

ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЭОЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ

Выхованец Г.В.

Одесский государственный университет им. И.И.Мечникова

Практически во всех районах береговой зоны Черного и Азовского морей, где распространены песчаные наносы, на берегу развиваются эоловые процессы. Результатом их влияния являются эоловые формы рельефа и слагающие их толщи эоловых отложений. Такие отложения представляют собой продукты сложной дифференциации исходного осадочного материала в прибрежно-морских фациальных условиях. Получается, что из разных источников в береговую зону морей поступает материал разнообразной крупности, а в береговой зоне концентрируется относительно крупнозернистый ($\Phi_{III} > 0,1$ мм), хорошо отсортированный ($\Phi_0 = 1,1-2,5$), содержащий минимум алевроитопелитовых фракций (преимущественно $< 5\%$). Такие преобразования вызваны соответствующими фациальными условиями береговой зоны [7]. Образующиеся при этом песчаные наносы слагают определенное множество аккумулятивных форм рельефа: это - береговые косы, бары, террасы, пересыпи; например, косы Жебриянская и Камбальная, пересыпи Бурнас, Шаганская и Узунларская, террасы Терновская и Донузлавская.

Развитие эоловых процессов происходит на всех песчаных формах рельефа, даже, если наносы характеризуются существенными примесями ракуши, гравия или гальки. Эти процессы являются второй, дополнительной фазой прибрежно-морской дифференциации, но уже «внутренней» - в пределах самой береговой зоны, где видоизменению подвергается не исходный осадочный материал континентального происхождения, а наносы «волнового поля». Уже сам по себе обособившийся наносной материал (в гидрогенных условиях вполне сильного влияния морских волн) подвергается воздействию ветра. При этом диапазон тех фракций, которые в течение данного ветрового процесса обособляются от

массы пляжевых наносов, еще более сужается и включает в себя около 95-98% фракций размером 0,1-0,5 мм. Причем, преобладает мелкозернистый песок 0,1-0,25 мм - до 65-75%. Обычно эоловые толщи переветренных песков характеризуются однородной сплошной структурой, с прослоями типичной кривой слоистости, чаще всего без фауны. В настоящее время залежи эоловых песков и форм рельефа составляют основу т.н. «эоловой продольной юны» на поверхности пересыпей и кос [2, 3, 10].

Ширина «эоловой продольной зоны» находится в значительных пределах. В основном она зависит от ширины той аккумулятивной формы, на которой развиваются эоловые процессы и отлагаются эоловые толщи. Чем меньше надводная ширина формы, тем меньше ширина эоловой зоны; при ширине менее 40-60 м (в разных условиях) эта «зона» отсутствует, и эоловые отложения выражены в эмбриональной форме. Причина в том, что в таком состоянии пересыпи и косы в общем беспрепятственно переплещиваются морскими волнами через гребни этих форм, причем, переплещивание обеспечивается высотой волны $> 1,3$ м (2-11% годового времени на разных участках береговой юны) [9, 10]. Увеличение ширины пересыпей и кос сопровождается появлением и увеличением ширины и высоты продольной полосы эоловых форм берегового рельефа. Наиболее часто высота песчаных кучугуров не превышает 1,5-2,5 м над поверхностью пляжа, а в среднем составляет от 0,3 до 1,8 м на разных участках. Максимальная высота эоловых форм равна 5,8 м. Соответственно, указанные параметры определяют мощности эоловых наносов (отложений) на современных аккумулятивных формах.

В общем, мощности эоловых толщ небольшие, особенно в стадии зарождения и первичного формирования на песчаных берегах Черного и Азовского морей. К тому же они характеризуются известной очаговостью распространения, за исключением древних (позднеплейстоценовых и раннеголоценовых) дюн на Кинбурнском полуострове - своеобразном продолжении надпойменных террас пра-Днепра [4]. Но они образовались не в прибрежно-морских, а в

континентальных фациальных условиях. А вот у береговых дюн небольшие размеры и очаговость распространения связаны с острым дефицитом наносов в береговой зоне на современной стадии эволюции Черного и Азовского морей. Дефицит наносов приводит к образованию аккумулятивных форм небольших размеров, недостаточной ширине питающих пляжей ($< 30-45$ м) и, следовательно, - к ограниченным возможностям поступления эоловых наносов в состав юловой зоны. К тому же абсолютно господствующими являются ветры береговых направлений, - в сторону моря, что вызывает постоянное сдувание эолового материала в море [3, 10].

Таким образом, современные толщи эоловых наносов распространены на поверхности теперешних аккумулятивных форм береговой юны в виде образований небольшой мощности (до 0,3-2,5 м), отдельных очагов или прерывистых гряд. Их совокупность характеризуется преимущественно линейным простираем. Что касается состава, то он формируется сложным путем, в отличие от условий, в которых преобладают насыщения береговой юны наносами и господство ветров со стороны моря на сушу. В качестве примеров благоприятных условий развития береговых дюн можно привести юго-восточное и южное побережья Балтийского моря, Ютландское и Фризское побережья Северного моря, Пикардийский участок южного побережья Ла-Манша, восточное побережье Бискайского залива к югу от устья Гаронны (от м Грав). На песчаных берегах Черного и Азовского морей самые крупные дюны известны в Болгарии (максимальная высота 16 м) и на небольших участках в Турции (до 10 м). Что касается украинских берегов, то сложность формирования размеров, состава и количества дюнных формирований обусловлена периодическим размывом и восстановлением эоловых форм и отложений.

Залегающие на косах, барах, террасах эоловые формы обычно смываются волнами во время сильных штормов, образуя пляж полного профиля [3]. Поскольку мористая береговая линия косы или бара на побережье Черного и Азовского морей в многолетнем разрезе времени обычно отступает, то

волновой смыв слоя эоловых наносов на тыльную сторону названных форм обуславливает наращивание тыльной береговой линии [2, 9]. Здесь следует обратить внимание на то, что тыльная береговая линия наращивается преимущественно эоловыми наносами, а не с подводного склона или из вдольберегового потока, как утверждали другие авторы. Именно этим определяется состав осадочной толщи в той её части, которая расположена смежно с дном лимана (лагуны). По этой причине часто бывает, что слои эоловых песков чередуются со слоями лиманных (лагунных) илов, содержащих в себе включения соответствующей фауны. Часто сами илы насыщены песком эоловой крупности. Такое сочетание весьма необычно, но может встречаться в древних толщах прибрежно-морского генезиса, а это обстоятельство следует учитывать при диагностике горных пород и объяснении их состава.

Исключение составляют ситуации, во время которых при сильных продолжительных штормах происходит образование прорыва сквозь бары, косы, пересыпи. По таким прорывам поток морской воды, стремясь уравновесить перепад уровня в лимане и море, втекает в лиман (лагуну) и образует там т.н. «дельту пролива». Это образование, в отличие от «илисто-эоловых» толщ, складывается осадочными продуктами размыва тела косы или бара «волнового» происхождения, с более грубозернистыми наносами, хуже отсортированными, часто - с большими примесями угловатых гравийно-гачечных фракций и ракушки. В фациальных условиях береговой зоны Азовского моря упомянутые конусы «дельт проливов» могут быть представленными в основном ракушкой, с примесью песка. Если эоловые прослои характеризуются $McP = 0,17-0,24$ мм и подавляющем большинстве проб, то на волновом пляже $M<G = 0,33-2,84$ мм. Коэффициент сортировки равен соответственно $= 1,3-1,7$ и $ЛУ = 2,1-6,5$.

На современном этапе развития береговой зоны Черного и Азовского моря! для формирования дюнных отложений характерны дефицит наносов и небольшие размеры эоловых форм рельефа. В условиях, когда штормовые волны периодически смывают эти формы, нужно учитывать их непрерывное исчез-

новение и непрерывную регенерацию. Такой «возвратно-поступательный» процесс является достаточно интенсивным, захватывающим огромное количество наносов в береговой зоне. Однако одновременно масштабная деятельность процесса не реализуется в адекватно большие размеры дюн. Все время они остаются небольшими еще и потому, что между штормами со стороны моря береговые ветры, кстати - доминирующие, сдувают основное количество эоловых наносов обратно в море. Причем, каждый ритм «смыв — восстановление» береговых эоловых форм не имеет постоянной устойчивой продолжительности. Смена ситуации «размыв» ситуацией «восстановление» требует разной продолжительности, а она определяется не столько активностью ветров, сколько реакцией ландшафтной структуры на поверхности береговых аккумулятивных форм.

В соответствии с выполненными измерениями на пересыпях Тузловской группы лиманов (Сасык, Мал.Сасык, Джентшей, Шаганы, Алибей, Бурнас), на косах Кинбурнская, Тендровская, Джарылгач, Бакальская, Федотова, Обиточная, на Арабатской Стрелке и др., ширина полосы эоловых наносов чаще всего колеблется от 11,7 до 115,1 м, а в среднем равна 48,8 м. При указанной выше высоте, объем заключенных в ней наносов составляет от 3,5 до 287,8 м³/м, а в среднем - 43,9 м³/м. Это очень малые величины, если сравнить с размерами эоловых форм на песчаных берегах Балтийского, Северного, Охотского морей, Бискайского залива, где объемы могут измеряться тысячами и даже десятками тысяч м³/м. Следовательно, в конечном итоге процесс восстановления размытой береговой дюны должен обеспечить названное количество песка указанной крупности. Если принять во внимание, что его накопление во время штормов измеряется первыми десятками кг/час на 1 м длины берега в среднем за период восстановления [2, 7, 9, 10], то образование эоловых форм названных размеров обычно происходит в течение определенного количества месяцев (от 3-5 до 20-25 месяцев). Средние скорости увеличения высоты этих форм по косвенным показателям и прямым наблюдениям бывают от 0,015 до 0,16 м/мес в разных

природных условиях. Хотя на аккумулятивных участках с интенсивным наращиванием береговой линии вновь зарождающиеся и в благоприятных условиях растущие береговые дюны могут восстанавливаться со скоростями до 0,3 м/мес в течение первых 3-4 месяцев.

В этой связи обратимся к литературе, в которой часто можно встретить утверждения о том, что размеры береговых эоловых форм являются самыми крупными именно на участках разгрузки вдольбереговых потоков наносов и насыщенности береговой зоны наносами [1, 8]. В общем, такого явления нами не наблюдалось на берегах Черного и Азовского морей. Так, на дистальной оконечности Тендровской косы, шириной до 1350 м, где разгружается около 360 тыс. м³/год наносов и береговая линия листали нарастает со средней скоростью 4,5 м/год в течение последних 200 лет, высота передовых эоловых форм не превышает 1,0 м, а старых и перевеянных дюн вдали от берега - 3,1 м. В то же время на участке зарождения современного вдольберегового потока в пределах утолщения Джарылгачской косы высота береговых дюн местами достигает 3,2-5,8 м, обычно 1,0-2,5 м. Не более 1,0-1,8 м высоты авандюны имеют на участке разгрузки потока наносов на Терновской террасе, на Камбальной, Белосарайской, Бердянской косах. Таким образом, на песчаных берегах Украины указанная закономерность [1, 8] не проявляется, а связано это с большим преобладанием береговых ветров, особенно штормовых, и реакцией поверхности кос и пересыпей на действие ветра [2, 9]. Значит, на современном этапе развития Черного моря и его береговой зоны даже сравнительно благоприятные условия берегового дюнообразования не способствуют формированию песчаных отложений эолового происхождения.

Многие исследователи уверены [1], что на процесс дюнообразования в береговой зоне морей, в том числе Черного и Азовского, оказывают существенное влияние относительные долговременные (геологического масштаба) изменения уровня. По их взглядам, при относительном падении уровня моря происходит усиление эолового процесса и рост высоты и площади

эоловых форм рельефа, а во время повышения, - наоборот, уменьшение линейных и объемных размеров. Причем, чем быстрее происходят такие изменения, тем больше / меньше указанные высоты и площади. Если это так, то, по крайней мере, в голоцене (времени формирования современной береговой зоны) на береговых участках понижения уровня поверхность песчаных аккумулятивных форм должна нести на себе хорошо выраженные крупные эоловые формы, расположенные на большой площади. И наоборот. На морских берегах Украины относительное понижение уровня затрагивает участки Южного берега Крыма, но там береговые дюны вообще отсутствуют; в то же время на участке расположения Бирючьего Острова на Азовском море уровень повышается со средней скоростью 2,4 мм/год в течение последних 200 лет [6], но там широко распространены береговые эоловые формы рельефа, высотой до 2,0-3,5 м над уровнем моря. На Жебриянской косе, где повышение уровня достигает 4,0 мм/год, высота дюн составляет 0,5 -1,5 м (максимум 1,9 м), как и на большей части песчаных берегов Черного моря.

Еще более отличительна ситуация на Атлантическом побережье штата Нью-Джерси, США. Там вдоль берега косы Сэнди-Хук относительное повышение уровня составляет около 4,0 мм/год с 1925 г., а высота береговых дюн превышает 4 м. На полуострове Мэй с 1920 г. скорость роста уровня океана равна 3,1 мм/год, а высота дюн 2^4 м, максимум > 7 м [8]. Показательным является Балтийское море, вдоль берега которого в районах Устка Леба (Польша) и у центральной части Куршской косы (Литва) уровень *повышается* в среднем на 1,5 мм/год [5], а высота дюн превышает 10 м, максимумы достигают 30-60 м. В то же время у восточного берега Рижского залива уровень *понижается* со средней скоростью 0,5 мм/год, но высота эоловых форм не превышает 3 м. Аналогичные закономерности наблюдаются на берегах Северного, Белого, Баренцева морей, на которых широко распространены явления относительного повышения уровня [6].

Наконец, для формирования отложений эолового происхождения на морских берегах, их захоронения и консервации в виде толщ определенной мощности и простираения, важное значение имеет переход от современного залегания к погребенному. Такой переход обычно сопровождается заменой процессов литодинамических и седиментационных процессами диагенетическими в условиях продолжения осадконакопления или его смены размывом. Причем, эти процессы развиваются в условиях постоянного влияния гидрогенного фактора береговой зоны, - они требуют учета этого фактора. Процессы захоронения происходят под влиянием: 1) относительного понижения уровня моря; эоловые толщи оказываются на суше (если перед этим не размоются), лишаются воздействия гидрогенного фактора, со временем подвергаются влиянию континентальных процессов, в результате чего залегают на поверхности либо под толщами иного происхождения; 2) относительной стабильности уровня моря; эоловые толщи остаются на берегу и могут подвергаться размыву (при отступании берега) или нарастанию площади распространения (при выдвигании берега в море); в обоих случаях (1) и (2) сохраняется небольшая мощность и очаговость распространения эоловых толщ; 3) относительного повышения уровня моря; сохранение эоловых толщ бывает лишь тогда, когда скорость подъема уровня оказывается больше скорости их волнового размыва; во всех случаях мощность толщ меньше исходной. Каждый из названных вариантов захоронения береговых эоловых отложений требует отдельного рассмотрения. Кроме учета скоростей и знаков колебаний уровня моря, морфологических и литологических характеристик толщ, надо также учитывать морфологическое строение берега (исходное формирования эоловых отложений на коренном берегу, на пересыпях, на островных формах и т.д.).

1. Бодюкова Н.Н., Соловьева Г.Д. Зависимость рельефа приморских дюн от колебаний уровня океана / Географические исследования морских

- побережий: Отв. ред. В.С.Петренко. - Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1998. - С. 43 - 57.
2. **Вихованець Г.В.** Дюни на піщаних берегах України // Вісник Одеського унів. Природничі науки. - 1998а. - № 2. - С. 88-91.
 3. **Вихованець Г.В.** Формирование размеров современных дюн на песчаных берегах Черного и Азовского морей // Доповіді НАН України. - 1998б. - № П. - С. 122- 125.
 4. **Гожик П.Ф.** Строение и условия формирования позднеплейстоценового аллювия в низовьях рек Причерноморья / Материалы по изучению четвертичного периода на территории Украины: Отв. ред. В.Г.Бондарчук. - Киев: Наукова думка, 1982. - С. 132 - 138.
 5. **Победоносцев С.В.** Уровень моря и вертикальные движения побережий Балтийского моря / Изменения уровня моря: Под ред. П.Л.Каплина, Р.К.Клиге, А.Л.Чепалыги. - Москва: Изд-во Московск. унив., 1982а. - С. 294 -306.
 6. **Победоносцев С.В.** Вертикальные движения побережий морей Европейской части СССР / Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет: Отв. ред. П.А.Каплин, Р.К.Клиге, А.Л.Чепалыга. - Москва: Наука, 1982б. - С. 93 - 102.
 7. **Шуйский Ю.Д.** Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. - Ленинград: Гидрометиздат, 1986. - 240 с
 8. **Psuiy N.I'.** The effect of an accelerated rise in sea level on the coastal zone of New Jersey, USA / Rep. Panel on Sea Level Rise on Coastal New Jersey, NJ - DEPE. Rutgers State University, New Brunswick, 1991. - 52 p.
 9. **Vykhovanets G. V.** Coastal dune systems on Ukrainian shores: modern tendencies of development // Proc. 4th Intern. Conf. LITTORAL '98: J.Monso, ed. - Barcelona: Asinca Publ. Co., 1998. - P. 297 - 308.
 10. **Vykhovanets G. V.** Aeolian processes and forms development on coasts of Ukraine / Geogr. Fisica e Dinamica Quatem. (IT) - 1999. - V. 22. - P. 99 - 104.