

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ХЕРСОНСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
Факультет біології, географії та екології
Кафедра географії та екології

Менеджмент еолових комплексів в береговій зоні фронтальної частини Кінбурнського півострова

Кваліфікаційна робота

на здобуття ступеня вищої освіти «магістр»

Виконала: здобувачка вищої освіти 213М групи

Спеціальності 103 Науки про Землю

Освітньо-наукової програми «Науки про
Землю»

Луганська Анна Борисівна

Керівник к.геогр.н., доцент Давидов О.В.

Рецензент начальник науково-дослідного відділу
НПП «Білобережжя Святослава» Чаус В.Б.

Херсон – 2021

ЗМІСТ

ВСТУП	3
РОЗДІЛ 1. Менеджмент еолових комплексів в береговій зоні	6
1.1 Еолові форми та їх значення в розвитку морських берегів.....	6
1.2 Значення та еволюція еолових форм рельєфу.....	9
1.3 Охорона та догляд за еоловими формами в береговій зоні.....	11
РОЗДІЛ 2. Морфогенезис берегових еолових форм рельєфу	15
2.1 Вітропіщаний потік як пануюче морфогенетичне явище	15
2.2 Вітер як активний фактор еолового морфогенезу	16
2.3 Пасивні фактори еолового морфогенезу	21
РОЗДІЛ 3. Природні умови берегової зони Кінбурнського півострова як району проведення експерименту	25
3.1 Географічне розташування та загальна характеристика	25
3.2 Клімат та кліматичні умови	27
3.3 Геоморфологічні особливості берегової зони	29
РОЗДІЛ 4. Аналіз експеримент по створенню штучної еолової форми в межах ділянки фронтального берегу Кінбурнського півострова	35
4.1 Передумови проведення експерименту.....	35
4.2 Методологія проведеного експерименту.....	38
ВИСНОВКИ	45
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	47
ДОДАТКИ	52
Додаток А.....	53

ВСТУП

Актуальність теми. В умовах сучасних кліматичних змін, в межах Світового океану відбувається збільшення рівня водної поверхні та посилюється штормова активність, сукупність відповідних процесів призводить до активізації деструктивних процесів розвитку берегової зони. Слід зазначити, що відповідна ситуація проявляється на тлі активного антропогенного втручання в берегові процеси. За таких умов, важливим аспектом природокористування в береговій зоні стає гідротехнічна діяльність, спрямована на розробку та впровадження абсолютно нових технологій берегозахисту.

Більшість існуючих берегозахисних споруд, не лише, не виконують своїх функцій, вони погіршують ситуацію, підриваючи рівновагу в межах берегових систем. Саме тому, все більшої популярності набувають екологічно чисті або природні форми берегозахисту, серед яких достатньо широкого поширення набули заходи спрямовані на створення берегових еолових форм, як потужних резервуарів прибережно-морських наносів.

Менеджмент еолових комплексів, представляє собою саме той перелік заходів в береговій зоні, який спрямований на охорону, підтримку та відновлення еолових форм, як природних берегозахисних бар'єрів. Саме тому, тема відповідної кваліфікаційної роботи є актуальною.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Представлена кваліфікаційна робота підготовлена в контексті реалізації ініціативної науково-дослідної теми кафедри географії та екології: «Морфологія і динаміка берегової зони Азово-Чорноморського басейну України» (номер державної реєстрації 0118U00402).

Мета дослідження—проаналізувати умови впровадження менеджменту еолових комплексів, в межах фронтальної частини

Кінбурнського півострову, на підставі проведеного експерименту по створенню штучної дюни.

Для досягнення відповідної мети перед нами були поставлені наступні завдання:

- 1) Визначити роль еолових форм рельєфу в розвитку берегової зони.
- 2) Дослідити особливості еолового морфогенезу в береговій зоні.
- 3) Проаналізувати природні особливості берегової зони Кінбурнського півострову.
- 4) Проаналізувати методологічні особливості створення штучних дюн.
- 5) Провести експеримент по створенню штучної еолової форми

Об'єкт дослідження: еолові комплекси фронтальної частини Кінбурнського півострову.

Предмет дослідження: аналіз можливостей запровадження менеджменту еолових комплексів в береговій зоні району дослідження, на підставі проведеного експерименту.

При написанні кваліфікаційної роботи нами були використанні наступні *методи наукового дослідження:*

Метод літературного аналізу – який був використаний при дослідженні природних особливостей Кінбурнського півострова та вивченню досвіду по створенню штучних еолових форм.

Метод аналізу картографічних джерел – був використаний для аналізу природних особливостей складових частин берегової зони Кінбурнського півострова.

Метод польових досліджень – був використаний при проведенні натурних спостережень та започаткуванню експерименту по створенню штучної еолової форми в межах берегової зони Кінбурнського півострова.

Математичний метод – застосовувався при проведенні розрахунків топографічної зйомки району експерименту.

Наукова новизна одержаних результатів полягає в наступному:

вперше був проведений експеримент по створенню штучної еолової форми, в умовах деструктивного режиму розвитку берегової зони Кінбурнського півострова. Отримані під час експерименту матеріали свідчать про можливість створення штучних еолових форм, що дозволяє говорити о можливості запровадження менеджменту еолових комплексів в регіоні дослідження.

Практичне значення одержаних результатів. Отримані під час написання кваліфікаційної роботи матеріали, можуть бути запроваджені для менеджменту еолових комплексів в умовах берегової зони Кінбурнського півострова. Запровадження менеджменту дозволить підсилити рекреаційну привабливість та підвищить безпеку берегової зони.

Апробація результатів дослідження. Окремі результати дослідження склали основу статей, що була надрукована в збірнику матеріалів та, яка була опублікована в альманахі «Магістерські студії».

Апробація результатів дослідження. Матеріали кваліфікаційної роботи пройшли апробацію під час науково-методичних семінарів кафедри географії та екології, факультету біології, географії та екології, Херсонського державного університету, а також під час Міжнародної науково-практичної конференції «Регіон-2020: стратегія оптимального розвитку». За тематикою роботи, були надруковані дві статті: «Менеджмент еолових комплексів фронтальної частини Кінбурнського півострова» та «Про створення експериментальної дюни в береговій зоні фронтальної частини Кінбурнського півострова».

Об'єм та структура роботи. Робота викладена на 45 сторінках та складається зі вступу, чотирьох розділів, висновків і списку використаних джерел (47 найменувань).

РОЗДІЛ 1

МЕНЕДЖМЕНТ ЕОЛОВИХ КОМПЛЕКСІВ В БЕРЕГОВІЙ ЗОНІ

1.1 Еолові форми та їх значення в розвитку морських берегів.

Берегова зона представляє собою складну специфічну природну систему, яка розвивається на межі суходолу та моря, під домінуючим впливом енергії морського хвилювання та коливальних рухів, а також різноманітних нехвильових процесів [32; 46; 47].

У межах відповідної системи, виділяються дві генетично пов'язані складові частини, а саме підводний схил та берег. В межах кожної складової виділяються різноманітні форми рельєфу, які можуть мати абразійний, або акумулятивний характер (Рисунок 1.1).

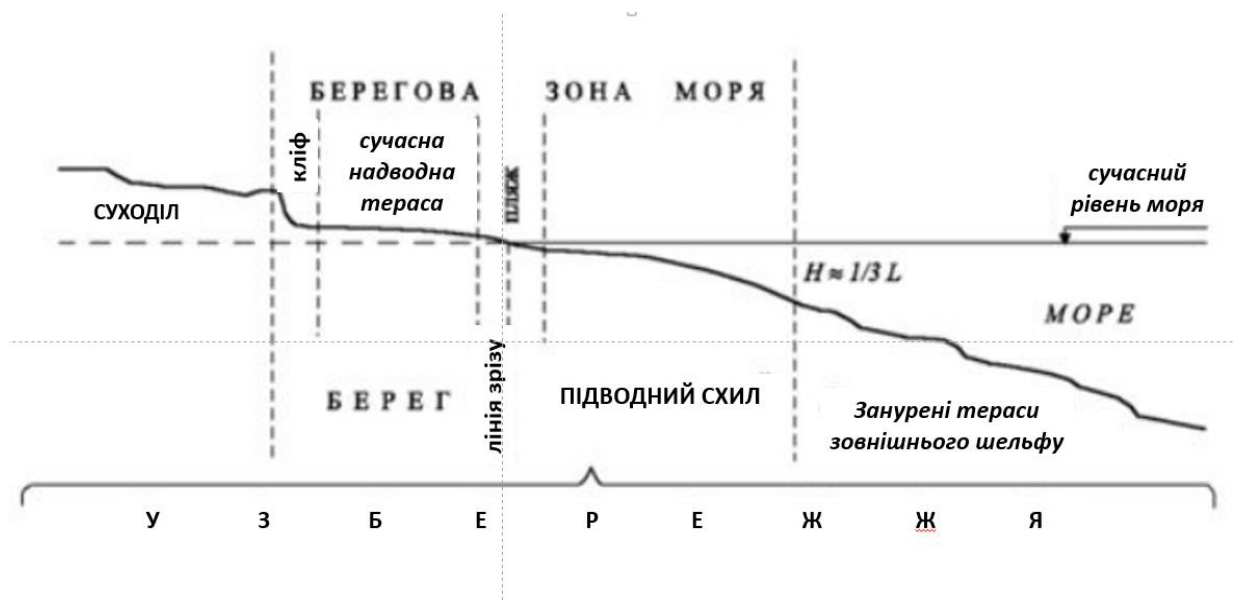


Рисунок 1.1 Берегова зона та її складові частини [46].

Підводний схил розташований в межах берегової зони нижче зрізу, саме тому на його поверхні розвинуті форми рельєфу хвильового генезису, різноманітності яких залежить від типу берегу. Берег представляє собою надводну частину берегової зони, розташовану вище зрізу, саме тому в її

межах розташовані різноманітні за генезисом форми берегового рельєфу [24].

Саме в межах надводної частини берегової зони формуються специфічні форми берегового рельєфу, генетично зумовлені еоловими процесами. Відповідні утворення отримали назву еолові морфоскульптури берегової зони, як правило, наведені форми зустрічаються групами, формуючи так звані комплекси еолових морфоскульптур. В береговій зоні виділяються такі форми еолового рельєфу як: зачагарниковий бугор, авандюна, дюна, кучугура або пагорби розвіювання (Рисунок 1.2)[16; 24; 32].

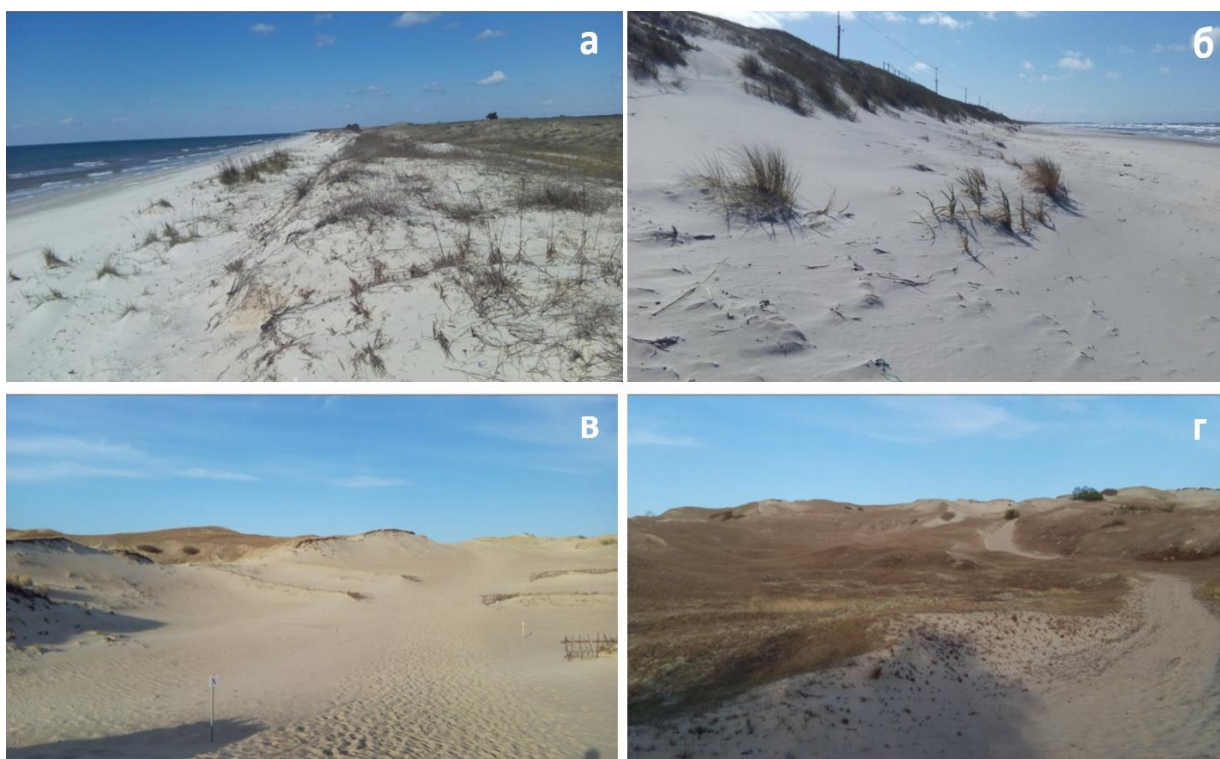


Рисунок 1.2 Еолові форми рельєфу в береговій зоні: а – зачагарникові пагорби та авандюна в межах фронтальної частини Кінбурнського півострова; б – зачагарникові пагорби та авандюна в межах Куршської коси; в – пагорби розвіювання в межах Куршської коси; г – дюни Куршської коси (фото О.В.Давидова).

Процес формування наведених форм еолового рельєфу здійснюється у певній еволюційній послідовності (Рисунок 1.3.). Зачагарниковий

пагорб представляє собою перше елементарне накопичення піску, яке виникає у вітровій тіні будь-якої перешкоди. Морфологічно вони представляють собою незначні за розміром, асиметричні пагорби, які за певних умов можуть перетворюватись у більш крупні еолові форми рельєфу. Але під час потужних штормових нагонів або активізації штормового розмиву відповідні утворення можуть бути повністю зруйновані.

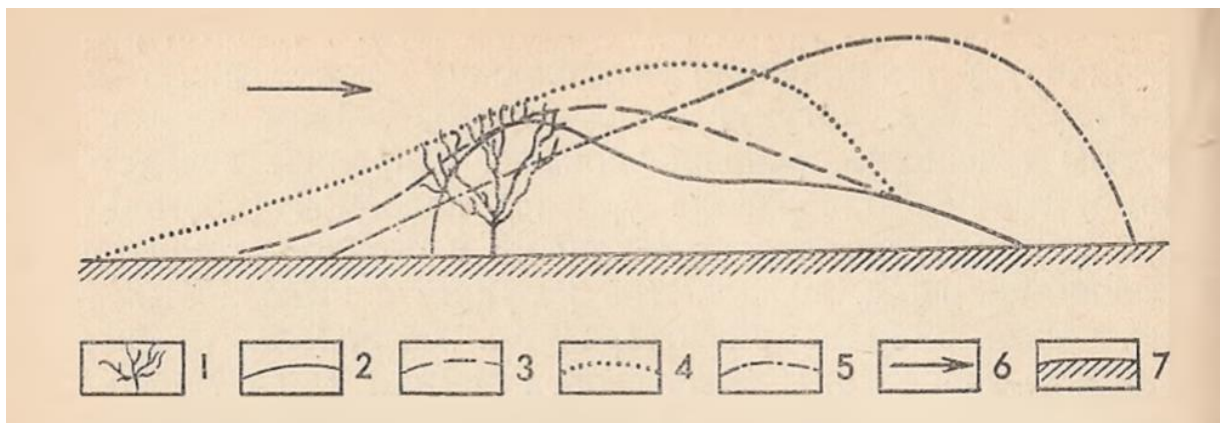


Рисунок 1.3 Схема формування еолових форм берегового рельєфу. Цифрами на схемі: 1 – чагарник; 2 – за чагарниковий пагорб; 3 – авандюна; 4 – дюна, яка пересувається; 5 – дюна, яка зростає; 6 – напрямок вітру; 7 – первинна поверхня [37].

При сприятливих умовах зачагарникові пагорби можуть зливатися між собою, утворюючи нову еолову форму рельєфу витягнуту вздовж берега, яка отримала назву – авандюна. В межах берегів із великою кількістю прибережно-морських наносів, авандюни збільшуються в розмірах, активно рухаються та поступово перетворюються на дюни. Дюни являють собою крупні акумулятивні форми еолового генезису, розвинуті в береговій зоні, морфологічно вони представляють собою асиметричний пагорб, який в плані має вигляд напівмісяцю [16; 24; 37].

За певних умов на поверхні авандюни та дюни, можуть проявлятися сезонні процеси розвіювання (дефляції), які призводять до зменшення розмірів еолових форм, появи на їх поверхні котловин видування та

формування акумулятивно-денудаційних форм еолового рельєфу, які отримали назву кучугури або пагорби розвіювання [16].

Наявність в береговій зоні різноманітних еолових форм рельєфу свідчить про певні літодинамічні та еволюційні особливості берегової зони. Як правило, крупні еолові форми, навколо яких сформовані відповідні морфоскульптурні комплекси, проявляються на берегах із значними запасами прибережно-морських наносів та сприятливими гідрометеорологічними умовами. До відповідних берегів належать райони гирлових областей річок та узбережжя, які в минулому були аренами материкового зледеніння. В межах таких ділянок берегу можуть одночасно проявлятися всі форми еолового рельєфу. В межах берегів, де кількість прибережно-морських наносів незначна, еолові форми рельєфу мають незначні розміри та можуть бути представлені зачагарниковими пагорбами та авандюнами [10; 11; 15].

В межах узбережжя Чорного моря, де вітровий режим має сезонний різноспрямований характер, еолові форми рельєфу ніколи не досягають значних розмірів, а в береговій зоні формуються пагорби розвіювання або кучугури [13; 17; 18].

1.2 Значення та еволюція еолових форм рельєфу

Еолові форми рельєфу виконують важливу роль в розвитку берегової зони. Як відомо [16; 24; 47], наявність в межах берегової зони добре розвинутих еолових морфоскульптур, свідчить про велику кількість прибережно-морських наносів та панування акумулятивних процесів. За таких умов, будь-який штормовий розмив еолових форм, насичує берегову зону прибережно-морськими наносами, а також формує пологий та мілководний підводний схил. В результаті відбувається істотне зменшення хвильової енергії та як наслідок припиняється розмив, а в

подальшому, після шторму, еолові форми повільно відновлюються. Саме тому, еолові форми представляють собою, значні за розміром резервуари прибережно-морських наносів, які сприяють стабілізації берегу. Слід зазначити, що за умов зниження в межах берегової зони кількості прибережно-морських наносів та періодичного проявлення тривалих, високоенергійних штормів, може відбутися повний розмив еолових форм, без подальшого їх відновлення.

Розвиток берегових еолових форм знаходиться в прямій залежності від гідрологічних умов водойми. Так, при зійманні рівня та посилення штормової активності, збільшується вірогідність розмиву та затоплення еолових форм рельєфу. При зниженні рівня та зменшення штормової активності, навпаки створюються умови для активізації еолових процесів та збільшення розмірів відповідних форм рельєфу [3; 7; 8; 15].

Важливим фактором еволюції еолових форм є вітровий режим. В умовах сталої структури вітрового режиму, який сприяє еоловій акумуляції, еволюція відповідних морфоскульптур спрямовується в бік збільшення їх розмірів та ускладнення їх структури. За умов зміни структури вітрового режиму, може відбутись часткове розвіювання еолових форм, а з часом – проявитися їх деградація. Слід зауважити, що при одночасній активізації штормової діяльності, може відбутися практично повне руйнування еолових форм [16].

Еолові морфоскульптури також розвиваються у прямій відповідності до літодинамічних умов берегової зони. Наявність в межах певних ділянок значної кількості прибережно-морських наносів буде сприяти розвитку складного комплексу еолових форм. В умовах зміни літодинамічної ситуації та проявлення дефіциту прибережно-морських наносів еолові форми будуть активно розмиватися [7; 26; 27].

Слід зазначити, що до деструктивних наслідків можуть призвести процеси антропогенної діяльності, серед яких перепланування та забудова поверхні берегової зони, будівництво різноманітних гідротехнічних споруд, видобуток піщаних порід з тіла еолових форм. Всі вище перелічені процеси можуть проявлятися окремо або в комплексі, а це, у свою чергу, може призвести до повної деградації еолових форм та відступання берегової смуги [2; 13; 15].

1.3 Охорона та догляд за еоловими формами в береговій зоні

Як було зазначено вище, еолові форми забезпечують природний захист берегу від хвильового розмиву та штормових нагонів, запобігаючи затопленню прибережних територій та стабілізуючи берегову смугу [4; 5]. В той же час еолові форми, незалежно від їхнього розміру, не здатні забезпечувати захист берегу від сезонних коливань зони пляжу, довготривалого розмиву або зменшення ємності вздовжберегового потоку наносів. Але за умов збереження або відновлення еолових морфоскульптур в береговій зоні, можуть бути захищені різноманітні прибережні об'єкти, особливо в районах узбережжя з низьким та помірним хвильовим розмивом.

Саме тому, з метою збереження еолових форм в береговій зоні здійснюється їх охорона. Під процесом охорони еолових комплексів слід розуміти комплекс легальних, адміністративних та економічних заходів, спрямованих на забезпечення збереження еолових форм, як природних та берегозахисних об'єктів. Відповідні заходи можуть мати відновлювальну спрямованість, коли після штормового розмиву здійснюються будівельні роботи, метою яких є створення нових еолових форм в межах ділянок хвильового розмиву. Найбільш важливими заходами з охорони еолових форм, вважаються попереджувальні роботи, спрямовані на відновлення та нарощування відповідних форм рельєфу [3; 4; 5; 6].

Комплекс робіт, спрямованих на підтримку та відновлення берегових еолових форм, отримав назву дюнний менеджмент (догляд за еоловими формами), в основі якого лежить система біологічних та біотехнічних заходів, серед яких висадка рослин, відновлення зон розмиву та руйнування, загальний догляд [3].

Збереження берегових еолових форм в районах з низькою швидкістю розмиву може стати одним із основних факторів захисту берегової зони від штормів. Заходи з догляду, спрямовані на захист еолових морфоскульптур від розмиву та розвіювання включають посадку пляжної трави, зведення спеціальних огорож, будівництво доріжок для дюн і пішохідних переходів (Рисунок 1.4).



Рисунок 1.4 Приклади менеджменту еолових форм: а – спеціальні загорожі; б – пішохідні доріжки; в – захист поверхні авандюни від розмиву; г – закріплення авандюни висадкою трави (фото О.В.Давидова).

Важливим заходом дюнного менеджменту є будівництво дюн, але варто враховувати, що цей вид діяльності підходить не для всіх прибережних ділянок. Формування еолових форм зазвичай починається з

перенесення вітром піску, який накопичується в захищеному місці за якою-небудь перешкодою, такою як одиночний чагарник, камінь або купа морських водоростей. Перешкода виконує функцію блокування вітропіщаного потоку, в результаті чого за нею накопичується піщаний пагорб [5; 44].

За умов коли функцію перешкоди виконує пляжна трава або чагарник, в береговій зоні створюються умови для збільшення розмірів еолової форми. По мірі того, як рослини ростуть, вони уповільнюють своїми стеблами вітропіщаний потік та сприяють накопиченню піщаного матеріалу, а коренева система утримує піщані відклади на місці [36; 37].

Враховуючи вище зазначені особливості природного формування еолових форм, слід зауважити, що для формування нової дюни потрібно багато часу, а це не завжди є можливим при дюнному менеджменті. За таких умов, в межах берегової зони впроваджують штучні відсипання піщаного валу бульдозерами, але сформовані форми, не можуть вважатися еоловими. Розвиток еолових форм відбувається в умовах наявності природних джерел піщаного матеріалу, який переноситься хвилями, течіями та вітром. При створенні штучного валу бульдозерами природні джерела піску, як правило відсутні, а це може призвести до розмивання піщаного валу або навіть розташованих поряд залишків еолових форм. Відповідно, за таких умов, побудована «дюна» буде просто дуже дорогою і тимчасовою купою піску.

Специфічним видом охорони та відновлення еолових форм, є нарощування їх розмірів за рахунок створення огорожі з ялинок або гілок. Саме такий вид огорожі ефективно знижує швидкість вітропіщаного потоку, сприяючи тим самим накопиченню прибережно-морських наносів та відновленню зруйнованого еолового комплексу. Відповідний вид дюнного менеджменту також сприяє захисту еолових форм від прямого впливу людини або витоуптування [5; 6].

При застосуванні описаних заходів під час дюнного менеджменту, слід враховувати певну кількість факторів, а саме:

- створення та відновлення еолових форм, за допомогою висадки рослинності є досить довготривалим, дорогим та енергійно затратним варіантом;

- загорожі або паркани з ялинок та гілок, є недорогим варіантом, але вони можуть бути легко зруйновані під час шторму;

- при зведенні загорож та парканів, необхідно використовувати різні схеми, враховуючи при цьому орієнтацію пляжу, як джерела наносів та структуру вітрового режиму;

- сформовані огорожі або пішохідні доріжки можуть обмежувати середовище проживання різноманітних тварин.

РОЗДІЛ 2

МОРФОГЕНЕЗИС БЕРЕГОВИХ ЕОЛОВИХ ФОРМ РЕЛЬЄФУ

2.1 Вітропіщаний потік як пануюче морфогенетичне явище

Провідним морфогенетичним явищем формування еолових форм рельєфу, є вітропіщаний потік, який формується в процесі взаємодії вітрового потоку з поверхнею акумулятивних берегових форм [3; 12;14;44; 45]. Вітропіщаний потік представляє собою фізичну величину, яка характеризує результуюче пересування маси піску в будь-якому напрямку під впливом вітру більше 4,5 м/сек за одиницю часу (рік) [16].

Вітропіщаний потік характеризується певними параметрами, серед яких:

- Ємність, як алгебраїчна сума потенційно можливої кількості піску, яка масово пересувається сукупністю окремих вітрових зрушень, з різних напрямків горизонту протягом року [16].
- Потужність - це алгебраїчна сума фактичної кількості еолових наносів, які пересуваються сукупністю окремих вітрових зрушень з різних напрямків горизонту протягом року [16].
- Насиченість представляє собою кількісне співвідношення між ємністю та потужністю вітропіщаного потоку. У випадках, коли ємність та потужність потоку співпадають, потік вважається насиченим. Якщо ємність більше ніж потужність, потік є не насиченим та не сприяє активній акумуляції. За умов коли потужність переважає над ємністю, потік є перенасиченим і саме тому проявляється активне формування еолових форм [16].

Ефективність вітропіщаного потоку залежить від характеру різноманітних факторів в береговій зоні. Морфогенетичні фактори, за

характером рельєфоутворюючої енергії поділяються на активні та пасивні. Активними факторами вважаються ті природні процеси, які приносять до берегової зони енергію, яка має рельєфоутворююче значення. До активних факторів належать метеорологічні умови, а саме – вітер та вітровий режим.

Пасивними факторами вважаються ті природні процеси та умови, які розсіюють і засвоюють енергію в процесі рельєфостворення. До пасивних факторів належать: морфологічний та літологічний. Морфологічний пов'язується з особливостями рельєфу, довжиною розгону вітрового потоку, а також експозицією акумулятивної форми по відношенню до домінуючих вітрів. Важливе значення має літологічний фактор, а саме склад, запаси і вологість прибережно-морських наносів, а також наявність і параметри рослинного покриву [9].

Залежно від поєднання цих факторів створюються сприятливі або несприятливі умови для формування вітропіщаного потоку. Ефективність та результативність відповідного явища визначають розміри берегових еолових форм.

2.2 Вітер як активний фактор еолового морфогенезу

Вітер має найбільш важливе значення в процесі розвитку вітропіщаного потоку та формування берегових еолових форм рельєфу. Значення вітрового потоку настільки велике, що при аналізі сучасних берегових еолових процесів, переважна більшість науковців, виділяють його як найважливіший морфогенетичний фактор [11; 14; 16; 17; 23; 29].

Вітровий фактор є багатограним, саме тому при його аналізі важливе значення мають параметри вітру, а саме пересічна та максимальні швидкості, повторюваність та періодичність, напрямок і тривалість дії [16; 31; 41]. Докази відповідних суджень були отримані в лабораторно-експериментальних умовах, під вивчення вітрового перенесення за

допомогою аеродинамічних установок [25]. Саме завдяки відповідним дослідженням, стало зрозуміло, що вітер здійснює еоловий транспорт різними засобами, для піщинок різної крупності, а це має важливе рельєфоутворююче значення. На сучасному етапі не має сумнівів, що еоловий процес є багатофакторним.

Напрямок вітру. З усіх параметрів вітру, саме його напрямок по відношенню до простягання берегової лінії має важливе, а інколи і визначальне значення, при формуванні еолових форм рельєфу на піщаних акумулятивних формах (Рисунок 2.1).

В умовах, коли повторюваність і швидкість вітру виявляються рівнозначними за всіма румбам, загальна потужність вітропіщаного потоку є незначною, хоча при цьому окремі зрушення наносів від протилежних румбів можуть бути досить істотними. Слід зазначити, що за таких умов форми еолового рельєфу будуть представлені кільцевими і циркульними береговими дюнами. Якщо вітер, як за швидкістю, так і за певними напрямками буде панувати в часі, то можливе формування потужного вітропіщаного потоку, який у свою чергу призведе до формування різноманітних еолових морфоскульптур, від овальних і параболічних до комплексних грядових дюн [16; 34; 39].

Слід звернути увагу, що представлена на Рисунок 2.1. класифікація еолових форм (за Б.А.Федоровичем) [39], розроблена для таких ситуацій, при яких вітер дме виключно з боку моря на суходіл, але в межах морських берегів проявляються вітри від різних сторін горизонту. Потрібно зауважити, що при дії берегових вітрів, еолові форми виникають не завжди.

В межах морського берегу джерелом наносів є морський пляж, саме тому дуже важливе значення має експозиція напрямку вітрового потоку по відношенню до поздовжньої осі берегової піщаної акумулятивної форми. В умовах коли вітропіщаний потік має берегову орієнтацію, провідним

процесом розвитку еолових форм, виявляється видування з їх поверхні наносів в море. Саме за таких умов, відповідні берегові еолові форми не встигають сформуватися, а тому мають невеликі розміри (висота - не більше 3-5 м), при інших сприятливих умовах. Саме описаною ситуацією можливо пояснити незначні розміри еолових форм рельєфу, в межах піщаних берегів Чорного та Азовського морів [15].

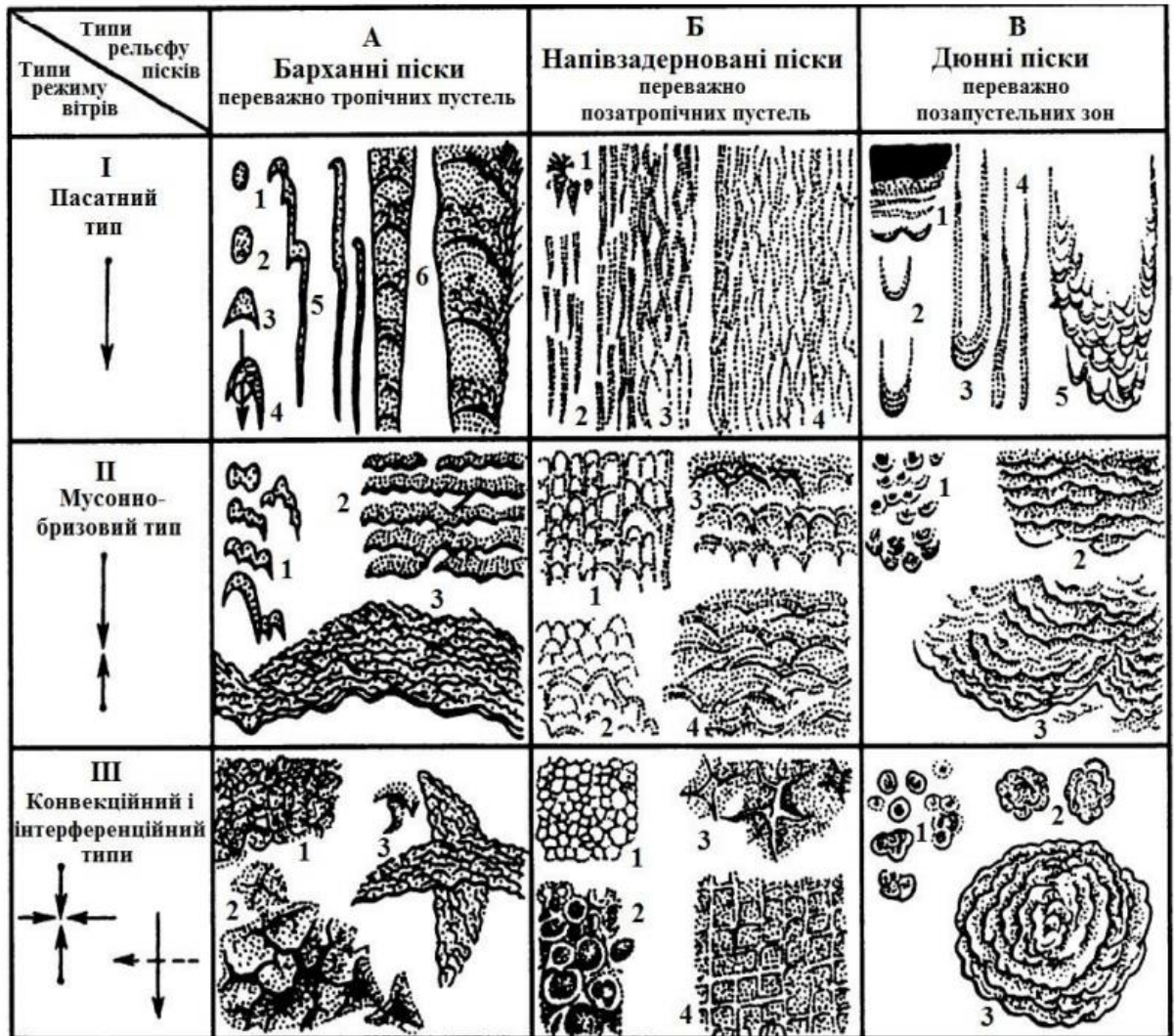


Рисунок 2.1 Типи вітрового режиму та еолові форми рельєфу[39]: А. Барханні піски: I. Пасатний тип вітру: 1 – піщаний щит; 2 – ембріональний бархан; 3 – серпоподібний симетричний бархан; 4 – несиметричний бархан; 5 – поздовжні за вітром барханні пасма; 6 – комплексні поздовжні барханні

пасма. II. Мусонно-бризовий тип вітру: 1 – групові бархани; 2 – прості барханні ланцюги; 3 – комплексні барханні ланцюги. III. Конвекційний і інтерференційний типи вітрів: 1 – циркові бархани; 2 – пірамідальні бархани; 3 – схрещені комплексні бархани. Б. Напівзадерновані піски: I. Пасатний тип вітру: 1 – прикущові косички; 2 – дрібні пасма; 3 – пасмові піски (поздовжні за вітром); 4 – пасмово-великопасмові піски. II. Мусонно-бризовий тип вітру: 1 – пасмово-лункові піски (при сильному переважанні вітрів одного напрямку); 2 – лункові піски; 3 – граблеподібні поперечні пасма (при незначному переважанні вітрів одного напрямку); 4 – поперечні асиметричні пасма. III. Конвекційний і інтерференційний типи вітрів: 1 – коміркуваті піски; 2 – великокоміркуваті піски; 3 – пірамідальні піски; 4 – ґратчасті піски.⁸² В. Дюнні піски: I. Пасатний тип вітру: 1 – приморський вал; 2 – параболічні дюни; 3 – шпилькоподібні дюни; 4 – парні повздовжні дюни; 5 – комплексні параболічні дюни. II. Мусонно-бризовий тип вітру: 1 – напівкруглі дрібні дюни; 2 – напівкруглі великі дюни; 3 – напівкруглі комплексні дюни. III. Конвекційний і інтерференційний типи вітрів: 1 – поодинокі дрібні кільцеві дюни; 2 – групові кільцеві дюни; 3 – комплексні циркульні дюни.

В умовах, коли напрямок дії вітропіщаного потоку домінує з боку моря, а інші процеси мають сприятливий характер, в межах берегової зони відбувається формування крупних еолових морфоскульптур. При цьому, еолові форми досягаючи своїх максимально можливих розмірів, встигають прийти у відповідність з режимними характеристиками вітру, за умов дії інших сприятливих факторів і процесів. Відповідна ситуація найбільш часто зустрічається в межах піщаних берегів Балтійського та Північного морів, а також Біскайської затоки та уздовж берегів Південної Африки [16; 24].

Швидкість вітру. Важливим параметром вітру є швидкість, багаточисленні дослідження, виконані на стаціонарних ділянках в різних

природних умовах і на різних широтах [16; 24; 34; 39], а також експерименти в аеродинамічних установках [25] показали, що одночасно зі збільшенням швидкості вітру, зростає насиченість вітропіщаного потоку. Слід зауважити, що відповідна ситуація можлива тільки в ідеальних умовах, тобто за умов великих запасів сухого піску, наявності рівної поверхні акумулятивної форми та відсутності рослинного покриву.

За результатами спеціалізованих досліджень [16; 31; 45], було визначено, що в природних умовах, не зважаючи на збільшення швидкості вітру, найчастіше відбувається зниження інтенсивності і навіть припинення еолового транспорту. Відповідна ситуація насамперед пов'язується із реакцією конкретної підстилаючої поверхні на вплив вітру та формуванням вітростійкої поверхні.

Як відомо [16; 24], найбільшу наносорухому силу мають сильні вітри, швидкість яких перевищує 10 м/с. Було визначено, що вітер зі швидкістю 20 м/с транспортує наносів в 600 разів більше, ніж вітер зі швидкістю 5 м/с. За умов збільшення повторюваності вітрів зі швидкостями понад > 10 м/с, еолові зрушення стають більше, що зумовлює переважання еолового транспорту саме в цьому напрямку.

Під час розвитку берегових вітрів головним джерелом наносів для живлення вітропіщаного потоку в цілому є еолові форми, тому що вони як правило складені сухими (якщо немає атмосферних опадів) піщаними відкладами. За умов домінування морських вітрів, основним джерелом наносів для будь-яких еолових процесів є морський пляж. Слід зазначити, що при сильних морських вітрах поверхня пляжу як правило зволожена, а це не дозволяє розвиватися вітропіщаним потокам рельєфоутворюючої потужності [9]. Саме тому під впливом вітрів з однаковими швидкостями, але різних напрямках, еоловий транспорт виявляється більшим з боку суходолу, ніж з боку моря.

При проявленні вздовжберегових вітрів еоловий транспорт за своєю потужністю буде наближатися до вітрів берегового спрямування, але за своїм рельєфоутворюючим значенням вони дуже слабо впливають на процес формування еолових форм [16]. Вітри відповідного напрямку впливають на перерозподіл прибережно-морських наносів в еоловій зоні вздовж берегової лінії.

Саме тому, живлення еолових процесів та відповідних форм рельєфу найбільш активно відбувається при косих вітрах з боку моря, тому що вони насамперед не призводять до високого нагону, а тому пляж залишається вільним від води протягом усієї дії шторму.

Тривалість дії вітру. Аналіз спеціалізованих публікацій [4; 16; 24; 40; 41; 44], дозволяє визначити, що збільшення тривалості дії вітру будь-якого напрямку, збільшує обсяг роботи вітрового потоку та як наслідок сприяє пересуванню більшої кількості наносів. Відповідна позиція підтримується більшістю науковців, в деяких спеціалізованих джерелах [16] зазначається, що вітер швидкість якого 16 м/с здійснює за добустільки ж роботи, скільки вітер швидкістю 8 м/с виробляє протягом трьох тижнів. Важливим є той факт, що практично доведено [17], що найбільша кількість прибережно-морських наносів переноситься вітром в перші години його дії.

2.3 Пасивні фактори еолового морфогенезу

Літологічні умови берегової зони, які пов'язані із гранулометричним складом наносів та їх запасами, належить до пасивних факторів розвитку еолових процесів в береговій зоні. Поряд з режимними характеристиками вітрів, літологічні умови представляють собою важливу складову формування вітропіщаного потоку, який не може сформуватися в межах берегової зони за їх відсутності. Слід зазначити, чим більше запасів наносів концентрується в береговій зоні, тим більше їх кількість втягується в

еоловий транспорт та тим більше ступінь насичення як окремих зрушень, так й потоку в цілому[8; 16; 24; 27; 44].

Прибережно-морські наноси надходять до берегової зони з різних джерел, серед яких кліфи, бенчі, річки, біогенні і вулканічні процеси. Потрапляючи до берегової зони наноси проходять істотну переробку та диференціацію, як результат вони поділяються на наноси «хвильового поля» (фракції крупніше 0,1 мм) і «нехвильового поля» (фракції дрібніше 0,1 мм).

Під час диференціації наносів в береговій зоні, фракції дрібніше 0,1 мм у завислому стані виносяться за межі берегової зони, в той час як фракції більш крупного розміру накопичуються. Наноси «хвильового поля» залишаючись в береговій зоні залучаються до вздовжберегового переносу та зазнають поглибленої диференціації. Слід зазначити, що вздовж всієї довжини берегу, де проявляється вздовжбереговий переніс, створюються умови для формування пляжів та еолових форм (Рисунок 2.2). Послідовність проявлення літодинамічних та морфогенетичних процесів, підтверджує нерозривну єдність еолових, хвильових та нехвильових процесів в береговій зоні. Саме ця єдність відсутня між відповідними процесами в пустелях та в межах інших аридних ландшафтів [34].



Рисунок 2.2 Особливості формування та еволюції еолових форм в береговій зоні: а – пляж та зона формування вітропіщаного потоку; б –

початок еолової зони та активний транспорт наносів; в – авандюна; г – формування дефляційної улоговини та дюни; жовта риска – напрямок потоку (фото О.В. Давидова).

В межах берегової зони Чорного моря наноси здатні формувати еолові морфоскульптури представлені середньо- та дрібнозернистими пісками, інші фракції суттєвої ролі в еоловому морфогенезі не грають [10; 11; 12; 16].

На розвиток берегових еолових форм суттєво впливають морфометричні параметри пляжів, які залежать від багатьох чинників, але насамперед це потужність вздовжберегового переносу наносів та хвиле-енергетичний потенціал берегової зони [8; 24]. Як відомо, потужність вздовжберегового потоку наносів, є оптимальною за умов, коли запаси наносів відповідають транспортній здатності хвильового потоку [16; 24]. В той же час, слід зауважити, що підвищення хвиле-енергетичного потенціалу, призводить до зниження потужності потоків, а це спричиняє зменшення метричних параметрів пляжів.

Вологість наносів, це природний важливий фактор, який істотно впливає на транспорт еолових наносів та потужність вітропіщаного потоку[9]. Дослідження більшості науковців [9; 26; 31; 37; 44], вказують на те, що вологість наносів зумовлюється не лише режимом зволоження відповідної території, вона істотно залежить від літологічних умов та рельєфу берегової зони. Саме тому існують істотні відмінності в перенесенні еолового матеріалу, які відбуваються на вершині або біля підніжжя форми рельєфу відповідного генезису.

В умовах коли на поверхні пляжу зустрічається гравій, галька або черепашник, під впливом вітру може сформуватися вітростійка поверхня та транспорт наносів може повністю припинитися [4; 16; 24].

Під час випадіння атмосферних опадів фільтрація поверхневої крапельної вологи в товщу наносів відбувається зверху вниз. За таких, умов

самим мокрим виявляється верхній горизонт пляжу. По мірі збільшення глибини проникнення води, вологість зменшується, саме тому в залежності від кількості опадів які випали, товщина шару вологого піску може варіювати від декількох міліметрів до декількох дециметрів.

Після припинення дощу, частина вологи просочується вглиб, а інша частина – випаровується, за таких умов верхній шар піщаної поверхні висушується і може здуватися вітром, при цьому відбувається оголення нижче розташованого шару піску. В подальшому наведений процес повторюється, оскільки не відбувається нового зволоження піску ззовні, винятком є район пляжу де проявляється хвильовий накат.

Рослинний покрив. Спеціалізовані дослідження показали [3; 4; 10; 15; 16; 19; 28; 37; 39], що рослинність є важливим фактором еолового морфогенезу. Найбільш велике значення має вплив рослинності спрямований на зменшення швидкості вітру та як наслідок гасіння вітрової енергії, що проявляється в усіх регіонах та на всіх широтах. Величина гасіння вітрового потоку залежить від багатьох факторів, серед яких видовий склад, площа рослинного покриву, морфологічні характеристики окремих рослин. За таких умов, різні види рослинності (трав'яниста, чагарникова, деревна) по-різному впливає на вітрової потік, а як результат – спрямованість та величина еолових процесів буде різною.

Цілком природно, що в різних фізико-географічних умовах та в залежності від геоморфологічних умов берегової зони та акумулятивних форм відповідні параметри можуть істотно відрізнятися.

РОЗДІЛ 3

ПРИРОДНІ УМОВИ БЕРЕГОВОЇ ЗОНИ КІНБУРНЬСЬКОГО ПІВОСТРОВА ЯК РАЙОНУ ПРОВЕДЕННЯ ЕКСПЕРИМЕНТУ

3.1 Географічне розташування та загальна характеристика

Кінбурнський півострів представляє собою акумулятивно-алювіальне утворення, загальною довжиною понад 40 км, при ширині від 3 до 8 км, площею в 215,55 км². В межах півострова домінують поверхні з абсолютними висотами до 3,0 м, але подекуди висота піщаних пагорбів може досягати 14 м. Відповідний масив суходолу розташований в межах північно-західної частини Чорного моря, в районі гирлової області Дніпра та Південного Бугу, своїм тілом відповідний об'єкт розділяє акваторії Дніпро-Бузького лиману і Ягорлицької затоки [19; 21; 23; 28] (Рисунок 3.1).

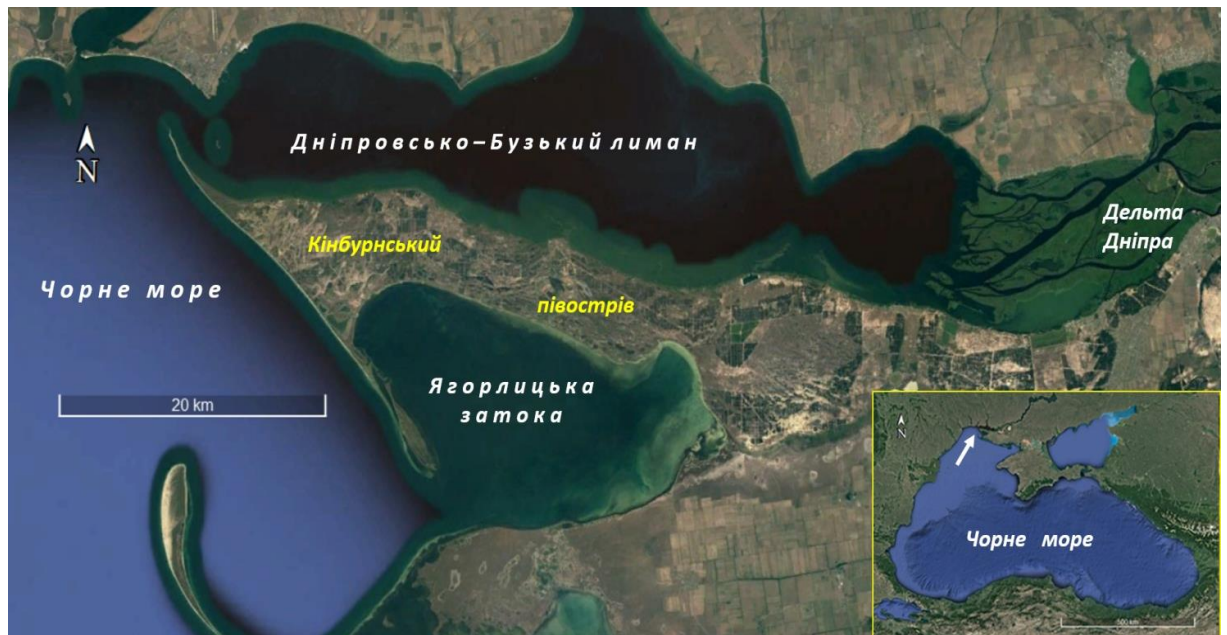


Рисунок 3.1 Географічне розташування Кінбурнського півострова (розроблено на базі ресурсу GoogleEarth).

Довжина берегової смуги Кінбурнського півострова становить 113,4 км, з яких берега лиману та затоки складають 106,0 км, а морської частини

23,2 км [28; 33; 42]. В межах морської частини півострова розташована специфічна берегова система «крилатого мису» Кінбурнська-Покровська-Довгий, яка витягнута на 35 км, з північного-заходу на південний-схід [1].

В морфологічному відношенні в межах відповідної системи виділяється чотири складові елементи: *Кінбурнська коса*, *Фронтальна частина*, *релікт Покровська коса* та *Суха коса з острівним баром «загреба»* [1; 20; 21; 28] (Рисунок 3.2.).



Рисунок 3.2 Основні морфологічні елементи берегової системи фронту Кінбурнського півострова

Кінбурнська коса представляє собою вільну акумулятивну форму, яка в морфогенетичному відношенні представляє собою стрілку [23; 38; 43]. Фронтальна частина представляє собою район виходу до узбережжя еолових пагорбів, які періодично розмиваються [42; 43]. Релікт Покровської коси

представляє собою складне утворення, в межах якого розташовані сучасна прикоренева частина Покровської коси, острова Круглий та Довгий, а також протоки між ними. Суха коса та острівний бар «загреба», представляє собою нову акумулятивну генерацію в південно-східній частині відповідної системи[28].

В межах поверхні відповідного півострова виділяється три типи ландшафтів, до яких належать: а) еолово-перетворені піщані масиви арен; б) озерні комплекси південної та центральної частин півострова; в) морські комплекси берегової зони.

3.2 Клімат та кліматичні умови

Інформація про клімат та кліматичні умови Кінбурнського півострова ми отримали за рахунок аналізу матеріалів фахових довідників [18; 28] та кореляції даних розташованих поряд гідрометеорологічних станцій.

Відповідний масив суходолу характеризується помірно-континентальним кліматом, який зумовлений певної кількістю кліматоутворюючих факторів [19; 23; 28]. За температурними параметрами та режимом зволоження, досліджуваний нами півострів відносять [19; 28] до дуже посушливої зони. Пересічні багаторічні місячні температури в межах районудослідження, складають: $-1,0^{\circ}\text{C}$ у січні та лютому; $+ 3,0^{\circ}\text{C}$ у березні; $+ 8,5^{\circ}\text{C}$ у квітні; $+ 15,0^{\circ}\text{C}$ у травні; $+ 19,5^{\circ}\text{C}$ у червні; $+ 22,5^{\circ}\text{C}$ в липні; $+ 22,0^{\circ}\text{C}$ в серпні; $+ 18,0^{\circ}\text{C}$ у вересні; $+ 12,0^{\circ}\text{C}$ у жовтні; $+ 6,0-7,0^{\circ}\text{C}$ в листопаді; $+ 1,0^{\circ}\text{C}$ в грудні. Середньо річне значення температури повітря, для території Кінбурнського півострова, становить $+ 10,5^{\circ}\text{C}$. Тривалість вегетаційного періоду, з пересічною температурою доби біля 5°C та вище, становить біля 230 днів, а тривалість активної вегетації (середня температура лоби 10°C і більше), сягає понад 180 днів [19; 28].

Режим опадів, за багаторічний період складає[19; 28]: 40 мм в січні, лютому та у березні; від 20 до 40 мм у квітні, травні, червні, липні, серпні, вересні та жовтні; 40 мм листопаді та грудні. Загальна річна сума опадів складає 400 мм, але в інколи може збільшуватись до 500-650 мм [28].

Район Кінбурнського півостроварозвивається в умовах проявлення циклонів, різної направленості, повторюваність яких залежить від сезону, але протягом року домінують західні, південній північно-західні напрямки.Проявлення антициклонів, зумовлено повітряними масами північно-східного та північно-західного напрямків.Загальний характер переносу повітряних масформує особливості вітрового режиму (Рисунок 3.3.) [18]. В січні над регіоном дослідження пануючими є вітри північно-східного та східного напрямків, в той час як у липні – північного, західного, південно-західного спрямування.

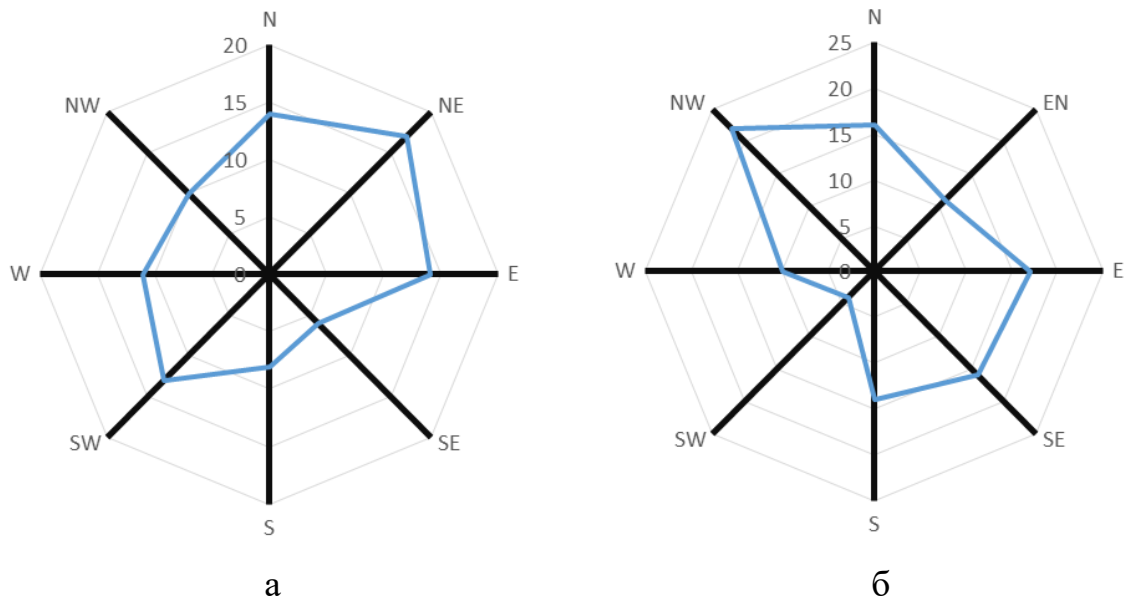


Рисунок 3.3 Структура вітрового режиму району Кінбурнського півострова (побудовані за даними регіональних гідрометеостанцій а – Бехтери; б – Очаків).

Найбільш важливі для формування еолових форм вітри [16], над районом північно-західної частини Чорного моря, характеризуються

швидкістю від 11 до 15 м/с, при повторюваності 3,4 %; при швидкості від 16 до 20 м/с проявленням 0,45 %; якщо вітер має швидкість 21-25 м/с то найчастіше він проявляється у лютому (0,29 %).

Слід зазначити, що саме параметри вітрового режиму формують та спрямовують особливості еволюції еолових процесів в межах Кінбурнського півострова, тобто вони мають важливе рельєфоутворююче значення.

3.3 Геоморфологічні особливості берегової зони

Як було зазначено в підрозділі 3.1., в межах фронтальної частини Кінбурнського півострова розташована берегова система *Кінбурнська-Покровська-Довгий*, в межах якої виділяється чотири основних складових елементи.

Кінбурнська коса розташована в межах північно-західної частини відповідної системи. Прикоренева ділянка наведеної акумулятивної форми розташована в районі де закінчуються «кучугури» і починається низинна поверхня, яка періодично затоплюється під час катастрофічних штормових нагонів. В морфологічному відношенні тіло коси представляє собою систему різноманітних берегових валів, які в літологічному відношенні складені кварцовими алювіальними пісками, із домішкою черепашника, які перекриті мулами. Зовнішній вигляд коси свідчить про її двостороннє живлення, відповідна характеристика підтверджується видовим складом молюсків, мушлі яких проявляються в береговій зоні, який істотно відрізняється з морської та лиманної частини [24; 38].

Довжина Кінбурнської коси - 7,6 км, при ширині трикутної основи – 1,5 км, в районі дисталі вона звужується до 200 м та поступово переходить у підводний цоколь. Уздовж всього морського берега коси поширені комплекси еолових морфоскульптур, представлених авандюнами та зачагарниковими пагорбами, висотою від 0,2 до 1,2 м (Рисунок 3.4.).

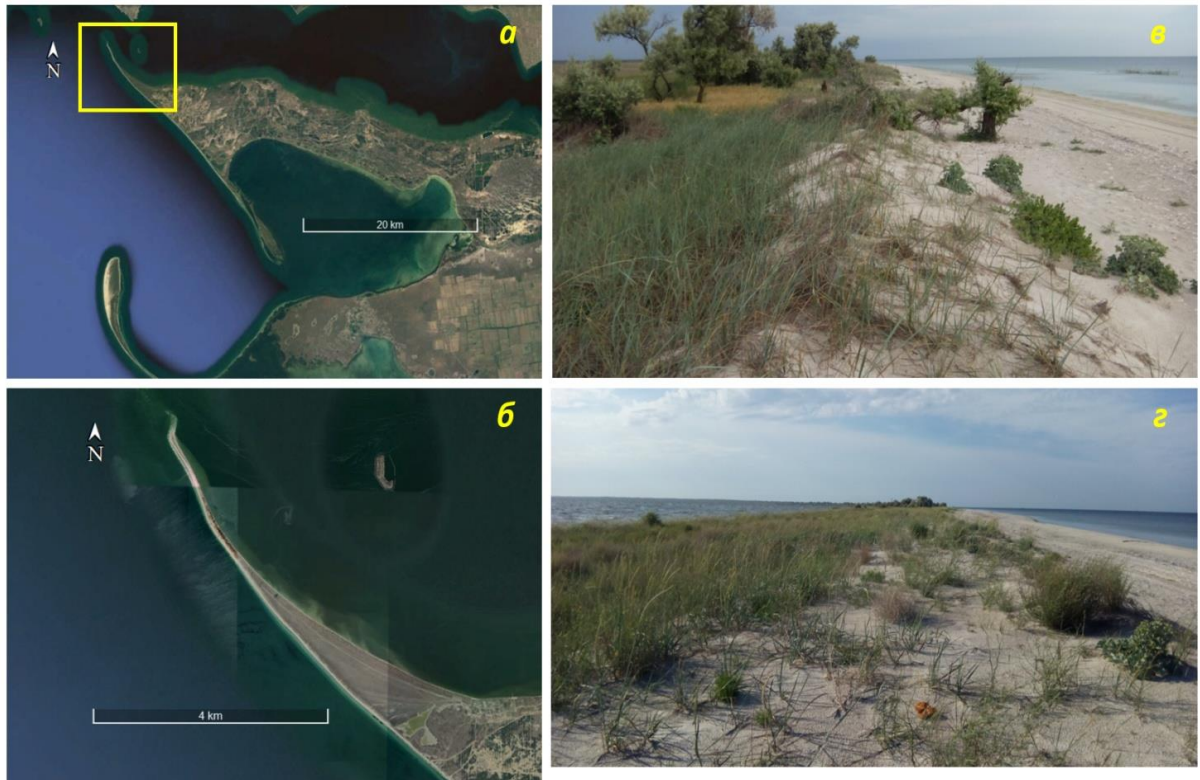


Рисунок 3.4 Природні особливості Кінбурнської коси: а – географічне розташування; б – зовнішні обриси (розроблено в ресурсіGoogleEarth); в – авандюна; г – чагарникові пагорби (фото автора).

Від лиману коса відділяється штормовим валом, висотою до 0,4 м, в центральній частині проявляється зниження, глибокій частині якого зайняті озерами, які сезонно пересихають [28].

Фронтальна частина знаходиться в межах центральної ділянки відповідної берегової системи, її довжина біля 8,5 км. В морфологічному відношенні наведена складова відрізняється наявністю в районі берегової зони комплексу еолових морфоскульптур, складених піском алювіального генезису, який має жовтий колір (Рисунок 3.5.). Фронтальна частина є найвищою в межах берегової системи, це пояснюється наявністю в районі берегової зони «кучугур», висота яких до 5,6 м., які територіально відповідають Західно-Василевському масиву Кінбурнської арени [28].

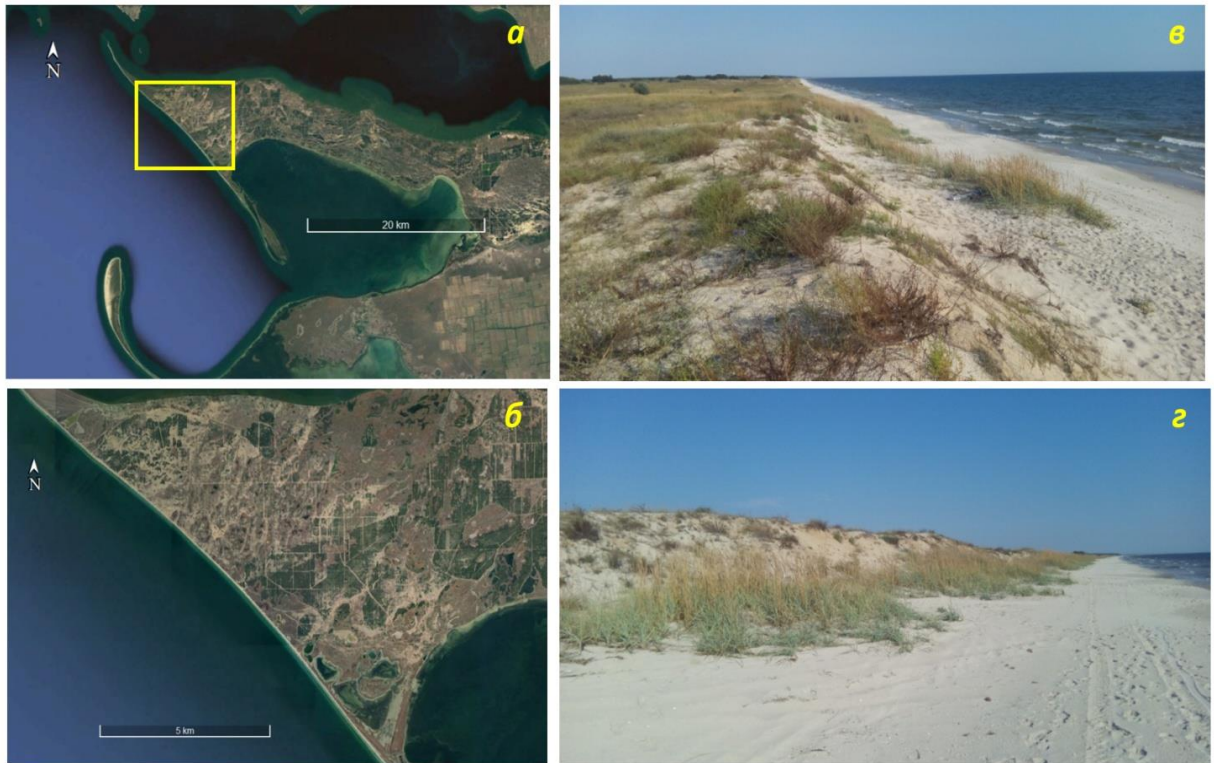


Рисунок 3.5 Фронтальна частина берегової системи Кінбурнська-Покровська-Довгий: а – географічне положення; б – зовнішній вигляд (розроблено в ресурсі GoogleEarth); в – авандюни та чагарникові піски; г – «кучугури» (фото автора).

Релікт Покровської коси знаходиться в південно-східній частині берегової системи, до його складу входить Покровський півострів, острова Круглий та Довгий, а також протоки розташовані між ними, які знаходяться на поверхні цоколю відповідного утворення (Рисунок 3.6.). Всі складові релікту мають обмежене живлення, як з підводного схилу, так і з боку Ягорлицької затоки[2; 21].

Покровський півострів має довжину біля 6 км, його прикоренева частина має трикутну форму, з шириною до 4 км, в межах якої знаходиться система взаємопов'язаних озер, лагунного походження. Прикоренева частина коси складена піщано-детритовими відкладами різного генезису, серед яких виділяються світло-сірі кварцові піски з детритом[20; 28].

Острів Круглий представляє собою середню частину колишньої коси. Від Покровського півострова він відділений протокою, ширина якої біля 1,2 км, з глибиною до 0,4 м. Довжина острова біля 0,6 км, при ширині 100 м, загальна площа становить 0,1 км².

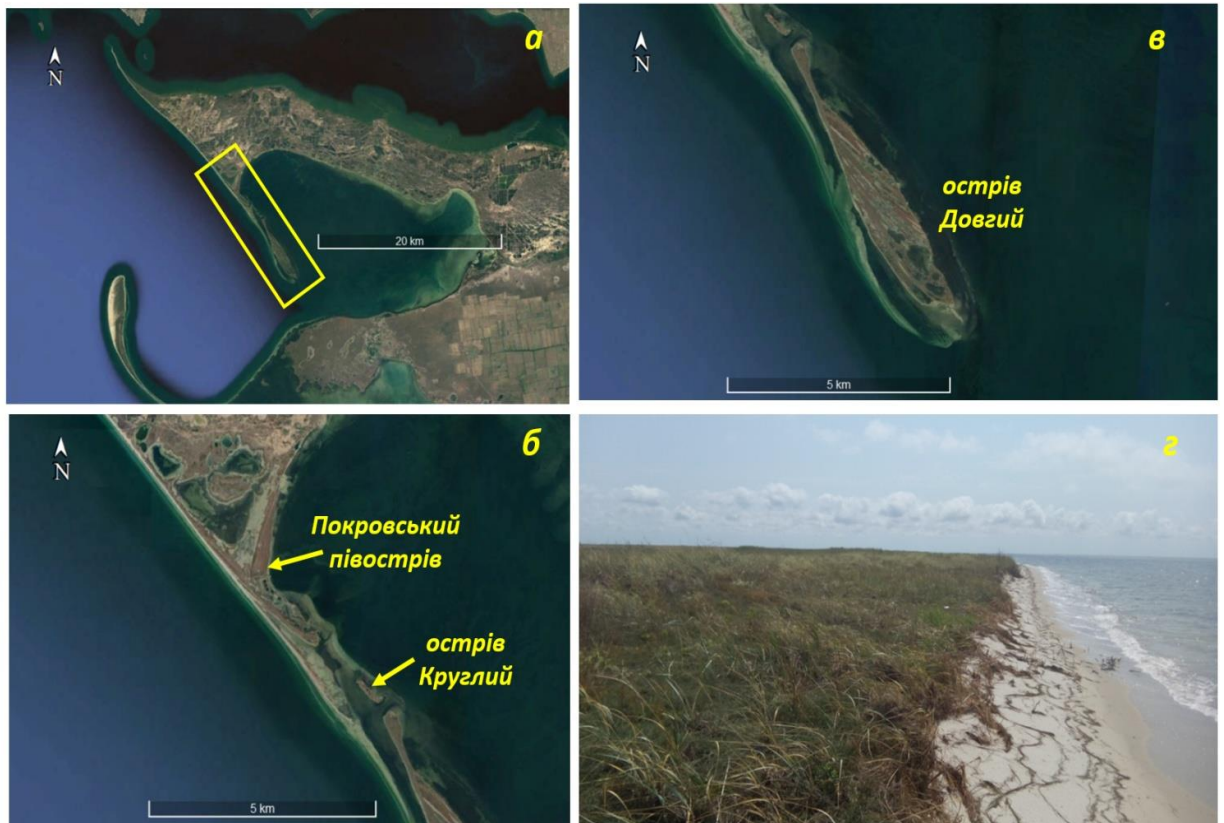


Рисунок 3.6 Релікт Покровської коси як складова берегової системи Кінбурнська-Покровська-Довгий: а – географічне розташування; б – зовнішній вигляд Покровського півострова та острів Довгий; в – зовнішній вигляд острова Довгий (розроблено в ресурсі GoogleEarth); г – берегова зона острова Довгий (фото О.В. Давидова).

Острів Довгий представляє собою дистальну частину реліктової Покровської коси, довжиною біля 7 км, при максимальній ширині 1,04 км, при загальній площі 4,7 км². Поверхня острова представляє собою сукупність різновікових берегових валів і міжвалових знижень [23; 21].

Між островами Круглий і Довгий розташована протока шириною в 280 м, з домінуючими глибинами біля 0,8 м, але з улоговиною в південній частині, глибина якої становить 3,2 м. Формування відповідної улоговини зумовлено дією згінно-нагонових коливань.

Суха коса та острівний бар «загреба» представляє собою район активного пересування наносів, який розташований на поверхні динамічного цоколю системи. У генетичному відношенні відповідне утворення представляє собою острівний береговий бар, який утворився в результаті об'єднання підводних валів. Загальна довжина утворення біля 6,9 км, з яких надводна частина близько 2,8 км, а підводна 4,1 км. В межах цієї частини, виділяється три складові частини: Суха коса та острівний бар «загреба», зона з'єднання острівних барів, острівний бар «загреба» острова Довгий (Рисунок 3.7)[20; 21].



Рисунок 3.7 Суха коса та острівний бар «загреба»: а – географічне розташування; б – структурні елементи (розроблено в ресурсі *GoogleEarth*); в – тимчасові острова на поверхні бару; г - дисталь Сухої коси (фото автора).

Відповідна частина системи представляє собою найбільш активний район акумуляції прибережно-морських наносів, що призводить до збільшення надводної частини Сухої коси та її висунення в південному напрямку.

РОЗДІЛ 4

АНАЛІЗ ЕКСПЕРИМЕНТ ПО СТВОРЕННЮ ШТУЧНОЇ ЕОЛОВОЇ ФОРМИ В МЕЖАХ ДІЛЯНКИ ФРОНТАЛЬНОГО БЕРЕГУ КІНБУРНЬСЬКОГО ПІВОСТРОВА

4.1 Передумови проведення експерименту

В береговій зоні Світового океану домінують деструктивні процеси розвитку, які зумовлені дефіцитом прибережно-морських наносів. В більшості випадків проблема дефіциту наносів вирішується за рахунок створення штучних умов для їх збільшення [3; 4; 44]. Протягом практично всього ХХ сторіччя, для стабілізації берегової смуги та накопичення в береговій зоні прибережно-морських наносів, широко використовувалися активні гідротехнічні споруди [46]. Принцип функціонування відповідних споруд, зумовлений гасінням хвильової енергії, внаслідок чого, в межах окремих ділянок берегової зони створюються умови для накопичення наносів та формування штучних пляжів. Тривалий період використання та накопичений досвід їх застосування показав, що їх наявність не завжди дозволяє досягти необхідної мети, до того ж вони сприяють засміченню пляжів, а їх будівництво та подальша експлуатація дуже коштовні.

Починаючи з кінця ХХ сторіччя значну популярність отримали вільні або незакріплені пляжі, формування яких відбувається за рахунок внесення до берегової зони певної кількості уламкового матеріалу [3; 4; 5].

Слід зауважити, що захист берегу за допомогою вільних пляжів, не є універсальним та не може застосовуватись в будь-яких ділянках берегової зони. Достатньо швидке насичення берегової зони наносами, не завжди активізує акумулятивні процеси, за певних умов це призводить до перебудови профілю рівноваги та посиленню деструктивних процесів.

Наприклад, в межах окремих ділянок берегової зони Чорного моря, створені вільні незакріплені пляжі, були розмиті за період від 9 до 25 місяців [46].

Враховуючи вище зазначене, ми зробили спробу експериментального захисту берегу, без застосування гідротехнічних споруд, використовуючи лише закономірності формування еолових форм в межах акумулятивних форм. Саме для цього ми започаткували в межах берегової зони фронтальної частини Кінбурнського півострова експеримент по створенню штучної еолової форми.

В світі відповідна практика застосовується в різних країнах [2; 4; 5; 22], але в більшості випадків в межах узбережь із достатньою кількістю прибережно-морських наносів. В умовах берегової зони Чорного моря експерименти подібного роду проводились в межах фронтальної частини берегової системи Тендра-Джарилгач, співробітниками Одеського національного університету імені І.І.Мечникова. Головна мета проведеного експерименту полягала в створенні в межах берегової зони запасів прибережно-морських наносів, у вигляді берегової дюни, в межах верхньої частини пляжу. Відповідне утворення повинно було бути як резервом наносів, так і захисним бар'єром на шляху розвитку штормового прибірного потоку та катастрофічного здійснення рівня.

Наведений експеримент почався влітку 1989 року і закінчився наприкінці 1992 року [44]. Експериментальна ділянка була розташована у верхній частині пляжу, в 40 м від лінії зрізу, в її межах був встановлений спеціалізований щиток, довжиною у 140 м, який був витягнутий паралельно берегової лінії. Слід зауважити, що до кінця 1990 року в межах ділянки був сформований еоловий вал, розмір якого був біля 60% від проєктованого, а до кінця 1991 року – його розміри дорівнювали майже 90%.

Після припинення експерименту, штучна дюна існувала досить тривалий час і витримувала натиск сильних штормів, але у 1997 році вона стала розбиратися на будівельні потреби та з часом зникла зовсім.

Експеримент по відновленню та збереженню окремих ділянок еолового комплексу Кінбурнського півострова був здійснений з 2013 по 2014 рр. [2; 22], співробітниками Національного природного парку «Білобережжя Святослава». Під час реалізації експерименту, використовувалися дві технології: створення бар'єру з щитів та висадка колосняку піщаного (лат. *Leymus arenarius*) (Рисунок 4.1).

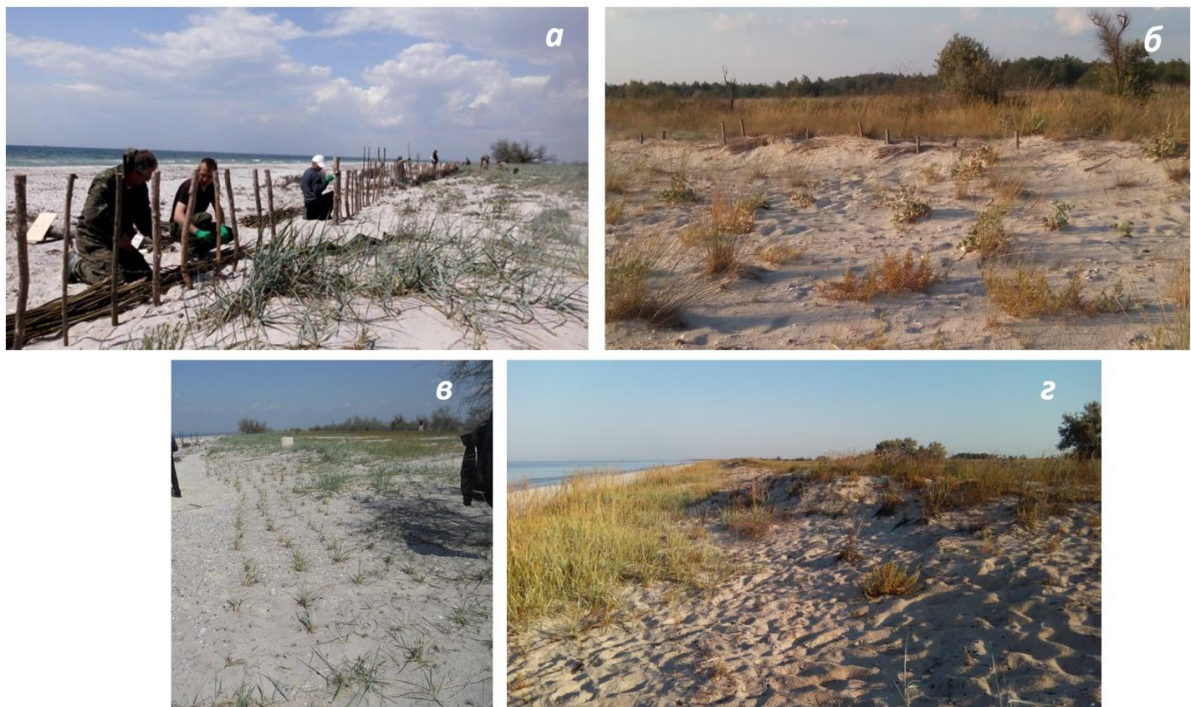


Рисунок 4.1 Укріплення та відновлення еолових форм рельєфу в межах фронту Кінбурнського півострова: а – створення бар'єру з щитків (2013); б - стан щитків у 2019 році; в - висаджування саджанців (2013); г - стан закріпленої ділянки у 2019 році [22].

Щитові бар'єри зводились на ділянках, де стан еолових форм був найкритичнішим, в районах, де форми еолового рельєфу збереглися, відбувалась висадка кореневища колосняку піщаного. Результати

експерименту показали, що за два роки навколо щитків були сформовані валоподібні піщані форми, висотою від 0,5 до 0,75 м. Для подальшого збільшення розмірів піщаних форм, необхідно було зробити реконструкцію щитків та підняти їх на висоту 1,0 м, але ці роботи по фінансовим причинам проведені не були. Сформовані вали, проіснували до наступного літа та були практично повністю зруйновані рекреантами.

Проведені експерименти свідчать про можливість формування штучних еолових форм, але за умов впровадження систематичного менеджменту еолових комплексів.

4.2 Методологія проведеного експерименту

Експеримент по створенню штучної еолової форми, в межах проблемної ділянки фронтальної частини Кінбурнського півострова, був започаткований в червні 2019 року. Під час науково-дослідницьких експедицій та навчальних практик, співробітниками та здобувачами вищої освіти Херсонського державного університету були вивчені морфодинамічні та літологічні умови берегової зони півострова.

Дослідження проводились уздовж всієї берегової смуги акумулятивної форми, але акцентована увага приділялася найбільш вразливим ділянкам де еолові форми повністю зруйновані. Вздовж всієї берегової смуги була виконана фіксація еолових форм рельєфу, за допомогою GPS навігатора GarminTrex 10. В межах найбільш типових ділянок, за допомогою нівеліру (SOKKIA SET610) проводилось геоморфологічне профілювання, що супроводжувалось відбором проб прибережно-морських наносів, описом існуючих форм берегового рельєфу, фото- і відеозйомкою.

Завдяки проведеним дослідженням та після консультації зі співробітниками НПП «Білобережжя Святослава», нами була визначена ділянка, які потребує першочергового захисту за рахунок створення

штучних еолових форм. Територіально експериментальна ділянка знаходиться в межах фронтальної частини берегової системи Кінбурнська – Покровська – Довгий, в районі виходу до берегової зони піщаних пагорбів Нижніх Кучугур. На відстані 0,65 км від місця експерименту розташований старий морський міст та на відстані 0,78 км прикоренева частина Кінбурнської коси (Рисунок 4.2).



Рисунок 4.2 Географічне розташування та зовнішній вигляд експериментальної ділянки: а – розташування в межах півострова; б – розташування в межах Нижніх кучугур (розроблено в ресурсі GoogleEarth); в – фронтальний вигляд ділянки; г – вид на ділянку з боку (фото автора).

Довжина обраної експериментальної ділянки 50 м, в межах її берегової зонивиділяється підводний схил, пляж, еолова зона берегу, зона кучугур (Рисунок 4.3.). Підводний схил має достатньо приглубий характер, на відстані біля 30 м від зрізу, глибина міжвалового зниження сягає 1,96 м. В межах підводної частини берегової зони проявляється система підводних валів, розділених між собою міжваловими зниженнями, абсолютна висота

валів змінюється від 0,1 до 0,4 м. Підсихилки підводних валів не мають чіткого вираження, їх крутизна незначна, а морфологічні параметри валів вказують на панування деструктивних процесів.

Ширина пляжу змінюється від 5,0 до 8,0 м, в його межах виділяється прирізова ділянка та зона хвильового нахату, яка формує штормовий вал. Вверх за схилом, до пляжу примикає еолова зона, у складі якої виділяються ділянки живлення та розвантаження вітропіщаного потоку.

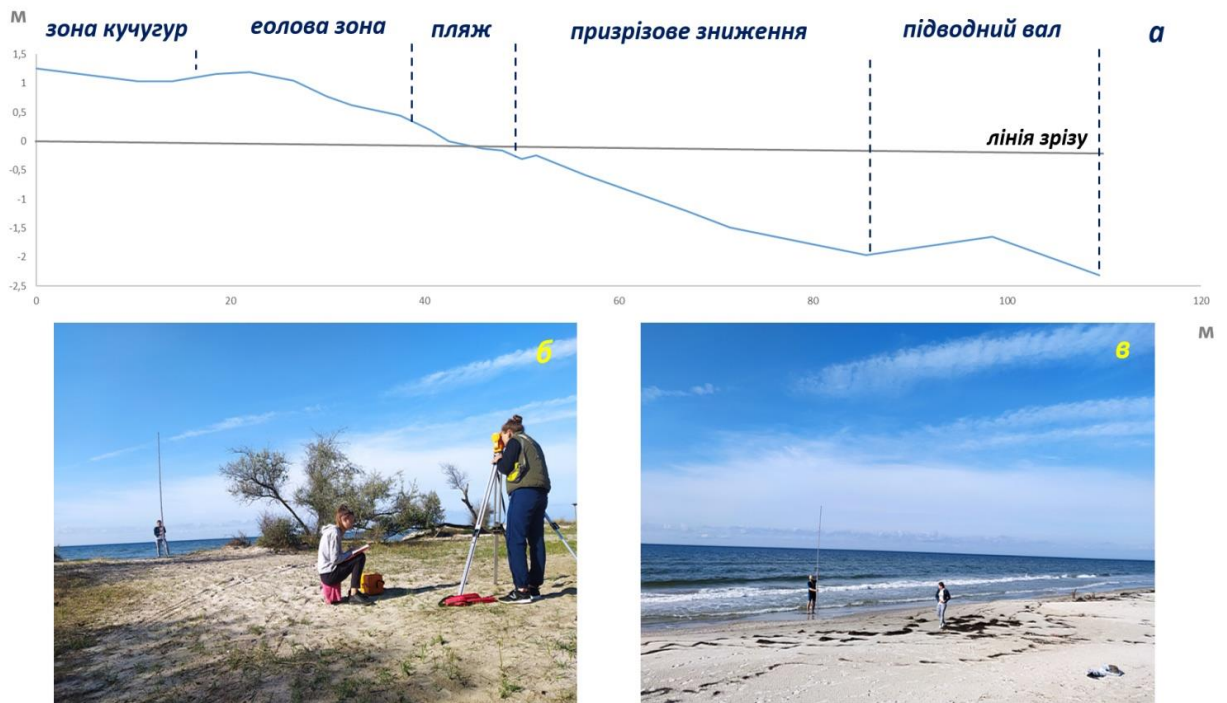


Рисунок 4.3 Геоморфологічний профіль берегової зони в межах експериментальної ділянки: а – профіль та його складові; б – зйомка еолової зони; в – зйомка пляжу (фото А.І. Пилипенко)

Пересічна ширина еолової зони 30,0 м, з яких доля зони живлення змінюється від 6,3 до 9,1 м. Відповідні метричні параметри зони живлення, зумовлюють незначну потужність вітропіщаного потоку, до того ж більшу частину року потік не насичений, а це не дозволяє розвиватися суттєвим акумулятивним процесам.

Розташовані в межах берегової зони еолові форми рельєфу не формують єдиного еолового комплексу, вони розділені зонами хвильового промивання на окремі складові. Поверхні еолових форм характеризуються деструктивними рисами, зумовленими розвитком дефляційних та абразійних процесів. Відповідні риси представлені дефляційними улоговинами, піщаними осипами, слідами хвильового розмиву. Слід зауважити, що на поверхні відповідних форм присутні сліди інтенсивної антропогенної трансформації.

Перед створенням експериментальної спеціалізованої конструкції, в межах дослідної ділянки було проведено геоморфологічне профілювання, за результатами якого був побудований профіль поверхні (Рисунок 4.3.). Аналіз профілю, дозволив отримати метричні параметри еолових форм та виділити домінуючі поверхні, які мають висоту від 0,5 до 0,9 м, при максимальній 1,19 м.

При створенні спеціалізованої конструкції, яка функціонально спрямована на зниження потужності вітропіщаного потоку та як наслідок формування штучної еолової форми, ми частково застосовували методику розроблену науковцями університету Коннектикут [5, 6].



Рисунок 4.4 Етапи створення вітрогасящого бар'єру: а – викопування ям та підготовка гілок; б – прикопування гілок; в – сформована конструкція, вигляд з боку; г – сформована конструкція вигляд з фронту (фото автора).

В основу відповідної методики покладено повторне використання різдвяних ялинок, як екологічно чистих засобів відновлення еолових форм. Слід зазначити, що в нашому випадку були застосовані соснові гілки, які були обрізані в межах лісових насаджень півострова лісовим господарством для попередження пожеж.

Після проведення профілювання, в межах еолової зони експериментальної ділянки, ми розпланували поверхню та підготували ямки для прикопування соснових гілок. Ями були розташовані в три ряди у шаховому порядку, на відстані 0,4 – 0,5 м одна від одної (Рисунок 4.4). Перший ряд прикопаних гілок мав висоту біля 0,5 м, висота другого ряду біля 1,0 м, а до складу третього ряду були включенні гілки висотою понад 1,0 м. На наш погляд відповідна структура конструкції, найбільш

оптимальна та дозволяє впливати на вітропіщані потоки різної висоти. Слід зазначити, що для формування вітрогасячого бар'єру, ми використовували найбільш пухнасті соснові гілки, з метою підвищення функціональності конструкції та більш інтенсивного накопичення еолового матеріалу.

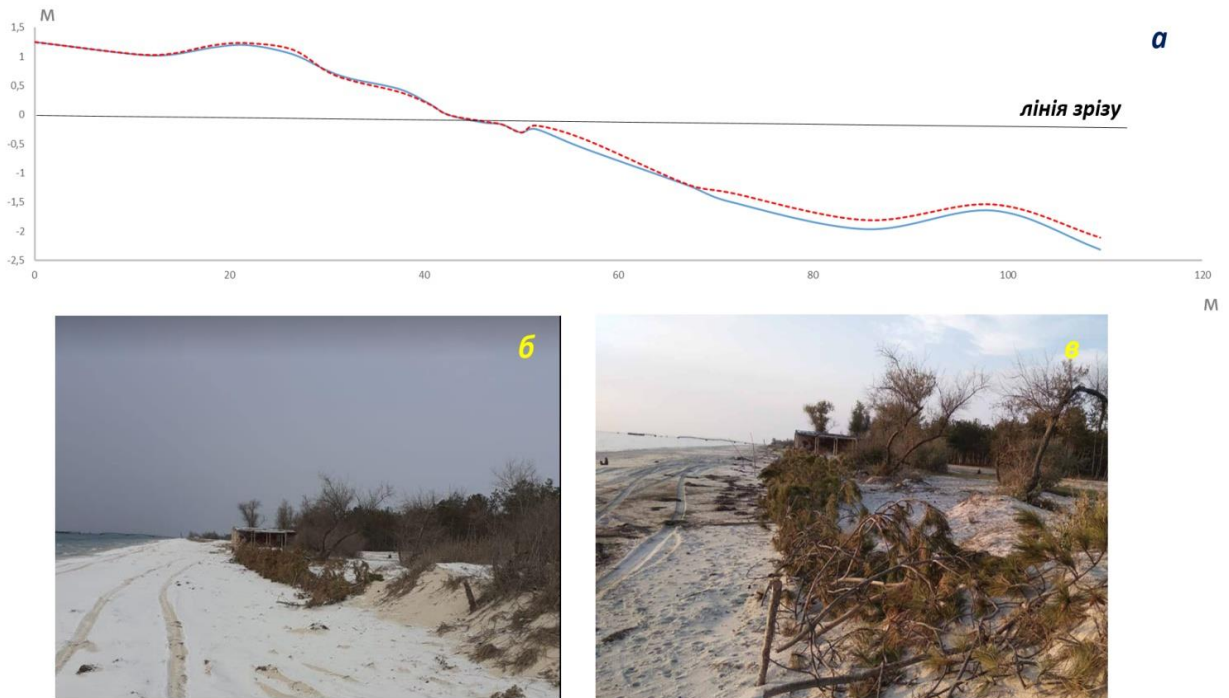


Рисунок 4.5 Стан експериментальної ділянки в зимово-весняний період 2021 року: а – порівняльний профіль, синій колір – рівень поверхні в жовтні, червоний колір – рівень поверхні у квітні; б – стан ділянки в січні; в – стан ділянки в квітні.

Площа експериментальної ділянкидорівнює біля 430 м², з яких площа ділянки живлення вітропіщаного потоку становить 350 м². Достатньо незначна площа живлення, специфічні режими вітру та зволоження, суттєва хвильова обробка берегової зони, не дозволяють нам розраховувати на швидке відновлення еолових форм. Слід зазначити, що на відміну від берегової системи Тендра – Джарилгач, в межах фронту Кінбурнського півострова швидкості формування еолових форм суттєво уповільненні, саме

тому ми розраховували на здійснення штучної еолової форми 0,05 – 0,08 м/рік.

Попередній аналіз стану берегової зони, в межах створеного комплексу, який був здійснений в січні, дозволив виявити в приземному шарі комплексу незначне валоподібне підвищення, еолового генезису. Під час польових досліджень в квітні 2021 року, було визначено, що створений комплекс, знаходиться в задовільному стані та здатний виконувати свої функціональні задачі. Проведено повторне геоморфологічне профілювання та побудова профілю (Рисунок 4.5), дозволило виявити незначні ознаки накопичення наносів, при чому, як межах еолової зони, так і на підводному схилі.

Відповідна тенденція може бути пов'язана із сезонними літодинамічними процесами, саме тому найбільш коректні висновки можна буде зробити лише після річного циклу спостережень. Слід зазначити, що створений комплекс протягом теплого періоду може бути зруйнований насамперед під впливом штормів південно-західної складової, а також у результаті безпосереднього антропогенного втручання. Саме тому під час масового напливу рекреантів експериментальна ділянка буде огорожена, а навколо неї будуть розміщені плакати з інформацією про експеримент та його значення.

ВИСНОВКИ

У результаті проведених нами досліджень ми дійшли наступних висновків:

1) Еолові форми рельєфу в межах берегової зони виступають індикаторами її стану. Добре розвинуті еолові утворення вказують на панування акумулятивних процесів та загальне нарощування берегу це важливі резервуари прибережно-морських наносів, які дозволяють стабілізувати берегову лінію. Еолові форми, що знаходяться в деструктивному стані, вказують на панування процесів розмиву та загальне відступання берегу, відповідно еолові форми.

2) Еоловий морфогенез в береговій зоні представляє собою складний природний процес, проявлення якого залежить від багатьох факторів, серед яких активні та пасивні. Активні фактори еолового морфогенезу насамперед пов'язані із особливостями вітрового режиму та його параметрів. Пасивні фактори зумовлені літологічними, морфологічними, кліматичними та ландшафтними умовами.

3) Берегова зона фронтальної частини Кінбурнського півострову представляє собою складну природну систему, у складі якої виділяються чотири морфологічні складові компоненти. В межах більшої частини берегової смуги проявляються деструктивні процеси розвитку, за таких умов більшість еолових форм, знаходяться у частково зруйнованому стані та не здатні самостійно відновитись.

4) Процес відновлення або створення штучних еолових форм, в межах берегової зони, здійснюється в умовах активного запровадження заходів та створення конструкцій спрямованих на зниження швидкості вітропіщаного потоку. Саме з цією метою застосовуються щитки або паркани для гасіння вітру, або використовуються гілки ялинок або сосен.

5) Експеримент по створенню штучної еолової форми, в межах берегової зони Кінбурнського півострова, проводився в період з жовтня 2020 року по квітень 2021 року. На початку експерименту, ми в межах окремої ділянки берегу, побудували бар'єр з соснових гілок. Під час квітневого аналізу експериментальної ділянки, нами були визначені ознаки проявлення еолової акумуляції та сформувався невеличкий еоловий пагорб. Наявність відповідної форми, свідчить про можливість створення умов для штучного відновлення та формування еолових утворень. Саме тому ми рекомендуємо НПП «Білобережжя Святослава» запровадити менеджмент еолових форм, який буде спрямований на догляд, відновлення та охорону еолових форм в береговій зоні. В цьому контексті ми рекомендуємо запровадити в межах найбільш критичних ділянок організовані переходи рекреантів через еолові форми у вигляді дерев'яних доріжок для запобігання руйнуванню еолових форм.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Davydov O., Zinchenko M. The "Winged Foreland" Abrasion-Accumulative Systems. New stages of development of modern science in Ukraine and EU countries: monograph / edited by authors. Riga, Latvia: "Baltija Publishing": 2019. 7th ed. P. 302–327.
2. Davydov Oleksiy, Chaus Vasyli, Kotovsky Ihor, Zinchenko Mariya. Strengthening of coastal aeolian landforms within the frontal part of the Kinburn Peninsula: Leidinyjepateikiama 13-osios mokslinės-praktinės konferencijos „Jūros ir krantų tyrimai 2020“. P. 42 – 45.
3. Encyclopedia Of Coastal Science. (Encyclopedia of Earth Sciences Series). Editor: Schwartz M.L. Springer, 2005. P. 1211.
4. Volume I. Eric C. Bird. Encyclopedia of the World's Coastal Landforms, 2010. P. 1494.
5. University of Connecticut. Using Christmas Trees to Trap Sand. URL: <https://beachduneguide.uconn.edu/is-the-beach-is-eroding/using-christmas-trees-for-erosion-control/>
6. Coastal Review Online. Old Christmas Trees Can Build New Dunes. URL: <https://www.coastalreview.org/2017/01/old-christmas-trees-can-build-new-dunes/>
7. Айбулатов Н.А. Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Ленинград: Гидрометеиздат, 1990. 271 с.
8. Айбулатов Н.А. Исследования вдольберегового перемещения песчаных наносов в море. Москва: Наука, 1966. 165 с.
9. Вихованець Г.В. Вплив вологості піску на пляжах Чорного моря на розвиток еолового процесу: Вісник Одеськ. держ. університету. Природничі науки, 1999. Т. 4. Вип. 5. С. 70 – 75.

10. Вихованець Г.В. Дюни на піщаних берегах України: Вісник Одеського держ. університету. Природничі науки, 1998. № 2. С. 88 — 91.
11. Выхованец Г.В. Анализ эолового фактора в морфологии и динамике песчаных кос и пересыпей лагун: Материалы научн. конференции «Приморье — XX век». Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1999. С. 125 – 129.
12. Выхованец Г.В. К вопросу о механизме развития узких пересыпей лиманов на побережье Черного моря: География и природные ресурсы. Новосибирск, 1986. №3. С. 60-66.
13. Выхованец Г.В. Современные процессы развития пересыпей лиманов Северо-западной части Черного моря: Известия Всес. Географич. Об-ва., 1987. Т. 119. Вып. 6. С. 541 – 549.
14. Выхованец Г.В. Факторы формирования ветропесчаного потока наносов на береговых аккумулятивных формах: Исследование береговой зоны морей: Сб. научн. трудов. Киев: Карбон Лтд, 2001. С. 54 – 67.
15. Выхованец Г.В. Формирование размеров современных дюн на песчаных берегах Черного и Азовского морей: Доп. НАН Украины, 1998. № 11. С. 122 – 125.
16. Выхованец, Г.В. Эоловый процесс на морском берегу. Одесса: Астропринт, 2003. С. 351.
17. Вихованець Г. В. Основные итоги исследования эоловых процессов на морских берегах: Вісник Одеського Національного університету. Географічні та геологічні науки, 2010. №5. С. 22 – 31.
18. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Черное море: Отв. ред. Ф.С. Терзиев: Гидрометеорологические условия. СПб: Гидрометеоздат, 1991. Т. 4. Вып. 1. С. 429.
19. Давиденко В. М., Чаус В. Б. Кінбурнський півострів, Кінбурнська коса, Білобережжя...: науково-популярне видання. Миколаїв: Вид-во ЧНУ ім. Петра Могили, 2018. С. 96.

20. Давидов О.В. Визначення поняття «крилатий мис»: історичний аналіз та загальна характеристика. Науковий вісник Херсонського державного університету. Серія: географічні науки, 2019. Вип. 10. С. 119-129.
21. Давидов О.В. Загальна характеристика берегової системи типу «крилатий мис» Кінбурнська-Покровська-Довгий: Науковий вісник Херсонського державного університету. Серія: географічні науки, 2019. Вип. 11. С. 95 -105.
22. Давидов О.В., Луганська А.Б., Чаус В.Б. Менеджмент еолових комплексів фронтальної частини Кінбурнського півострова: Регіон – 2020: стратегія оптимального розвитку: матеріали міжнародної науково-практичної конференції. Гол. ред. колегії Л.М. Немець. Харків: ХНУ імені В.Н. Каразіна, 2020. С. 135 – 138.
23. Зенкович В.П. Берега Черного и Азовского морей. Москва: Географгиз, 1958. С. 371.
24. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов: Изд-во АН СССР, 1962. С. 710.
25. Знаменский А.И. Экспериментальные исследования процессов ветровой эрозии песков и вопросы защиты от песчаных заносов: Материалы исследований в помощь проектировщикам и строителям Каракумского канала (Инст. Геологии АН Туркм.ССР, Ашхабад), 1958. Вып. 3. С. 131.
26. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. Москва: Мысль, 1991. С. 429.
27. Карасев Л.М. О некоторых особенностях развития эоловых процессов на крупных аккумулятивных формах северо-западного побережья Черного моря: Физическая география и геоморфология, 1981. Вып. 26. С. 107 — 112.

28. Кривульченко А. І. Кінбурн: ландшафти, сучасний стан та значення: Монографія. Кропивницький: Центрально-Українське видавництво, 2016. С. 416.
29. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. Москва: Изд-во Московск. унив., 1975. С. 336.
30. Лонгинов В.В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. Москва: Изд-во АН СССР, 1963. С. 346.
31. Минкявичус В.А. Изменение гранулометрического состава и степени окатанности песка в ветропесчаном потоке в зависимости от скорости ветра на подвижных дюнах Куршю-Нярия: Труды АН Литовской ССР. Сер. Б, 1968. Т.1 (52). С. 109 – 184.
32. Морская геоморфология — терминологический справочник (Береговая зона — процессы, понятия, определения). Научн. ред. В.П. Зенковича и Б.А.Попова. Москва: Мысль, 1980. С. 280.
33. Пазюк Л.И., Рычковская Н.И. Некоторые данные о составе и условиях накопления тяжелых минералов в прибрежных отложениях Кинбурнского полуострова. Совещания по изучению геологии побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Отв. ред. И.Я. Яцко. Одесса, 1965. С. 76 – 79.
34. Петров М.П. Пустыни Земного шара. Ленинград: Наука, 1973. С. 436.
35. Підгородецький П.Д. Морфологія і динаміка берегів Кінбурнського півострова. Геоморфологія річкових долин України. Київ: Наукова думка, 1965. С. 101 – 107.
36. Соколов Н.А. О происхождении лиманов Южной России. Труды геологического комитета, 1895. X (4). С. 102.
37. Соколов Н.А. О дюнах, их образовании, развитии и внутреннем строении: Труды С.Петербургск. Об-ваестеств., 1885. Т. 16. Вып. 1. С. 286.

38. Стоян А.А. Исследование морского края Кинбурнского полуострова на Черном море: Материалы Научной конференции «Ломоносовские чтения (под ред. В.А.Трифонова). Севастополь: МГУ, 2010. С. 25 – 26.
39. Федорович Б.А. Динамика и закономерности рельефообразования пустынь. Москва: Наука, 1983. С. 236.
40. Шуйский Ю.Д. Выхованец Г.В. Экзогенные процессы — развития аккумулятивных берегов в северо-западной части Черного моря. Москва: Недра, 1989. С. 198.
41. Шуйский Ю.Д. Проблема исследования баланса наносов в береговой зоне морей. Ленинград: Гидрометиздат, 1986. С. 240.
42. Шуйский Ю.Д. Распределение наносов вдоль морского края Кинбурнского полуострова (Черное море): Доклады НАН Украины, 1999. Вып. 8. С. 119 –123.
43. Шуйский Ю.Д. Некоторые черты современного развития северо-западных берегов Черного моря: Океанология. Москва, 1970. Т. X. № 1. С. 117 – 125.
44. Шуйский Ю.Д., Выхованец Г.В. Экспериментальное создание искусственной дюны на песчаном берегу Черного моря: География и природные ресурсы, 1997. № 1. С. 169 – 174.
45. 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.
46. Шуйский Ю.Д. История развития и методология береговедения. Одесса: Астропринт, 2018. С. 448.
47. Шуйський Ю. Д. Типи берегів Світового океану. — Одесса: Астропринт, 2000. С. 480.

ДОДАТКИ

**КОДЕКС АКАДЕМІЧНОЇ ДОБРОЧЕСНОСТІ
ЗДОБУВАЧА ВИЩОЇ ОСВІТИ ХЕРСОНЬСЬКОГО
ДЕРЖАВНОГО УНІВЕРСИТЕТУ**

Я, _____, учасник(ця) освітнього процесу Херсонського державного університету, **УСВІДОМЛЮЮ**, що академічна доброчесність – це фундаментальна етична цінність усієї академічної спільноти світу.

ЗАЯВЛЯЮ, що у своїй освітній і науковій діяльності **ЗОБОВ'ЯЗУЮСЯ**:

- дотримуватися:
 - вимог законодавства України та внутрішніх нормативних документів університету, зокрема Статуту Університету;
 - принципів та правил академічної доброчесності;
 - нульової толерантності до академічного плагіату;
 - моральних норм та правил етичної поведінки;
 - толерантного ставлення до інших;
 - дотримуватися високого рівня культури спілкування;
- надавати згоду на:
 - безпосередню перевірку курсових, кваліфікаційних робіт тощо на ознаки наявності академічного плагіату за допомогою спеціалізованих програмних продуктів;
 - оброблення, збереження й розміщення кваліфікаційних робіт у відкритому доступі в інституційному репозитарії;
 - використання робіт для перевірки на ознаки наявності академічного плагіату в інших роботах виключно з метою виявлення можливих ознак академічного плагіату;
- самостійно виконувати навчальні завдання, завдання поточного й підсумкового контролю результатів навчання;
- надавати достовірну інформацію щодо результатів власної навчальної (наукової, творчої) діяльності, використаних методик досліджень та джерел інформації;
- не використовувати результати досліджень інших авторів без використання покликань на їхню роботу;
- своєю діяльністю сприяти збереженню та примноженню традицій університету, формуванню його позитивного іміджу;
- не чинити правопорушень і не сприяти їхньому скоєнню іншими особами;
- підтримувати атмосферу довіри, взаємної відповідальності та співпраці в освітньому середовищі;
- поважати честь, гідність та особисту недоторканність особи, незважаючи на її стать, вік, матеріальний стан, соціальне становище, расову належність, релігійні й політичні переконання;
- не дискримінувати людей на підставі академічного статусу, а також за національною, расовою, статевою чи іншою належністю;
- відповідально ставитися до своїх обов'язків, вчасно та сумлінно виконувати необхідні навчальні та науково-дослідницькі завдання;
- запобігати виникненню у своїй діяльності конфлікту інтересів, зокрема не використовувати службових і родинних зв'язків з метою отримання нечесної переваги в навчальній, науковій і трудовій діяльності;
- не брати участі в будь-якій діяльності, пов'язаній із обманом, нечесністю, списуванням, фабрикацією;
- не підроблювати документи;
- не поширювати неправдиву та компрометуючу інформацію про інших здобувачів вищої освіти, викладачів і співробітників;
- не отримувати і не пропонувати винагород за несправедливе отримання будь-яких переваг або здійснення впливу на зміну отриманої академічної оцінки;
- не залякувати й не проявляти агресії та насильства проти інших, сексуальні домагання;
- не завдавати шкоди матеріальним цінностям, матеріально-технічній базі університету та особистій власності інших студентів та/або працівників;
- не використовувати без дозволу ректорату (деканату) символіки університету в заходах, не пов'язаних з діяльністю університету;
- не здійснювати і не заохочувати будь-яких спроб, спрямованих на те, щоб за допомогою нечесних і негідних методів досягати власних корисних цілей;
- не завдавати загрози власному здоров'ю або безпеці іншим студентам та/або працівникам.

УСВІДОМЛЮЮ, що відповідно до чинного законодавства у разі недотримання Кодексу академічної доброчесності буду нести академічну та/або інші види відповідальності й до мене можуть бути застосовані заходи дисциплінарного характеру за порушення принципів академічної доброчесності.

_____ (дата)

_____ (підпис)

_____ (ім'я, прізвище)