветра к генеральному направлению береговой линии яв-



Рис. 1. Авандюна с террасовидной поверхностью, прислоненная к донному валу.



Рис. 2. Островершинная авандюна.

ляется весьма существенным, так как его оптимальная величина создает потенциальную возможность максимального перемещения песчаного материала. Исследования показали, что в береговой зоне Куршской и Вислинской кос условия в целом способствуют максимальному выносу песчаного материала с пляжа, так как доминируют благоприятные направления подхода ветра к береговой линии, что способствует увеличению пути ветропесчаного потока над пляжем [5].

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КУРШСКОЙ И ВИСЛИНСКОЙ КОС

Геоморфологические карты Куршской и Вислинской кос [4] отражают их строение, характеризующееся специфическим спектром типов берегового и эолового рельефа, имеющих продольно-зональное распространение.

Морской берег кос имеет форму плавной выровненной дуги, образованной чередованием аккумулятивных и размываемых участков. Ширина песчаного пляжа составляет 20–30 м в летнее время, увеличиваясь в средней части кос до 40–50 м. Непосредственно за пляжем располагается зона современной эоловой аккумуляции, состоящая из нескольких генераций эоловых форм рельефа. На Куршской косе авандюны представлены, в основном, террасовидными поверхностями высотой не более 4–5 м, прислоненными к мористому склону более древнего дюнного вала (рис. 1). На Вислинской косе преобладают авандюны в виде классических островершинных песчаных гряд, вытянутых вдоль тыловой части пляжа, с одинаковыми по крутизне склонами, обращенными к суше и к морю (рис. 2). В средней части Вислинской косы, где в береговой зоне много песчаного материала, в летний период выделяются две генерации авандюн. Они достаточно хорошо выражены в

ландшафте побережья не только морфологически, но и по видовому составу растительности.

К сожалению, в научной литературе термин «авандюна» часто употребляется применительно к более древней эоловой форме — приморскому дюнному валу, что вносит разночтения в определении современных и палеогеографических событий. Ведь авандюна и дюнный вал имеют не только морфологические, но и возрастные отличия. Вдоль береговой линии Куршской и Вислинской кос чередуются участки, обрамленные авандюной, и участки ее отсутствия, где за тыловой частью пляжа протягивается береговой уступ, выработанный в теле относительно более древнего берегового дюнного вала. Присутствие авандюны говорит о динамическом равновесии на данном участке, и, наоборот, размыв ее указывает на дефицит наносов в данный период времени. Поэтому именно эта форма чрезвычайно важна для понимания динамических условий береговой зоне.

Дюнный вал, окаймляющий морской берег кос практически на всем его протяжении, представляет собой мощную песчаную гряду, на Куршской косе в значительной степени созданную искусственно. Ширина вала варьирует от 20 до 200 м. При отсутствии защитного пояса авандюн происходит его активный размыв, который сопровождается выработкой уступов высотой до 10–12 м. На Вислинской косе, где не было столь активного антропогенного вмешательства, как на Куршской, рельеф сохранился в более естественном виде — существуют две дюнные гряды, состоящие из отдельных параболических дюн, перемещающихся вглубь суши.

Осевая часть кос занята слабо всхолмленной, как правило, залесенной песчаной равниной, местами с четко выраженными невысокими грядами (до 3–4 м высотой), вытянутыми вдоль простирания косы, и с отдельными параболическими

дюнами. В различных публикациях эта поверхность, т.н. пальве, определяется как дефляционная, либо дефляционно-аккумулятивная, что не раскрывает ее генезиса. Нам она представляется, вслед за Ульстом [17], эолово-морской аккумулятивной равниной. В.Г. Ульст пришел к выводу, что в основании самих валов слоистость песков относится к пляжевому типу, а их чехол состоит из клиновидных выпуклых слоев, характерных для строения авандюны. Это позволило автору сделать заключение, что береговые валообразные дюны являются береговыми валами, в большей или меньшей степени перекрытыми эоловыми песками. В.П. Зенкович [9], соглашаясь в принципе с изначально береговым генезисом этих форм и большой ролью в их образовании песко-ветрового потока, называет их эолово-прибойными валами. Таким образом, процесс формирования пальве связан с образованием молодой морской террасы, состоящей из серии береговых валов, которые по мере их выхода из сферы влияния моря надстраивались низкими авандюнами. В результате нижние горизонты представлены морскими осадками береговых валов, а верхние — отложениями эолового генезиса, что подтверждается нашими данными гранулометрического анализа (рис. 3а, 3б).

В призаливной части кос сосредоточены огромные массы песка, образующие дюнную грядку. На Куршской косе ее высота местами достигает более 60 м, на Вислинской высота гряды меньше — около 30 м. Гряды расчленены узкими понижениями. Береговая линия залива, в отличие от выровненного морского берега, изрезана и представляет собой систему дуг. В местах сочленения дуг наблюдаются песчаные выступы (т.н. рагасы), на некоторых из них расположены отдельные дюнные массивы. Присутствие на рагасах таких эоловых форм, расположенных в плане на одной линии, параллельной основной дюнной гряде и общему простираению косы, позволяет предположительно считать эти отдельные песчаные скопления фрагментами единой более древней дюнной гряды, впоследствии почти полностью смытой водами залива. В таком случае поверхность рагасов может рассматриваться как сохранившиеся к настоящему времени участки более древней генерации пальве. Интенсивное отступление лагунных берегов подтверждается сравнением разновременных картографических материалов на Куршскую косу. Были использованы две немецкие карты: одна из конца 19 века (1898 г.), другая — 1940 г., и российская топографическая карта 1984 г., дополненная и уточненная в 1994 г. Анализ показал, что только за 20 век берег в заливе на многих участках отступил более чем на 150 м, а в корневой части косы — более чем на 300 м [2].

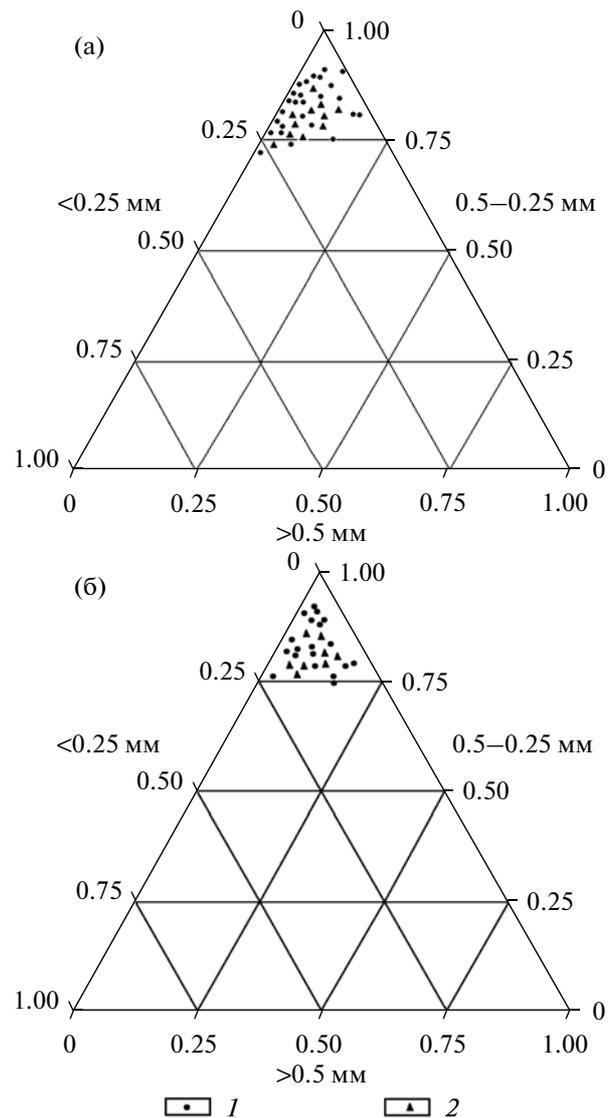


Рис. 3. Гранулометрический состав песчаных отложений из авандюн и пальве Куршской и Вислинской кос. (а) — Куршская коса; (б) — Вислинская коса. 1 — пески из авандюн; 2 — пески с поверхности и из шурфов на пальве.

ЗАВИСИМОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПРИБРЕЖНЫХ ДЮН ОТ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ И ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Все известные кривые колебаний уровня океана и отдельных морей отражают в целом нестабильное состояние его положения во времени. В течение последних тысячелетий все современные берега испытывали влияние трансгрессивно-регрессивных изменений уровня моря, что, несомненно, отражалось на их морфологии. Поэтому формирование различных эоловых форм в береговой зоне необходимо рассматривать на фоне этих колебаний. Условия относительной стабиль-

ности побережья реально возможны при определенном сочетании скоростей неотектонических движений и эвстатических колебаний уровня и, по-видимому, ограничены как во времени, так и в пространстве. При этом интенсивность и направленность эолового процесса в значительной мере зависят и от региональных факторов (прежде всего, от смены гидродинамической и литодинамической обстановок), воздействующих на него на фоне глобальных процессов.

Регрессия моря. При падении уровня моря на аккумулятивном берегу формируется регрессивная терраса, осложненная серией береговых валов, на построение которых идет материал, не вовлеченный при более высоком уровне моря в строительство пляжа и оттянутый на дно при сильных штормах [12].

Отступление моря приводит к отступанию пляжа, к тыловой части которого приурочено местонахождение новой, соответствующей ему, авантюны. Каждая более молодая авантюна располагается в тыловой части нового регрессивного пляжа и в то же время на предыдущем валу, созданном при более высоком уровне моря. Поэтому при условии продолжающейся регрессии моря последовательно формируются серии авантюн, протягивающихся параллельно выдвигающемуся берегу. Таким образом, в разрезе регрессивная терраса состоит из серии береговых морских валов, перекрытых сверху авантюнами.

В результате песчаный материал практически не поступает вглубь суши, так как перехватывается очередной вновь образующейся эоловой формой. Сформированные песчаные гряды могут какое-то время переживаться, но их быстро осваивает растительность, свойственная данной климатической зоне. Сравнительно небольшое количество песчаного материала, заключенного в каждой из рассматриваемых песчаных гряд, не способствует образованию глубоких дефляционных котловин, поставляющих песчаный материал вглубь суши. Некоторое усиление эоловой активности на побережье может произойти в связи с падением уровня грунтовых вод, сопровождающим понижение уровня моря. Это может вызвать деструкцию растительного покрова на старых и частично новых дюнах. Однако без поступления значительных порций песка с пляжа новых крупных эоловых образований возникнуть не может. Эоловый материал, поставляющийся с пляжа, перераспределяется и рассредоточивается по всей поверхности регрессивной террасы.

В пределах Куршской и Вислинской кос на существенно более низкий уровень на одном из предшествующих этапов их формирования указывает выполненный нами гранулометрический анализ поверхностных осадков палеве, показавший, что все песчаное тело косы, кроме пляжей,

до минус 1–1.5 м абс. сложено эоловым материалом. В настоящее время зарождение береговых эоловых форм происходит в тыловой части пляжа примерно на 2 м выше уреза. Проводя аналогию с современными эоловыми формами, можно предположить, что описанный выше механизм формирования эолового рельефа древних береговых образований на исследуемых косах функционировал, когда уровень моря был, по крайней мере, на 3 м ниже современного. Положение уровня моря на столь низкой отметке подтверждается многочисленными кривыми колебания уровня Балтийского моря [3].

Подъем уровня моря. Подъем уровня моря при наличии большого количества песчаного материала в береговой зоне приводит, как правило, к усилению эоловых рельефообразующих процессов, на что обращал внимание еще Соколов [15], подметивший приуроченность прибрежных дюн к опускающимся побережьям. Л.С. Берг [6] также подчеркивал, что дюны образуются преимущественно при фазе положительного колебания, когда трансгрессирующее море разрушает прибрежные песчаные отложения и тем самым доставляет ветру материал для накопления его в виде дюн. По данным зарубежных исследователей нестациональность прибрежных дюн инициируется разрывом берегов, что, в свою очередь, объясняется подъемом уровня моря [21, 33].

При повышении уровня моря, наступая на регрессивную террасу, размывает сформированные ранее, при падении уровня, авантюны, и значительные массы песка поступают на пляж. Как известно, наиболее активный эоловый вынос наблюдается на отмелях берегах с пляжем полного профиля и пологим подводным склоном, осложненным береговыми валами, вызывающими диссипацию прибойной волны. В этом случае энергия волны в значительной степени гасится и скорость обратного прибойного потока существенно меньше прямого [9]. Благодаря этому лишь незначительная часть вновь поступившего от размыва берега песка уходит на подводный береговой склон, а остальная вовлекается в формирование береговых аккумулятивных форм. Массы песка с пляжа устремляются за авантюну через прораны в ее теле и питают параболические дюны, перемещающие массы песка из береговой зоны вглубь суши. Повышение уровня моря вызывает и подъем уровня грунтовых вод, что, казалось бы, должно препятствовать развитию эолового процесса. Действительно, на поверхности регрессивной террасы дефляция прекращается, и часто происходит заболачивание низменных участков палеве. Однако это не мешает продвижению параболических дюн со стороны моря, так как при перемещении они, засыпая понижения, продолжают двигаться вглубь суши. Особенно наглядно это видно на Вислинской косе, где природные

процессы более естественны [16]. Здесь, несмотря на значительные посадки сосен на морской стороне дюнного вала с целью его укрепления, остановить процесс надвигания песков со стороны моря не удастся. Посадки помогают только в прекращении перевевания тех участков палеве, куда не поступают новые порции песка.

Чем больше материала уносится ветром с пляжа, тем более мощные серии дюн образуются. Одновременно с формированием дюн идет размыв берега, береговая линия отодвигается все дальше в сторону суши и вместе с ней смещается вся эоловая конструкция. В зарубежной литературе такие странствующие или мигрирующие дюны называют трансгрессивными, и они описаны на многих берегах Мира. Так вдоль размывающихся берегов Пикардийской и Фламандской равнин во Франции в несколько рядов тянутся активные современные дюны, перемещающиеся на материк со скоростью, достигающей 25 м в год. В глубине суши сохранились большие массивы древних дюн, образование которых, по мнению Зенковича [9, с. 575], связано с прибрежно-эоловой аккумуляцией в периоды высокого стояния моря. Этот же автор считает, что в пределах Куршской и Вислинской кос “огромные массы песков современных дюн ... поступали к берегу перед линией прибоя трансгрессировавшего литоринового моря”.

Зональное строение рельефа исследуемых кос и других барьерных береговых форм, характеризующееся чередованием участков равнин низких авандюн и высоких дюнных массивов, вытянутых вдоль берега, позволяет утверждать, что это чередование обусловлено трансгрессивно-регрессивными колебаниями уровня моря. При этом если равнины палеве сформированы в условиях понижающегося уровня, то крупные дюнные гряды и массивы очевидно образуются при другом режиме – трансгрессивном, либо при стагнации уровня. Анализ современного рельефа исследуемых кос позволяет наметить, по крайней мере, следы трех режимов моря в их истории. Например, в западной части Вислинской косы, примыкающей непосредственно к дельте Вислы, сохранились несколько генераций дюн разного возраста и морфологии [4]. Наиболее древние из них – относительно высокие (до 10 м) дюны, максимально удаленные от современной береговой линии. Далее по направлению к морю прослеживаются низкие эоловые гряды “коричневых дюн” широтной ориентировки, возраст которых оценивается в 4300–3500 л. Следующая группа высоких дюн (более 30 м) имеет возраст 2200–1800 л. Это т.н. “желтые дюны”, осложненные глубокими котловинами выдувания. Последняя группа – “белые дюны” включает современную авандюну и молодой дюнный вал.

Наглядным примером, иллюстрирующим зависимость характера рельефа приморских дюн от колебаний уровня моря, может служить побережье Нидерландов, где существуют две крупные дюнные системы – Старые и Молодые Дюны, также различающиеся по возрасту и морфологии. Формирование Молодых дюн связывается с повышением уровня моря в 10–11 веках и значительным усилением эоловой активности. По мере своего развития они смещались вглубь суши, перекрывая местами Старые, более древние дюны [35].

Изменения климата. Таким образом, очевидно, что рельеф прибрежных дюн очень чутко реагирует на любые колебания уровня моря. Доказано, что изменения уровня моря в Северном полушарии напрямую связаны с изменениями климата [18, 28]. На исследуемом побережье балтийских кос фазы эоловой активности сменялись фазами ее затухания. Это чередование, по крайней мере, за последнюю тысячу лет, можно проследить и сопоставить с климатическими и эвстатическими колебаниями.

Средневековый теплый период, характеризовавшийся подъемом уровня моря в разных районах, окружающих Северную Атлантику, датируется от 900 г. до 1250 г. Это была эпоха викингов. Малое количество льдов в Северной Атлантике, смещение путей прохождения циклонов на 5° севернее современных приводило к ослаблению ветров и малой штормовой активности. Теплый климат в Западной, Центральной и Северной Европе в 12–13 веках отразился, в частности, на кольцах дуба. Относительно теплая эпоха продолжалась до 14 века.

По археологическим данным уровень моря в районе Куршской косы повышался с 8 по 11–12 вв. [10]. По-видимому, именно это повышение уровня Балтики примерно на 0.5–1.0 м привело к формированию на Куршской и Вислинской косах призаливной террасы и берегового вала с их морской стороны. Терраса на косах сохранилась фрагментарно в виде небольших участков на заливных берегах, ее высота не превышает 1–1.5 м абс. Грубозернистые отложения морского берегового вала удалось обнаружить в отдельных глубоких котловинах выдувания за дюнным валом, а также непосредственно под его отложениями. Так, на Вислинской косе в тыловой части морского пляжа в подошве уступа размыва дюнного вала были вскрыты прибрежно-морские отложения берегового вала, возраст которых по радиоуглеродной калиброванной датировке раковин моллюсков составляет 1270 ± 60 л.н. (ЛУ-6129). К этому времени относится средневековый теплый период, когда благодаря таянию гренландского ледникового щита [34] уровень моря превышал современный. Непосредственно к Средневековому теплоте периоду относятся многочисленные

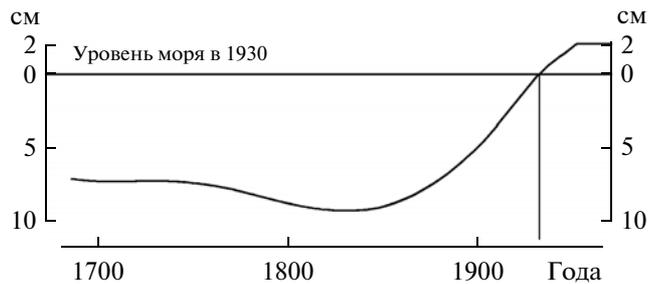


Рис. 4. Изменение уровня Северного и Балтийского морей за последние 300 лет [по 33].

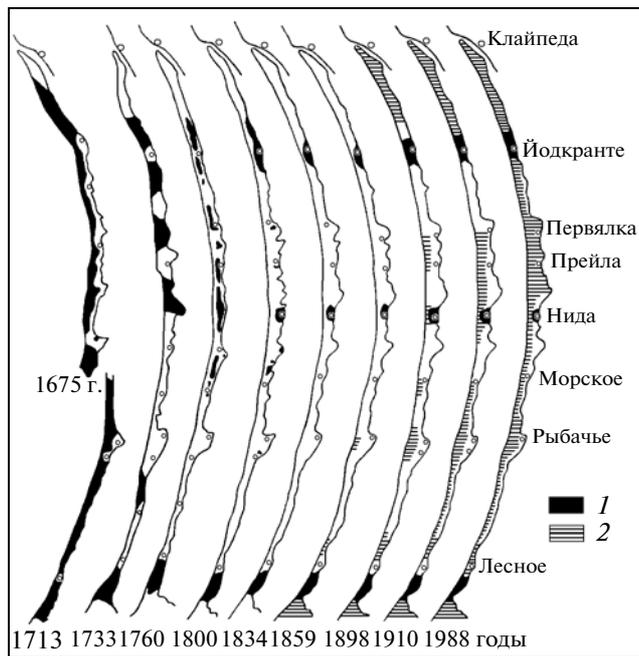


Рис. 5. Залесенность Куршской косы в разные годы [по 31].
1 – леса; 2 – засаженные территории.

свидетельства о засыпании песками деревень, церквей и полей в Европе [35]. К этому же периоду относится формирование Молодых дюн в Нидерландах [35].

Последующее похолодание в Европе, т.н. Малый ледниковый период (МЛП), началось в 15–16 веках и продолжалось вплоть до конца 19 века, когда произошло задокументированное понижение уровня моря в пределах 1 м [31]. Во время его пика полярная климатическая зона сместилась на 10° южнее, температура воды в Северной Атлантике была на 5° ниже. Мощные льды распространились от Гренландии вплоть до Шотландии. В результате аномальная атмосферная циркуляция, судя по размерности песчаного материала, привела к усилению штормовой активности [24,

27]. Сильные ветры способствовали активному выносу эолового материала с пляжа, однако его количество было ограничено, так как в регрессивную фазу не происходило поступления новых значительных порций песка на пляж. Кроме того, во время сильных штормов пляж подвергается волновому воздействию, и значительная часть песчаного материала оттягивается на подводный склон.

Очередной подъем уровня Балтики начался после низкого уровня моря во время максимума МЛП, что объясняется постепенным потеплением климата и поступлением вод от таяния ледников, а также расширением морской воды при повышении ее температуры [34]. На приведенной кривой [30] колебаний уровня Северного моря фиксируется его подъем более чем на 10 см за период с 1830 г. по 1950 г. со скоростью около 1 мм/год (рис. 4). Наиболее катастрофические последствия от движения песков приходятся именно на этот период повышения уровня моря. Так, к середине 19 века на Куршской косе из 28 селений 15 были засыпаны, остальные неоднократно были вынуждены перемещаться, спасаясь от песка [32]. Вероятно, на косе наступление песков с моря началось еще с 1760 г. [25], когда произошло резкое уменьшение площади лесов в результате не только их вырубания, но и засыпания песком (рис. 5).

Многочисленные ссылки в литературе на уничтожение лесов человеком на Куршской косе, которое спровоцировало перемещение дюн вглубь суши, вряд ли состоятельны, так как даже сплошные вырубки не уничтожают корни деревьев, кустарники, травяной покров. Кроме того, только развевание и перемещение имеющихся на поверхности кос песчаных толщ не в состоянии дать такого огромного количества песка. Согласно историческим данным, как указывал Гуделис [7], уже с начала 19 века на Куршской косе “с морского пляжа поступают новые громадные порции песка”. В это же время появились “странствующие дюны”. Песка поступало так много, что образовывались не параболические дюны, а барханы, т.е. растительность не успевала освоить эти быстро перемещающиеся формы. Барханы достигли почтового тракта, проходившего ближе к заливной стороне косы, и стали засыпать рыбацкие поселки. Новые порции песка наращивали в высоту призаливную дюнную гряду, которая до этого была стабильной, и на ее поверхности сформировалась почва. Чтобы как-то задержать песок, поступающий с пляжа, сначала стали строить приморский дюнный вал. И только после строительства дюнного вала или одновременно с ним шло облесение косы. Искусственно засаживалась сосна и некоторые виды песколюбов. К 1930 г. скорость подъема уровня моря упала, поэтому уменьшилось поступление песка с пляжа и пески на косе, как пишет В. Гуделис, “успокоились”. Как только это произошло, в понижениях

развились черноольшанники, а на значительной территории косы произошло формирование травяного покрова и самооблесение, т.е. распространение естественно произрастающих листовенных пород – в основном березы [8, 13].

Ниже приведены некоторые данные разных авторов (рис. 6), где показаны теплые и холодные эпохи, периоды усиления штормовой активности, увеличения поступления эоловых песков на побережья Северной Европы и Балтики, а также этапы формирования почв на Куршской и Вислинской косах. Анализ приведенных материалов позволяет утверждать, что наступление песков усиливалось в теплые эпохи при повышении уровня моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Зависимость прибрежно-эолового рельефа от колебаний уровня моря заведомо существует, что подтверждается историческими свидетельствами и морфологическими данными. Однако, важно подчеркнуть, что и при подъеме уровня моря, и при его понижении необходимо избыточное количество песка в береговой зоне. Существенным является также угол подхода ветра к генеральному направлению береговой линии, т.к. при его оптимальных значениях создается потенциальная возможность максимального перемещения песчаного материала с пляжа вглубь суши. При соблюдении этих условий эоловые процессы в береговой зоне контролируются колебаниями уровня моря разного знака, способствуя образованию различных форм эолового рельефа.

Таким образом, несмотря на большое влияние антропогенного фактора на развитие ландшафтов Куршской и Вислинской кос, подъем уровня моря, по нашему мнению, является главным фактором, способствующим возникновению крупных эоловых форм на песчаных берегах этих крупных барьеров. Не вырубка лесов и антропогенная нагрузка привели к образованию высоких дюнных гряд на Куршской и Вислинской косах. Ведь для их образования нужны новые огромные массы песка, и, конечно, они не могли образоваться в результате только лишь развеивания уже имеющейся эоловой поверхности. Именно на трансгрессивные этапы колебаний уровня моря приходились здесь стадии формирования крупных эоловых форм рельефа прибрежных дюн. Очередной и последний раз новые массы песка пришли с пляжа, и было это при подъеме уровня моря в 19–20 веках.

В настоящее время наблюдается глобальный тренд дестабилизации дюнных массивов на большинстве побережий Мира. Причем речь идет не об интенсивной антропогенной нагрузке, способствующей разрушению дюн, и не об отдельных котловинах выдувания, свойственных и ста-

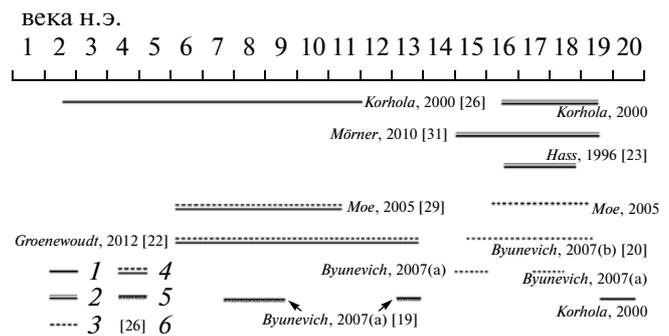


Рис. 6. Связь эоловой активности с колебаниями уровня Балтийского моря.

1 – средневековый теплый период; 2 – Малый ледниковый период; 3 – усиление штормовой активности; 4 – усиление эолового переноса; 5 – периоды формирования почв; 6 – порядковый номер автора в списке литературы.

бильным дюнам. Активное продвижение песка происходит, несмотря на то, что его пытаются всячески задержать. Основной причиной такого глобального процесса, вероятно, является современное потепление климата и связанный с этим подъем Мирового океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадюкова Е.Н., Соловьева Г.Д. Рельеф приморских дюн как индикатор колебаний уровня моря // Вестн. МГУ. 1997. № 5. С. 10–5.
2. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Морфодинамика заливных берегов Куршской косы Балтийского моря // Новые и традиционные идеи в геоморфологии. V Шукинские чтения. Труды. М.: МГУ, 2005. С. 208–212.
3. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Анализ геологического строения Куршской косы (Балтийское море) в целях уточнения истории ее развития // Океанология. 2007. Т. 47. № 4. С. 594–604.
4. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Развитие барьерно-лагунных систем юго-восточной Балтики // Океанология. 2008. Т. 48. № 4. С. 64–647.
5. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Влияние литодинамики береговой зоны Куршской косы на эоловый морфогенез (ЮВ Балтики) // Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер, водохранилищ. Тр. 2-й Междун. конф. Новосибирск, 2011. С. 73–79.
6. Берг Л.С. Избранные труды. Т. III. Средняя Азия. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 550 с.
7. Гуделис В. Взаимодействие природы и общества на примере приморского ландшафта Куршской косы с ретроспективной точки зрения // Географический прогноз. Теория, методы, региональный аспект. М.: Наука, 1986. С. 51–55.

8. Дауэ́тас М. О закреплении и облесении приморских песков Литовской ССР // Лесное хозяйство. 1956. № 2. С. 53–56.
9. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Наука, 1962. 710 с.
10. Кулаков В.И., Жиндарев Л.А., Волкова И.И. Опыт палеогеографической реконструкции поселения викингов // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия. М.: НИИ-Природа, 2003. С. 95–106.
11. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1975. 336 с.
12. Леонтьев О.К. Перестройка профиля аккумулятивного берега при понижении уровня моря // Докл. АН СССР. 1949. Т. 66. № 3. С. 377–380.
13. Нищенко А.А. Материалы к изучению растительного покрова Куршской косы (Калининградская область) // Ботанический журн. 1970. Т. 55. № 4. С. 481–490.
14. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А. Развитие береговых дюн при изменении уровня моря // Океанология. 2005. Т. 45. № 1. С. 150–160.
15. Соколов Н.А. Дюны, их образование, развитие и внутреннее строение. СПб., 1884. 236 с.
16. Соловьева Г.Д., Бадюкова Е.Н. Геоморфологическая характеристика Вислинской косы Балтийского моря // Геоморфология. 1997. № 2. С. 82–89.
17. Ульт В.Г. К вопросу о закономерностях развития эоловой аккумуляции на морском берегу // Тр. Океаногр. ком. 1959. Т. IV. С. 91–100.
18. Bianchi G.G., McCave I.N. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland // Nature. 1999. V. 397. P. 515–517.
19. Buynевич H.V., Bitinas A., Pupienis D. (a) Lithological anomalies in a relict coastal dune: geophysical and palaeoenvironmental markers // Geophysical research letters. V. 34. L09707, doi: 10.1029/2007GL029767, 2007.
20. Buynевич H.V., Bitinas A., Pupienis D. (b) Reactivation of coastal dunes documented by subsurface imaging of the Great Dune Ridge, Lithuania // Journal of coastal research. 2007. Special Issue. V. 50. P. 226–230.
21. Christianse C., Dalsgaard K., Moller J.T., Bowman D. Coastal dunes in Denmark: Chronology in relation to Sea level // Dunes of the European Coasts: Geomorphology—Hydrology—Soils / Eds. Jungerius P.D., Klijn J.A. Catena Verlag, 1990. P. 61–70.
22. Groenewoudt B.J. History continuous: drowning and desertification. Linking past and future in the Dutch landscape // Quaternary international. 2012. V. 251. P. 125–135.
23. Hass H.C. Northern Europe climate variations during late Holocene evidence from marine Skagerrak // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1996. V. 123. P. 121–145.
24. Hellemaa P. The development of coastal dune and their vegetation in Finland // Fennia. 1998. V. 176. № 1. P. 11–22.
25. Hesp P. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics // Geomorphology. 2002. V. 48. P. 245–268.
26. Korhola A., Weckström J. A quantitative Holocene climatic record from diatoms in Northern Fennoscandia // Quaternary research. 2000. V. 54. P. 284–294.
27. Lamb H.H. Climatic variation and changes in the wind and ocean circulation: The Little Ice Age in the northeast Atlantic // Quaternary research. 1979. V. 11. № 1. P. 1–20.
28. Mardosiene D. Kuršių nerijos pustomy kopų dinamika // Geografijos metraštis 1989–1990. V. 25–26. С. 29–45.
29. Moe D., Savvukynienė N., Stančikaitė M. A new C14 (AMS) date from former heartland soil horizons at Kuršių Nerija, Lithuania // Baltica. 2005. V. 18. № 1. P. 23–28.
30. Mörner N. Eustatic changes during the last 300 years // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1973. V. 13. P. 1–14.
31. Mörner N. Solar Minima, Earth's rotation and Little Ice Ages in the past and in the Future North Atlantic—European case // Global and Planetary Change. 2010. V. 72. № 4. P. 282–293.
32. Schicht O. Die Kurische N in Wort und Bild. Königsberg, 1927. 180 p.
33. Short A.D., Hesp P.A. Wave, beach and dune interactions in the southeastern Australia // Marine geology. 1982. V. 48. P. 259–284.
34. Van de Plassche, Klaas van der Borg, Arie F.M. de Jong. Sea-level climate correlation during the past 1400 yr // Geology. 1998. № 4. P. 319–322.
35. Zagwijn W.H. The formation of the Younger Dunes on the west coast of the Netherlands // Geol. en Mijnbouw. 1984. V. 63. № 3. P. 17–24.

Coastal Aeolian Forms and Sea Level Fluctuations

E. N. Badyukova, G. D. Solovieva

This paper examines the dependence of the formation of coastal relief in the South-Eastern Baltic Sea spits from sea level fluctuations and climate changes during the last Millennium. Morphological analysis of the spits and historical evidence helped to identify three sea level oscillations in their history. It is shown that the main factor in the emergence of the largest sandy formations is sea level rise. In the coastal zone must be large amount of sand and the optimum angle of approach of the prevailing wind to the direction of the coastline. Modern climate warming and the associated rise in Global sea level contribute to destabilization coastal dune areas.