
ГЕОМОРФОЛОГІЯ. ДИНАМІКА МОРСЬКИХ БЕРЕГІВ

УДК 551.3.31 (262.5)

Г. В. ВИХОВАНЕЦЬ, канд. географ. н., доцент

Одесський державний університет
кафедра фізичної географії і природокористування
бул. Дворянська, 2, Одеса, 65026, Україна

ВПЛИВ ВОЛОГОСТІ ПІСКУ НА ПЛЯЖАХ ЧОРНОГО МОРЯ НА РОЗВИТОК ЕОЛОВОГО ПРОЦЕСУ

Кількість пляжового піску, яка може транспортуватися вітром, суттєво обмежується товщиною поверхневого шару сухого піску. Вона складає звичайно 2–35 см узимку і 1–14 см улітку. Під впливом вітрів з швидкістю > 10 м/сек цей шар видувається протягом 1—9 годин. Формується вітростійка поверхня. Під час дії атмосферних опадів і хвильового накату верхній шар пляжів і пересипів стає вологонасиченим і пісок тут вітром майже не пересівається. Ця і комплекс інших причин веде до того, що натисок вітропіщеного потоку в 5–65 разів менший, ніж тужня в природних умовах Чорного моря.

Ключові слова: берегова зона, дюни, еоловий процес, наноси

Стаціонарні експериментальні дослідження для отримання кількісних характеристик еолового процесу на морських берегах України були вперше виконані Ю. Д. Шуйським [2]. Ця публікація викликала суттєвий інтерес до берегових акумулятивних форм рельєфу і кількісних параметрів їх розвитку, до ролі еолового процесу в системі акумулятивних форм взагалі. Згодом дійшли висновку, що єдиним фактором енергетичного імпульсу еолового руху піщаних наносів є вітер, а всі інші гальмують і понижують його [3, 9]. До цього ж, аналіз робіт інших авторів [4, 5, 6] показав, що ігнорування зазначеного висновку веде до невірної оцінки кількості піщаних наносів, що рухаються, про неправильне пояснення формування берегових авандюн і товщи дюнних відкладів, до невірного розуміння механізму розвитку піщаних акумулятивних форм берегового рельєфу. Одночасно суттєво ускладнюється оптимізація природокористування на піщаних берегах морів України й інших держав.

Упродовж останніх років у нашій країні тривалі стаціонарні експерименти виконувалися на пересипах лиманів Бурнас, Будацький, Дністровський, на косах Тендрівська і Джарилгач, на Терновській терасі. Виявилося, що одним з най-

важливіших факторів, що понижують посуви і натисок вітропіщеного потоку, є вологість пісків на пляжах. Уже перші спостереження довели: дефляція дуже вологих пісків ($> 20\%$) відбувається в 3-5 разів повільніше, аніж сухих ($< 3\%$) під дією вітрів із швидкістю $> 16 \text{ м/с}$ і в 5-23 рази повільніше під впливом швидкостей вітру $< 15 \text{ м/с}$. Але багато інших авторів не враховують цієї особливості [6, 7]. Вони невірно вважають, що процес безперервного руху пісків відбувається упродовж всього часу дії ефективної швидкості вітрів на протязі штурму чи багатьох штормів, незалежно від вологості піску.

Коли пляжові піщані наноси насичені гравієм, галькою чи чурупкою, то під впливом вітру формується вітростійка поверхня, а тому фактично завершується, закінчується еолове переміщення. Такий процес вважається провідним і фактично єдиним в утворенні стійкої поверхні [1, 5]. Проте виконані нами дослідження показали, що суттєво дійовим і ефективним є інший процес формування вітростійкої поверхні на піщаних берегах. Улітку, після впливу сильних вітрів, а взимку майже завжди, більша частина поверхні пляжів є вологою, навіть у відсутності дощів. Під час тривалих безвітряних (штильових) періодів був виконаний вертикальний зондаж пляжів для вимірювань шару сухого піску на експериментальних ділянках. В результаті виявилося, що товщина шару H_n змінюється від 1-3 см до 30-35 см уздовж пересіку, як це можна бачити на прикладі пересипу Устричного озера (рис. 1). Пісок є добрим акумулятором вологи, а невелика висота (до 2-3 м) і ширина (60-200 м) пересипів і кіс, розташування моря і озера з обох боків цих акумулятивних берегових форм сприяють дуже неглибокому розташуванню рівня ґрунтової води. Таке ж явище спостерігалося на піщаних берегах Північного, Карібського, Адріатичного, Охотського і Балтійського морів, Біскайської, Бургаської і Іскандерунської заток, що свідчить про його характерність.

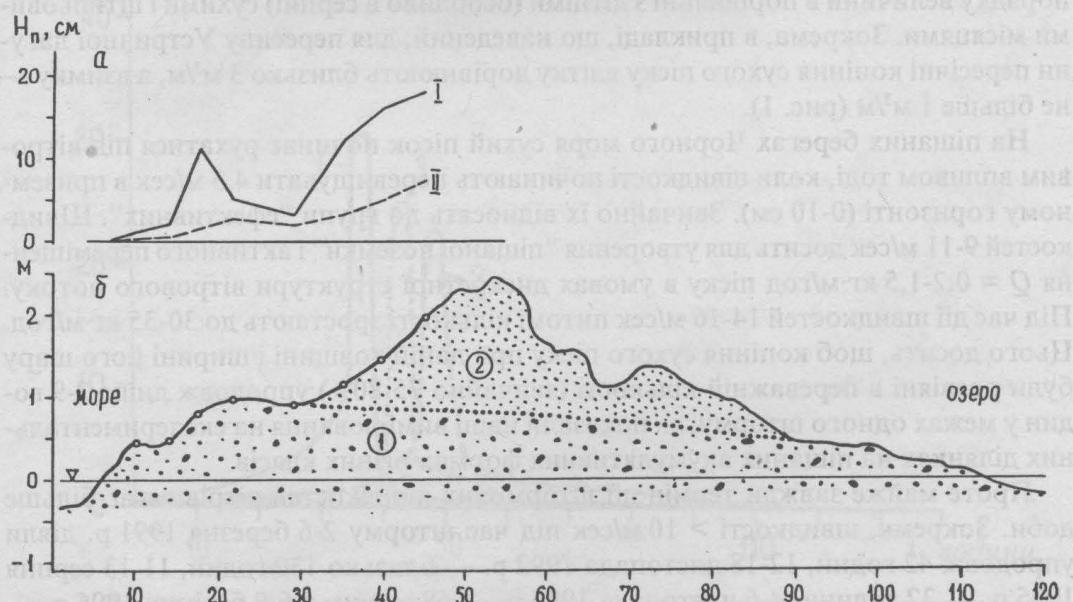


Рис. 1. Розподіл товщини шару сухого піску (H_n , см) на поверхні пляжу (а) влітку (І) і взимку (ІІ); б — поперечний пересік вузького пересипу Устричного озера з точками вимірювання H_n ; 1 — пляжові наноси хвильонакатного походження; 2 — відсортований еоловий пісок в складі дюнного пасма.

На узбережжі Чорного й Азовського морів улітку випаровування може дотримувати 900-1100 мм/рік. Підвищенні температури приземного повітря (в липні пересічно $> 23-24^{\circ}\text{C}$, термін з температурою $> 30^{\circ}\text{C}$ може перевищувати місяць) сприяють присушенню поверхні на піщаних косах і пересипах. У цьому зв'язку товщина шару сухого піску H_p звичайно є більшою за 5 см, іноді до 35 см. Причому, в напрямку від моря до суходолу величини H_p підвищуються, а максимум тяжіє до смуги дюнних кучугурів (рис. 1). У зимку відбувається підвищення вологості і кількості сильних вітрів, але це веде до зниження H_p взагалі в 2-3 рази. До того ж, бувають часті і з більшою величиною нагонні осциляції рівня моря. Ось чому стає більшою фільтрація морської води від моря в лимані та лагуни, а тому зволоженість пляжів зростає ще більше. Як і влітку, товщина шару сухого піску зростає в напрямку від зрізу води до смуги кучугурів. Вітрові зміни рівня води обумовлюють і значно частіше заливання пляжової поверхні саме взимку, коли і вологість піску є підвищеною. Відтак, при інших рівнозначних умовах, відбувається суттєве зменшення інтенсивності дефляції, а разом з ним — і дуже послаблений вітровий викид піщаних наносів з пляжу до смуги авандон на берегових косах, пересипах, терасах у межах морського узбережжя.

Підсилення вітрової активності взимку може бути проілюстроване величина-ми пересічних місячних швидкостей вітру: в січні вони становлять 6-7 м/сек, в липні 2-4 м/сек упродовж багаторіччя [3, 9]. Можна було б чекати, що переважна кількість піску втягується в еоловий процес саме взимку, як це стверджує більшість дослідників [1, 4, 6, 8]. Але підвищена вологість пляжу, часте затоплення пляжу, набагато менша товщина шару сухого піску суттєво зменшують інтенсивність еолового руху наносів (вже не кажучи про сніговий шар, розгонну відстань вітру та інші причини) і натисок вітропіщаного потоку; таке зменшення може сягати порядку величини в порівнянні з літніми (особливо в серпні) сухими і штильовими місяцями. Зокрема, в прикладі, що наведений, для пересипу Устричної лагуни пересічні копіння сухого піску влітку дорівнюють близько $3 \text{ m}^3/\text{m}$, а взимку — не більше $1 \text{ m}^3/\text{m}$ (рис. 1).

На піщаних берегах Чорного моря сухий пісок починає рухатися під вітровим впливом тоді, коли швидкості починають перевищувати $4,5 \text{ m/sec}$ в приземному горизонті ($0-10 \text{ cm}$). Звичайно їх відносять до групи "ефективних". Швидкостей $9-11 \text{ m/sec}$ досить для утворення "піщаної поземки" і активного переміщення $Q = 0,2-1,5 \text{ kg} \cdot \text{m}/\text{год}$ піску в умовах дискретної структури вітрового потоку. Під час дії швидкостей $14-16 \text{ m/sec}$ питомі кількості зростають до $30-35 \text{ kg} \cdot \text{m}/\text{год}$. Цього досить, щоб копіння сухого піску при даній товщині і ширині його шару були розвіяні в переважній кількості (звичайно 75-80%) упродовж лише 2-9 годин у межах одного штурму, як показали наші вимірювання на експериментальних ділянках на піщаних акумулятивних формах різних класів.

Проте майже завжди термін дії штормових швидкостей вітрів сягає більше доби. Зокрема, швидкості $> 10 \text{ m/sec}$ під час штурму 2-6 березня 1991 р. діяли упродовж 42 годин, 12-18 листопада 1992 р. — близько 130 годин, 11-13 серпня 1995 р. — 32 години, 4-6 листопада 1995 р. — 68 годин, а 6-9 березня 1996 р. — 56 годин. Відтак, шар сухого піску зникає, оголюється відростіка волога поверхня в межах 1,5-16,1% часу загального терміну дії ефективного вітру під час того чи іншого штурму. Отже, реальна, фактична дефляція на поверхні піщаного пляжу відбувається за такий час, який в 5,2-65,6 разів менший загального терміну ефек-

тивних швидкостей упродовж окремого шторму, при відсутності інших діючих факторів.

Як приклади, наведемо результати вимірювань під час трьох штормів (рис. 2). Зокрема, 12-18 листопада 1992 р. максимум швидкості вітру сягнув 31,1 м/сек, швидкості > 10 м/сек діяли майже 130 годин і в цей період пересічна кількість піску, що рухався вітром, дорівнювала 30,8 кг•м/год на косі Джарилгач. Відповідно до скісної експозиції берегової лінії під дуже гострим кутом (10-20°) до вектора напрямку вітру, відстань розгону вітру над поверхнею пляжу становила 80-110 м: це досить багато у умовах експерименту. Розвіяння шару сухого піску розтягнулося майже на 9 годин, або 6,9% часу шторму. Другий шторм досліджувався влітку, 11-13 серпня 1995 р., коли максимальна швидкість вітру дорівнювала 17,8 м/сек, максимальна Q на пересипу Устричної лагуни сягала 22,6 кг•м/год, а шар сухого піску був винесений протягом 4,5 години, або 14% тривалості шторму. Третій шторм відбувся 4-6 листопада 1995 р., і його дія спостерігалася на Будацькому пересипу; максимальна швидкість вздовжберегового вітру від північного сходу становила 22,3 м/сек, $Q = 25,1$ кг•м/год, а тонкий шар сухого піску був винесений упродовж 5 годин (7,4% часу дії ефективних швидкостей). На тих ділянках, де в складі наносів було досить багато чурупки чи гальки, швидко формувалася вітростала, вітроопірна поверхня, але завжди великій вологості піску належала провідна, керівна функція.

Отримані результати примушують вносити суттєві корективи у визначення кількісних величин посувів і натисків вітропіщаного потоку, в оцінки джерел живлення берегових піщаних кучугурів, в інтерпретацію процесів взаємодії пляжів

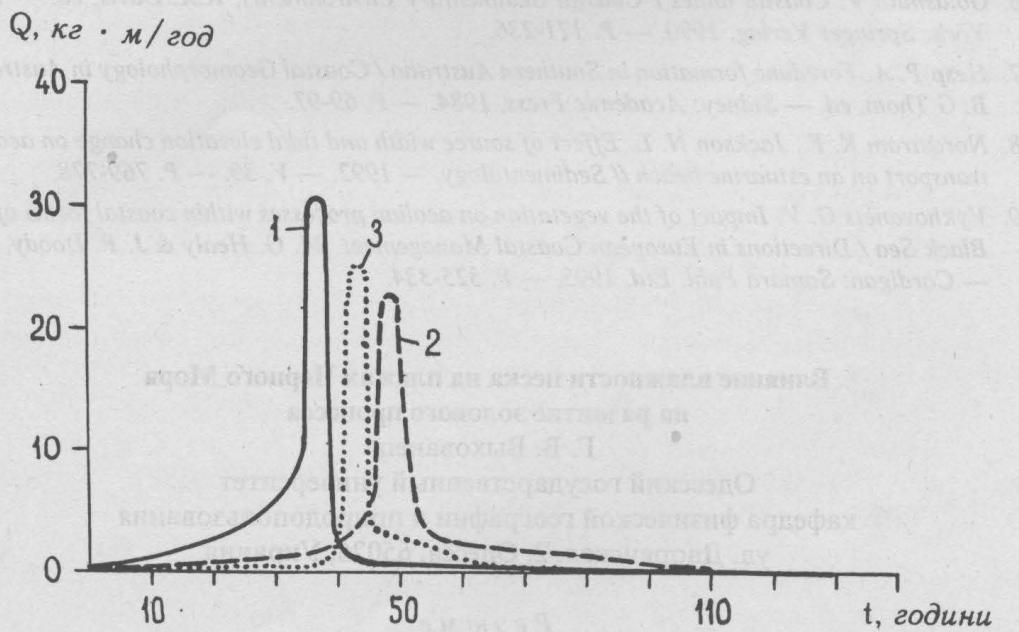


Рис. 2. Час (t), упродовж якого видувається шар сухого піску з поверхні пляжу під впливом дії вітру (швидкості > 10 м/сек) на протязі одного сильного шторму в межах вузьких берегових акумулятивних форм: 1 — коса Джарилгач, шторм 12-18. 11. 1992 р.; 2 — пересип озера Устричного, шторм 11-13. 08. 1995 р.; 3 — пересип Будацького лиману, шторм 4-6. 11. 1995 р.; Q — кількість піску, що вилучається з поверхні пляжу під дією штормового вітру, кг•м/год.

і авандюон, у механізми стійкості пересипів та кіс, в уявлення про формування ландшафтної структури берегових акумулятивних форм тощо. Найбільш розповсюджену та дійовою є вітростійка поверхня, що утворена саме мокрим піском. Мінімальний термін вилучення шару сухого піску з пляжів буває під час дії штормового вітру з боку моря, а максимальний — під впливом вздовжберегового вітру, коли всі інші умови є незмінними. Отримані уявлення і чисельні величини дозволяють удосконалити схеми планування, керування і використання природних ресурсів на морських берегах.

Література

1. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 710 с.
2. Шуйский Ю. Д. Современные эоловые процессы на песчаных пересыпях лиманов Черного моря // Доклады АН СССР. — 1976. — Т. 226. — № 1. — С. 190-193.
3. Шуйский Ю. Д., Выхованец Г. В. О влиянии подстилающей поверхности на эоловые процессы на песчаных берегах Черного моря // География и природные ресурсы. — 1984. — № 2. — С. 77-84.
4. Arens S. M. Aeolian Processes in the Dutch Foredunes. — TAW: University van Amsterdam Press, 1994. — 150 p.
5. Carter R. W. G., Wilson P. The geomorphological, ecological and pedological development of coastal foredunes at Magilligan Point, Northern Ireland / Coastal Dunes, Form and Process. N.P. Psuty, ed. — London: Wiley & Sons Ltd, 1990. — P. 129-157.
6. Goldsmith V. Coastal dunes / Coastal Sedimentary Environments. R.A. Davis, ed. — New York: Springer Verlag, 1990. — P. 171-236.
7. Hesp P. A. Foredune formation in Southern Australia / Coastal Geomorphology in Australia. B. G. Thom, ed. — Sidney: Academic Press, 1984. — P. 69-97.
8. Nordstrom K. F., Jackson N. L. Effect of source width and tidal elevation change on aeolian transport on an estuarine beach // Sedimentology. — 1992. — V. 39. — P. 769-778.
9. Vykhanovets G. V. Impact of the vegetation on aeolian processes within coastal forms of the Black Sea / Directions in European Coastal Management. M. G. Healy & J. P. Doody, eds. — Cardigan: Samara Publ. Ltd, 1995. — P. 325-334.

Влияние влажности песка на пляжах Черного Моря на развитие эолового процесса

Г. В. Выхованец

Одесский государственный университет
кафедра физической географии и природопользования
ул. Дворянская, 2, Одесса, 65026, Украина

Резюме

Количество пляжевого песка, которое может быть перенесено ветром, существенно ограничивается толщиной поверхностного слоя сухого песка. Она составляет 2-35 см летом и 1-14 см зимой. Поэтому под влиянием ветров со скоростью > 10 м/сек этот слой выдувается обычно в течение 1-9 часов. Создается ветроустойчивая поверхность. Во время выпадения атмосферных осадков и волнового заплеска верхний слой пляжей и пересыпей становится влагонасыщенным и ветром почти не переносится. Эта и комп-

лекс осталых причин приводит к тому, что мощность ветропесчаного потока в 5–65 раз меньше емкости в природных условиях Черного моря.

Ключевые слова: береговая зона, дюны, эоловый процесс, наносы.

The importance of sand humidity on the Black Sea beaches as a factor of aeolian processes development

G. V. Vykhovanets

Odessa State University

Department of Physical Geography and Nature Management

Dvoryanskaya St., 2, Odessa, 65026, Ukraine

Summary

The actual quantity of sand transported by wind is closely connected with the thickness of a dry sand layer on the beach: in summer it equals 2–35 cm, in winter 1–14 cm. The layer of such thickness is blown off during 1–9 hours during various single storms and gales, though the wind with velocity > 10 m/sec can blow for several days. The wet wind-steady surface is formed. That is why the humidity of beach sand limits its quantity in wind-sandy flow within 5–65 times, reduces the saturation of wind-sandy flow and the nourishment of aeolian forms on the Black Sea coast.

Key words: coastal zone, dunes, aeolian process, sediment.