

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

МОНІТОРИНГ СОЛОНОСТІ ПРИБЕРЕЖНИХ
ВОД ДНІПРОВСЬКО-КАРКІНІТСЬКОЇ
БЕРЕГОВОЇ ОБЛАСТІ

Кваліфікаційна робота (проект)
на здобуття ступеня вищої освіти «магістр»

Виконала: студентка 05-213М групи
Спеціальності 103 Науки про Землю
Освітньо-наукової програми
«Науки про Землю»

Кисельова Ірина Ігорівна

Керівник к.геогр.н., доцент Котовський І.М.

Рецензент к.б.н., доцентка Мельник Р.П.

ВСТУП	3
РОЗДІЛ 1. Фактори формування солоності прибережних вод Каркінітської затоки Чорного моря	5
1.1. Геолого-геоморфологічна характеристика узбережжя Каркінітської затоки Чорного моря.....	5
1.2. Температурно-кліматичні фактори формування солоності вод Каркінітської затоки.....	17
1.3. Вітро-хвильовий режим.....	23
РОЗДІЛ 2. Стан солоності прибережних вод Каркінітської затоки Чорного моря	31
2.1. Історичні аспекти формування солоності прибережних вод Каркінітської затоки.....	31
2.2. Методика організації досліджень солоності морської води в береговій зоні.....	38
2.3. Особливості сучасного стану солоності прибережних вод.....	39
ВИСНОВКИ	42
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	43
ДОДАТКИ	47
Додаток А.....	48
Додаток Б.....	50

ВСТУП

Актуальність теми. Дослідження солоності прибережних вод Чорного моря носить епізодичний характер, однак в значній кількості видів господарської діяльності важливо знати цей показник. Вони потрібні для вирішення низки завдань, що стоять перед раціональним використанням рекреаційних ресурсів, розвитком кормової бази для промислових морських організмів, поліпшення бальнеологічних ресурсів, збереження споруд що знаходяться в морському середовищі.. Тому наявність такої інформації є важливою, а робота присвячена актуальній темі.

Об'єктом дослідження є прибережні води Чорного моря на ділянці між гирлом Дніпра і Перекопською затокою.

Предметом дослідження є особливості розподілу солоності води вздовж берега Дніпровсько-Каркінітської берегової області Чорного моря в умовах сезонних змін гідрометеорологічної обстановки.

Робота дає можливість організувати всі види господарської діяльності в береговій зоні даної ділянки з урахуванням кількісних показників солоності морської води, тобто має практичне значення .

Метою даної роботи є визначення особливостей стану та розподілу значень солоності уздовж лопатевих берегів Каркінітської затоки Чорного моря між гирлом Дніпра і вершиною Перекопської затоки.

Для досягнення мети були вирішені такі основні *завдання*:

- проаналізувати фактори які можуть впливати на стан солоності прибережних вод в районі дослідження;
- проаналізувати історію формування та змін солоності на різних етапах;
- вибрати точки і відібрати проби морської води;
- виконати вимірювання щільності і солоності води;
- проаналізувати отримані данні та зробити висновки.

Для досягнення мети використовувався метод аналізу літературних джерел, польові методи відбору зразків і проб морської води, камеральний метод обробки проб морської води, аналіз і синтез отриманих результатів.

Наукова новизна одержаних результатів полягає в тому, що в межах Каркінітської затоки спостереження за солоністю прибережних вод майже не проводилось за останні 10 років, тому отриманні данні можуть використовуватись при різних видах господарської діяльності.

Автор особисто приймала участь в усіх польових роботах, виконувала відбір проб та визначала солоність морської води.

Практичне значення одержаних результатів. Отримані результати використовуються при виконанні ініціативних науково-дослідних тем на кафедрі географії та екології ХДУ.

Апробація результатів дослідження. За результатами дослідження надрукована стаття.

Робота складається з вступу, двох розділів, висновків, списку використаних літературних джерел, додатків.

РОЗДІЛ 1

ФАКТОРИ ФОРМУВАННЯ СОЛОНОСТІ ПРИБЕРЕЖНИХ ВОД КАРКІНІТСЬКОЇ ЗАТОКИ ЧОРНОГО МОРЯ

1.1. Геолого-геоморфологічна характеристика узбережжя Каркінітської затоки Чорного моря

Сучасні береги Чорного моря сформувались в голоцені в процесі взаємодії суходолу з морськими водами під впливом голоценової трансгресії. Визначне значення мають швидкості і знаки коливань рівня моря з одного боку, та початкове розчленування суходолу і морського дна, з іншого боку.

Формування контурів берегової лінії і рельєфу узбережжя між гирлом Дніпра і Кримським півостровом визначається тектонічним режимом і структурно-геоморфологічними особливостями регіону. Загальні риси тектоніки пов'язані з взаємним розташуванням і активністю таких тектонічно ослаблених зон, як Головний Чорноморський, Бургасько-Жданівський, Одесько-Сиваський. Вони обумовили активність нових розломів в осадовому чохлі – Дніпровського, Кінбурнського, Тендрівського, Скадовського, Бакальського, Каланчакського. Всі вони знаходяться між південним схилом Українського щита на півночі і зоною Каркінітсько-Сиваського прогину на півдні.

Система розломів субширотного і субмередіонального простирання сприяла утворенню блоків. По заляганню різних товщ, даними гравіметричної, магнітної, теплової зйомок знайдено блокову будову верхнього стажу осадових порід. Блоки відчують вертикальні рухи різного знаку і з різними швидкостями. Швидкості становлять від -0,1 до +6,5 мм/рік, причому підвищення переважають на схилах Українського щита, а заглиблення – ближче до центру Каркінітсько-

Сиваського прогину. На морському дні розповсюджені заглиблення зі швидкістю від 1,5 до 8,6 мм/рік відповідно до вимірювань швидкостей накопичення осадків, аналізу геологічної будови і рельєфу дна [12].

По лініям субмеридіанних розломів заклались річкові долини, низов'я деякі з них зайняті лиманами (річка Каланчак, Дніпро-Бузький лиман).

Каркінітсько-Сиваський прогін, як основна структура цієї ділянки Чорного моря, складається з двох западин – Сиваської і Каркінітської. Перша з них розташована в межах Перекопського перешийка [19, 24]. Її глибина простягається до складчастого фундаменту палеозою, в центральній частині до 6,0-6,5 км, а в Приазовській зоні до 1,5 км. На заході вона круто нахилена в бік Каркінітської западини, а на сході, вже в акваторії Азовського моря, ця структура відокремлена поперечною сідловиною від Азовського валу субширотного простирання. [19, 25].

В будові Каркінітсько-Сиваського прогину велике значення мають розривні порушення в фундаменті. Гетерогенні і різновікові його основи – блокової будови, що відбивається на осадковому чохлах [27, 29]. Аналіз потужностей і фацій осадів, що заповнюють прогін, свідчать о його асиметричності: південний борт, ускладнений сіткою повздовжніх розривних порушень, є більш вузьким і крутішим. Це вказує на більш інтенсивне прогинання вздовж берегів Криму, ніж вздовж берегів Джарилгацької і Тендровської заток. Так як і на суходолі, на дні виділяються дуже пологі брахіантиклінальні і куполовидні підняття субширотного і субмеридіонального простирання. Формування останніх, виходячи з будови крил, відбувалось від неокома до пліоцену водночас з осадко накопиченням, і їх можна віднести до конседиментаційних. Розміри підняття: вздовж довгої вісі від 4 до 20 км, вздовж короткої від 2 до 6 км, з амплітуда досягає 100 м.

В антропогені зміни водного режиму Дніпра в його нижній течії, ерозійно-денадуційні процеси і підшвидчене підняття території на

східному фланзі цієї території, відносно західного призвели до міграції річища цієї водної артерії. Розмах міграції річкового річища охоплює більше ніж 100 км від ділянки річки Каланчак супротив півострова Хорли до сучасного Дніпровського лиману. Така ерозійно-денудаційна переробка значної площі обумовила склад осадових відкладів прибережної території, а також прилеглого морського дна.

В геоморфологічному відношенні район відноситься до частини Причорноморської низовини [24]. Це акумулятивна лесова і дельтова рівнина пліоцен-четвертинного віку, слабо (амплітуда до 10-20 м) розчленована ерозійними і еоловими формами сучасного рельєфу. На прибережній території розташовані западини і поди, подекуди схили річкових долин і балок, структурні депресії. Гіпсометричні позначки плато не перебільшують 50 м. Схили пологих складок і річкових долин більш круті, ніж складки інших форм рельєфу. Це головна відмінність цього регіону від інших прибережних регіонів Чорного моря. Загалом поверхня Причорноморської низовини (на Лівобережжі Нижнього Дніпра) має нахил в бік моря, від позначок 40-50 м до 1,9 м біля берегу. Така полого поверхня розповсюджується і на дно моря.

Дослідження шельфу, який прилягає до північних берегів Чорного моря дозволили виявити серію стародавніх берегових ліній. Вони розташовуються на різних батометричних рівнях – від мінус 60-65 м до 2-5 м. Застосування методів оксидного, радіовуглецевого і палінологічного аналізу виявило, що найбільш стародавні релікти берегових ліній залягають на максимальних глибинах. З приближенням до берегу і зменшенням глибин берегові лінії стають молодшими. [24]. Рівень Чорного моря досяг позначок мінус 60-65 м. внаслідок після карангатської регресії (період від 75-80тис. років тому назад) під впливом похолодання і формуванням ошашківського зледеніння. Опущення рівня відбувалось поступово, що сприяло довготривалому знаходженню берегової зони на кожному відрізку сучасного дна і значній

хвильовій переробці початкового рельєфу. Це призвело до згладжування поверхні слабко нахиленої рівнини сучасного рельєфу. До часу 17-18 тис. років тому назад рівень моря встановився на мінімальних позначках, а море досягло новоевксінської фази розвитку сучасного Чорного моря (Рис.1.1).



Рисунок 1.1 – Палеогеографічна та геоморфологічна карто-схема шельфа в північно-західній частині Чорного моря (за даними Г.І. Іванова) [24].

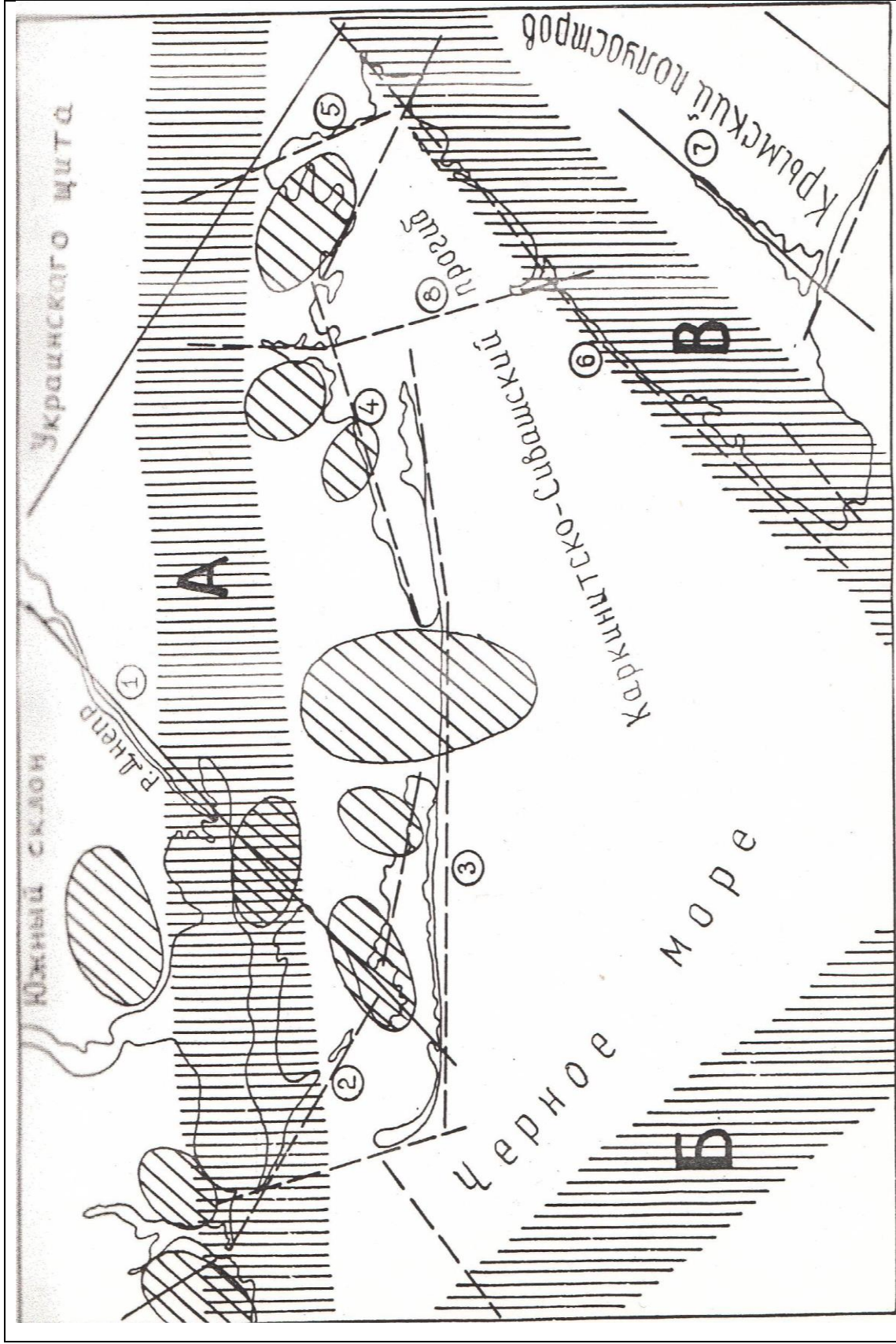


Рисунок 1.2 – Неотектонічна схема узбережжя Дніпровсько-Каркінітської берегової області.

Така глибока регресія сприяла осушенню дуже великої площі морського дна. Море відступило на відстань до 110-120 км від сучасного берега. На всій осушеній площі отримали розвиток континентальні екзогенні процеси: руслові, озерні, еолові, схиліві та ін.. Річки утворили річища і внесли головний вклад в формування рельєфу, а тому вся вона віднесена до денудаційно-алювіальних рівнин. В той же самий час закінчується новоексінський етап розвитку Чорного моря, і починається Чорноморський. Розвиток Чорноморського етапу відбувався не рівномірно. Підняття рівня відбувалось доволі швидко, до початку голоцену (останні 10 000 років) берегова лінія досягла сучасних позначок мінус 20-25 м [29]. Швидкості підняття рівня складали в середньому 10-11 мм/рік, при максимумі 40-45 мм/рік . (Рис.1.2).

Коливання клімату і зв'язані з ними зміни вологості на Землі, у вигляді зміни пльовіальних і між пльовіальних стадій в кліматі тісно пов'язані з трансгресивно-регресивними стадіями Світового океану, в тому числі – Чорного моря. Амплітуда коливань рівня, в масштабах багаторічних змін клімату, в середньому не перебільшує 2-3 м, але на фоні більш глибоких змін – амплітудою в десятки метрів. В дегляціальну фазу вона досягала 5-7 м, в термальну 1,5-2,0 м.

Різниця між сучасним положенням рівня моря і глибиною залягання берегових ліній стає меншою з зменшенням абсолютного віку берегових ліній.

Особливістю району узбережжя між м. Аджияск і Тендрівською косою є приналежність до гирлової частини Дніпра і Південного Бугу. В ранньому голоцені рельєф тут в цілому придбав риси, схожі з сучасними: чітко відзначилось річище Дніпра, материковий берег. Одеська балка і Кінбурзький півострів. Але, основні позитивні структури знаходились в підводному стані. Тендрівської коси і о. Березань ще не було, а Тендрівська затока ще тільки набувала сучасного

вигляду. Зовнішня берегова лінія знаходилась на відстані від 3 до 20 км від сучасної. Звичайно, що в пік новоексінської регресії ця відстань була значно більшою.

В районах сучасних Ягорлицької і Тендрівської заток в Дніпровську стадію голоценової трангресії (8,8 тис. років тому назад) зовнішня лінія знаходилась в 5-7 км від сучасної. На місці Ягорлицької затоки розташовувалась вузька затока - остаточна форма однієї з заток Дніпра. Через 2 500 років потому, коли рівень піднявся майже на 12-16 м, в Дністровську стадію на місці Тендрівської затоки утворились дві значні бухти, почала формуватися сучасна Тендрівська коса. Почала формуватися Ягорлицька затока, яка спочатку була відділена від моря двома косами, а його акваторія розвивалась по типу подовжених. На стику Ягорлицької і Казантипської стадій (5,8 тис. років тому) рівень перебільшував сучасний на 2,5 м, і були затоплені значні ділянки корінного суходолу. Тендрівська коса являла собою ряд акумулятивних островів – майбутньої єдиної форми. [26, 27].

В Дніпровську стадію берегова лінія моря . на ділянці між Тендрівської і Джарилгацькою косами відчула хоч і суттєві, але не стільки складні, як на інших ділянках, зміни.. Тут впливу моря піддався схил корінної позитивної структури, і подальше від ступання берега пов'язане з абразійним зрізом, а не з простим затопленням поверхні суходолу, як і в багатьох інших місцях. Це значить, що від ступання активного абразійного глинистого кліфу склало 0,37 м/рік в середньому за голоцен, але при підйомі рівня на 16-17 мм/рік швидкості абразії становили 1,5-2, 0 м/рік, а в окремі піки підйому трансгресивних фаз до 4-5 м/рік..

Дуже полого, слабо хвиляста поверхня корінного суходолу в районі Джарилгацької затоки і коси призвели до найбільших змін берегової лінії в голоцені. В дністровську стадію центральна частина Джарилгацької затоки і більша частина верхівки Каркінітської затоки

були зайняті значною мілководною лагуною. На місці сучасної Бакальської балки і її схилів знаходився великий півострів, який на заході закінчувався косою довжиною приблизно 12 км. Сучасний цоколь Джарилгацької коси був блокований, а північний берег затоки знаходився в 1,2-4,1 км на південь від сучасного (рис.10). З подальшим підйомом рівня півострів і прилеглі низки берегів стали затоплюватись, на місці бровки корінного суходолу на північ від Тендрівсько-Джарилгацького розлому почала розвиватись стара (карангатська) акумулятивна форма і коса Джарилгач. Доки верхівка Каркінітської затоки була зайнята суходолом і мілководною лагуною (рис.11), північно-східні вітри тут були береговими. Тому західна коса протоки з лагуни трансформувалась в корінну частину коси Джарилгач. Абразія поряд розташованого корінного берегу (рис.9) сприяла зміщенню коси в бік суходолу і збільшенню її довжини на схід під впливом преобладаючих вітрових хвиль і хвильових течій. Подальший підйом рівня, особливо в Ольвійську стадію призвів до зростання площ акваторії і глибин в верхівці Каркінітської затоки настільки, що хвильовий вплив і тут стає афективним. [19]. Він став перероблювати берега острова Джарилгач і виробляти активні кліфи глинистих порід північного берегу затоки. Хвильові коливання від сходу і південного сходу змінили режим розвитку коси Джарилгач, а її сучасна динаміка відрізняється від тої, під впливом якої сформувалась основна частина коси. Надводний півострів перетворився в цоколь Бакальської балки, а Каланчацькі осушки в Ягорлицьку стадію – в цоколь Чурюмської коси, яка пізніше була затоплена і стала основою двох мілководних балок – Чурюмської і Каланчацької. Позитивні структури пологих складок, як і в районі Ягорлицької і Тендровської заток, стали руйнуватися хвилями в наслідок абразії, особливо інтенсивно під час нагонів. Так виникли активні кліфи в районі Складовська, на півостровах Дангельтип, Хорли, Домузгла. В депресії пологих зморшок інгресували морські води і

утворили ряд заток: Каржинська, Каланчацька, Широка, Перекопська та ін.. Так і самі найбільші затоки (Ягорлицька, Тендрівська Джарилгацька) також є результатом сукупного процесу: статичним підйомом рівня моря і тектонічними зниженням. [24]. Загальні контури берегових ліній на сучасній стадії визначені початковим корінним рельєфом, якій підвергався затопленню морем і переробки екзогенними процесами.

В залежності від геологічної будови узбережжя між Дніпровським лиманом і Кримським півостровом знаходиться розвиток абразійних, акумулятивних, еолових процесів, умови постачання наносів в берегову зону, особливості господарського освоєння берегів та прилеглих ділянок суходолу. Дані про геологію регіону є в різних літературних джерелах (автори В.К. Заморій, В.П. Зенкович, О.П. Андрияш, М.В. Веклич, Г.І. Горецький та ін.).

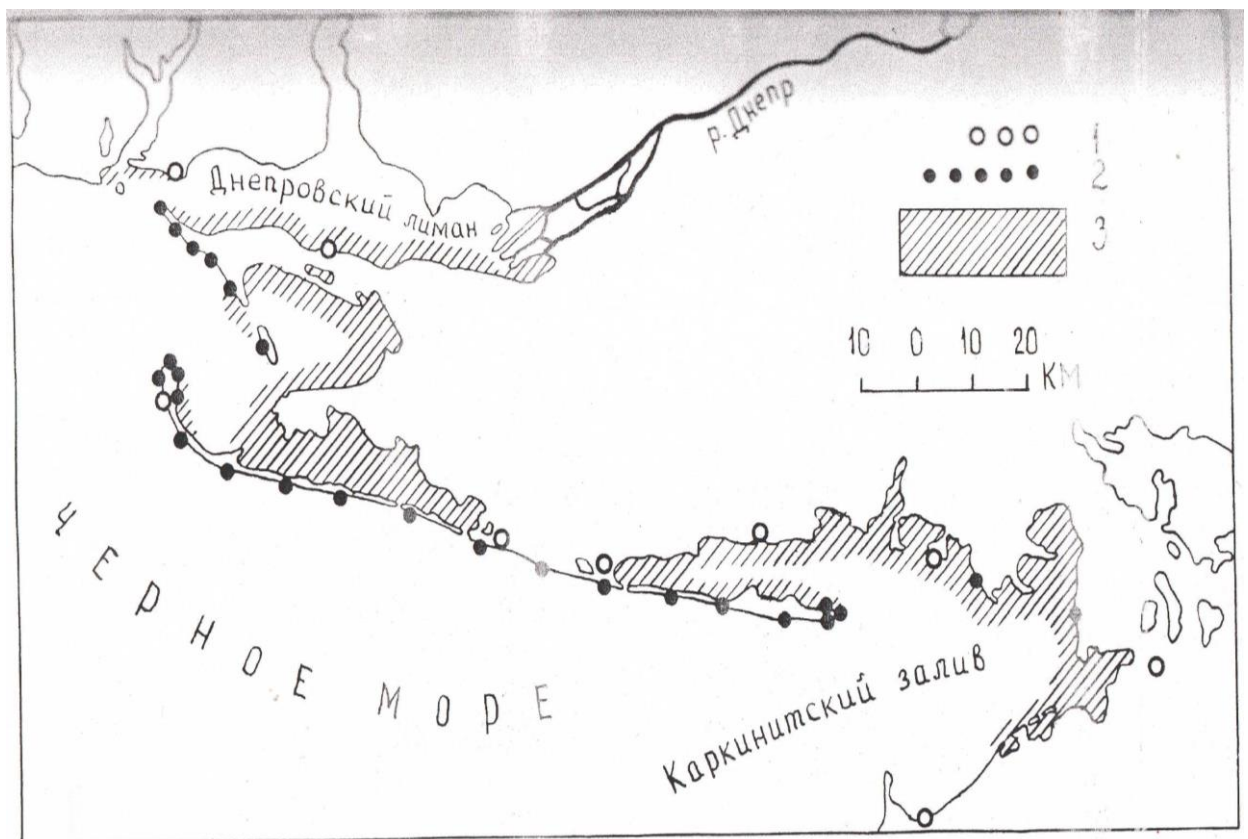


Рисунок 1.3 – Схема вимірювання вітро-хвильової енергії на ділянках відкритої частини Каркінітської затоки.[24].

В районі Дніпровського лиману добре проглядається стара долина Дніпра, стародавня долина Дніпра в неогенових лесовидних суглинках N_{1m} і вапняки N_{2p} . Сама долина сучасного Дніпра виникла в карандагський час, коли річище Пра-Дніпра завершило міграцію в західному напрямку. Складено річище пісками і глинами aQ_{111-ly} , що вказує на зміну морського дна на континентальний режим розвитку в районі Кінбунського півострова (17). В голоцені тут відкладались піски та мушлі, товща яких складає 19-20 метрів. В товщі піщано-мушлевих відкладів mQ_{ly} проглядаються сліди міграції річкового річища в вигляді алювіальних ілів і піщаних валів [20].

В західній частині Кінбунського півострова й далі на південний схід за розрізом 1 -1 чітко виділяються стародавні річкові русла. Причому їх вік стає молодшим в північно – західному напрямку, що підтверджує факт зміщення нижньої течії Пра-Дніпра на захід. Ложа цих річищ також заповнені алювіальними пісками, з незначними домішками мушлі, містами – глинистими. З середнього голоцену, під час континентальних етапів алювіальні відклади були перероблені хвилями і вітром, що призвело до утворення сучасних акумулятивних форм: Північної і Південної Кінбунських кос, островів Круглий, Довгий, багато чисельних пляжів. [24]. Це пов'язано з підвищенням кількості пляжеутворюючих фракцій в коренних алювіальних и алювіально-морських осадках Q_{i-ly} які витримали еолову сортировку. Джерелом сучасних прибережно-морських наносів також є мушля і мушлевий детрит, їх кількість, очевидно, була більш значною, усі товщі, що залягають в сучасній береговій зоні і перероблюються хвилями, насичені мулевим матеріалом. Ці піщано-мушлеві наноси розповсюджені на підводному схилі і на березі від мису Очаківського до південного берегу Ягорлицької затоки. Тільки на захід від мису Очаківський і півострова Ягорлицький Кут залягають глинисті і лісо видні відклади.

Таким чином, по західному краю Кінбурнського півострова, і на південний схід в зоні сучасної хвильової переробки опинились в основному піщані і піщано-мушлеві відклади голоцену. Тіла Тендрівської і Джарилгацької кос складає новоевксінська товща прибережно-морських наносів. Ці коси розділяються позитивною структурою. Починаючи з куюльницького часу, при трангресійно-регресивних змінах в процесі хвильової переробки алювіальних, еолових і делювіальних відкладів наноси переміщувались на північ. В континентальному режимі розвитку їх накоплення підвергались впливу еолових, річкових, озерних факторів. Наприклад, сліди древніх річкових долин знайдені у сучасності західної кінцівки Тендрівської коси, в її східній частині, у коріння коси Джарилгача, на схід від дістали Джарилгача. Характерно, що в західному напрямку від Перекопського перешийка вік алювіальних відкладів в древніх річищах стає молодшим. Ця особливість може бути одним з при знаків того, що річище Дніпра зміщувалось на захід.

Поперечні розрізи показують, що максимальні швидкості осадко накопичення приурочені до пологих схилів, які повернути у бік моря, або до рівних поверхонь – своєрідних полиць, утворених поверхнями вирівнювання або структурними елементами. При не достатку наносів в відерних структурах закладались затоки і лимани, а в них осадки у вигляді ілів з характерною євригалінною мікрофауною. Крупні акумулятивні форми є наслідком ними від карангатського часу, але тоді вони розташовувались мористій. Вони відділяли крупну лагуну. [20,21]. В подальшому стара акумулятивна форма, корінні осадові породи і лагунні відклади на протязі постплейстоценової трангресії перетерпіли хвильову і субаеральну переробку. В наслідок чого утворився запас наносів. Цими наносами були складені коси Тендра і Джарилгач.

При сучасному рівні моря на позначках мінус 10-15 м і вище залягають піски алювіальні, алювіально-морські еолові, суглинки лісові, глини континентальні і морські, піски з домішками мушлі. Характерно, що вздовж материкового північного берега Джарилгацької, Перекопської і інших заток розповсюджені лесово-глинисті осадові породи. В той же час на західному фланзі регіону переважають піщано-мушлеві відклади. На корінній ділянці між Тендрівською і Джарилгацькою косами в зону хвильової переробки потрапляють алювіальні і еолові піски, а також левові дні суглинки, як і в центральній частині Тендрівської коси. Така геологічна будова узбережжя показує вплив на потрапляння наносів в берегову зону, особливо таких, з яких утворюються пляжі. На ділянках розташування крупних кос, потужність відкладів яких перебільшує 15 м, в зону хвильової переробки попадають ново чорноморські піщано-мушлеві відклади. [26,27].

Для оцінки ролі геологічної будови узбережжя в постачанні наносів в берегову зону потрібно розглянути гранулометричний склад тих порід і відкладів, які знаходяться в зоні хвильової переробки при сучасному рівні моря.

В цьому випадку найбільшу цікавість представляють частки крупніші ніж 0,1 мм, так як в Дніпровсько-Каркінітський береговій області Чорного моря на них припадає основна маса (до 99,5-99,7%) пляже утворюючого матеріалу.

Алювіальні відклади (перифірійно-ріщова і підтоплена фракція aQ_{1-ly} представлені середньо- та дрібнозернистими пісками з примісом мушлі. До спектру крупності підпадають частки від 0,01 до 11, 2 мм. Найбільшою є фракція дрібнозернистого піску (0,1-0,25 мм), вміст якої в різних пробах змінюється від 31,5 до 89,8% (середнє 57%). На другому місті знаходиться фракція середньозернистого піску (0,25-0,5) вміст від 6,0 до 37% (середнє 17,9%). В деяких пробах (близько 15%) знайдена мушля і гравій корінних порід, за рахунок чого фракції крупніше 1,0 мм

складають від 0,2 до 29,5%. Алевритові і пилуваті частки (дрібнозем) розподілені не рівномірно. Більш за все їх знаходять в східній частині регіону, найменше в західному регіоні. Зміст дрібнозему становить 0,5-15,4%, середнє 6,9%. Алевритових і пильоватих часток міститься більше в пісках периферійно-річної фракції, менше в пісках базальтових горизонтів. [23,24].

Еолові піски відрізняються в цілому меншою крупністю і кращою відсортованістю. Пересічний вміст фракції 0,1-0,25 мм складає 4,7%, а 0,25-0,5 мм – 17,2%, алевритово-пелітові фракції 13,2%. Осади еолової фації домінують в районах Кінбурзького півострова, Тендрівської затоки і північної частини коси Джарилгач. Глини і суглинки різних фацій неоднорідні з механічним складом. Загалом спостерігається збільшення піщаних і більш дрібних часток в напрямку з сходу на захід. Глиняна товща неоднорідна, в ній іноді зустрічаються прошарки піску, супіні, карбонатні стяжиння („журавчики”), базальні горизонти.

1.2 Температурно-кліматичні фактори формування солоності вод Каркінітської затоки

Особливістю цієї зони є її клімат, який обумовлений географічним розташуванням території в межах Чорноморського узбережжя українського степу та характеризується великою кількістю світла та тепла. Особливості клімату визначаються найважливішими факторами кліматоутворення: радіаційним режимом, впливом Чорного моря та характером рельєфу. Клімат зони відповідає клімату півдня Східної Європи і характеризується як помірно-континентальний.

Температурний режим

Термічні умови курортної зони формуються під впливом радіаційних факторів, атмосферної циркуляції та характером підстилаючої поверхні. В зимовий період термічний режим визначається атмосферою циркуляцією, а в теплий період року залежить в

основному від радіаційних факторів. Значною мірою на температуру повітря впливає Чорне море [21].

Середньорічна температура повітря в курортній зоні складає $+10^{\circ}\text{C}$. Найбільш холодним є січень із середньомісячною температурою $-2,6^{\circ}\text{C}$, а найбільш теплий – липень із середньомісячною температурою $+22,9^{\circ}\text{C}$. Завдяки теплому впливу Чорного моря в осінній період температура повітря значно вища ніж весною. Абсолютний мінімум температури відмічався у лютому і складав -29°C , а абсолютний максимум – у липні $+38^{\circ}\text{C}$.

Вологість повітря

Середньорічна відносна вологість складає 77% і досягає максимального рівня у грудні (88%). Мінімальний середньомісячний рівень відносної вологості припадає на липень-серпень (66%). У добовому ході максимального рівня відносна вологість досягає перед сходом сонця та стає мінімальною у післяполудневий час [24].

Атмосферні опади формуються при переміщенні морських повітряних мас з Атлантики та Середземного моря, а в посушливі періоди пов'язані з антициклонною діяльністю. За рік у курортній зоні в середньому випадає 321-343 мм опадів.

Річний хід випадання опадів відмічений двома максимумами (грудень і червень) та одним мінімумом (лютий-березень).

Значні аномалії опадів звичайно є наслідком аномалій у розвитку циркуляційних процесів. Надлишок опадів протягом всього року пов'язаний з проходженням та розвитком циклонів.

Середньомісячний максимум випадання в курортній зоні досягає 157 мм і припадає на червень, середньодобовий – 62 мм припадає на травень.

В курортній зоні переважають рідкі опади - дощ та мряка; тверді опади – сніг, крупа, щороку спостерігається з листопада по березень.

Початок і кінець сезонів у районі не співпадає із звичайним календарним діленням. Початок кожного сезону визначається характером погодних умов, а перехід від сезону до сезону відбувається поступово.

Весна в районі рання і відносно недовга. Кліматичний режим весни визначається не тільки циркуляційними, але вже й радіаційними умовами. Характерною рисою цього періоду є зростання сум сонячної радіації, викликаного значним збільшенням висоти сонця над горизонтом, і кількості годин сонячного сяння. Усе це відбувається з появою погод теплого періоду. Середня багаторічна дата переходу температури через 0°C – 2 березня. Однак, майже весь березень ще холодний і перехід температури через 5°C відмічається лише до 31 березня.

Район Скадовського узбережжя в силу географічного положення доступний впливу повітряних мас різноманітного походження. У весняний період головними повітряними масами є тепле повітря помірних широт і рідше – арктичне повітря континенту, що викликають контрасти, знижуючи температуру повітря в окремі дні до -10°C і підвищує її до 25°C . Останні приморозки згідно з даними багаторічних спостережень у м. Скадовську відмічаються 10 квітня.

Літо триває з початку травня до кінця вересня. У літній період характерні стійкі сонячні, спекотні і сухі погоди з максимальною температурою повітря в окремі дні до $30-35^{\circ}\text{C}$, середня температура червня – $22,9^{\circ}\text{C}$, максимальна – 30°C , мінімальна – 9°C . Вологість у літній період досягає мінімуму в червні-липні, коли вона складає 61-65%. Це зменшує, у свою чергу, процент повторення температурних й дощових погод у літній період. Мінімум їх відзначається у липні-серпні (лише 15%). Літні опади несуть, як правило, дощовий характер і супроводжуються грозами, максимум яких припадає на червень – липень, і згідно з даними багаторічних спостережень дорівнює 5-6 дням на місяць. У середині вересня відбувається зменшення кількості годин

сонячного сяння і полуденної висоти сонця, що супроводжує зменшення сумарної сонячної радіації. Це є однією з характерних рис переходу від літнього кліматичного режиму до осіннього.

Осінь у районі звичайно тривала, тепла і суха. Початок осені ще характеризується перевагою сонячної помірно вологої погоди.

Циркуляційні процеси активізуються, що робить погоду восени менш стійкою, але все ж таки на фоні загальної зміни класів погод відмічаються такі контрастні погоди, як сонячна, помірно волога і дощова, які утримуються протягом 8-10 днів. Пізньої осені в період короткочасного установлення тепла максимальної температури повітря може досягнути 20⁰С, тоді як холодні вторгнення знижують температуру в окремих випадках до -8⁰С. Останні сприяють утворенню погоди з переходом температури повітря через 0⁰С. Повторення її поступово збільшується і вже в листопаді складає 40%.

Зима починається на початку грудня. Вона тут помірно м'яка, середня температура найбільш холодного місяця (січня) -2,6⁰С, мінімальна - 28⁰С, максимальна +23⁰С. Переважними погодами в зимовий період є погоди з відлигою, помірно морозні. Кількість опадів взимку невелика, середньомісячна їх кількість для зимових місяців 21-30 мм. Перша поява снігу помічена у вересні, а остання у квітні. Сніговий покрив нестійкий, товщина його не перевищує 2-5см.

Льодовий режим прибережних вод

Прибережні води Чорного моря між мисом Картказак і Дніпровським лиманом замерзають в зимовий період доволі часто. [19,24]. Цьому сприяють відмінні температури повітря та переохолодження води відносно позначки замерзання. Переважає морський лід, а в районі Кінбурнського півострова суттєве значення має річковий, що виноситься з Дніпро-Бугського лиману. Окрім температурних умов, на льодовий режим значно впливає, те що берегова

лінія дуже порізана, багато чисельні бухти і затоки мілководні, солоність нижче 22‰.

В Джарилгацький, Каржинський, Гіркий, Широкий, Каланчацький, Перекопський, Тендрівський та Ягорлицький затоках 10-бальний лід буває не щорічно. За минули майже 100 років на протязі 18 зим припаю не було. За одну зиму може спостерігатись декілька замерзань. Наприклад, в зиму 1944-1945 років кількість замерзань досягла 10. З 18 яких зим замерзання спостерігалось тільки в 11 випадках, а в інші зими замерзань не було.

Кількість днів з повним замерзанням змінюється в широких межах, в середньому в суворі зими спостерігалось 72 дні зі сполошним льодом, в помірні – 49 днів, а в м'які -22 дні. Найбільше днів повного замерзання спостерігалось в суворі зими 1954-1955 рр. – 98 днів, 1971-1972рр. – 102 дні, 1984рр 91день (10 балів). Дати з замерзанням води коливаються в значних проміжках. Саме раннє замерзання води було 02.12.1931 р., а саме пізніше з повторних 14.03.1933 р., з перших 4.02.1948 р. Середня дата замерзання припадає на 2 січня. Явної залежності між датами повного замерзання і ступенем сировості зими може не спостерігатися. Нормальне замерзання може спостерігається як в м'які зими (наприклад 24.12.1929 р), так і в суворі (наприклад 26.12.1928р. і 24.12.1934 р.). В помірні зимі може спостерігатися раннє (11.12.1945 р.) і більш піздне (30.01.1956 р) і (30.01.1956 р.) замерзання.. В якості ілюстрації можна привести данні по північному берегу затоки Джарилгач (табл..3). В більшості випадків замерзання буває нестійким: 10-бальний лід (припай), утворившись зберігається декілька днів, зникає і з'являється знов. Стійке замерзання звичайно спостерігається декілька пізніше першого [19,24, 29].

Тривалість льодового сезону в різні роки коливаються від 12 до 142 днів. Також, як і дата першого замерзання, тривалість льодового сезону мало залежить від ступеню суворості зими. В суворі зими

тривалість льодового сезону коливається від 91 до 142 днів, в помірні – від 59 до 120 днів, а в м'які – від 32- до 95 днів. Однак, кількість днів з льодом на протязі льодового періоду залежить від суворості зими. Середня кількість днів з льодом в м'які зими досягає 34, в помірні – 72, в суворі – 104 дні. Але в окремі зими ці значення значно відхиляються від пересічних. Наприклад, в м'яку зиму 1929-1930 рр. було 74 дня з льодом (на 40 днів більше пересічного значення), в помірну зиму 1933-1934 рр було 96 днів на 24 менше середнього), а в сувору зиму 1935-1936 рр. було 82 дня зі льодом (на 22 дня менш пересічного). . Мабуть такі відхилення спостерігаються в тих випадках, коли м'яка і суворі зими знаходяться на межі помірної, а помірні – на межі суворі і м'якої.

Товщина криги досягає в суворі зими 0,5-1,0 м, в помірні -0,4-0,5, в м'які – 0,3-0,35 м. Як правило, замерзання настає при температурі води $-0,8^{\circ}\text{C}$ до $1,0^{\circ}\text{C}$, при солоності 15-18‰. В західному, Придніпровському районі де солоність нижча (5-12‰), замерзання відбувається при більш низькій температурі. В Каркінітській затоці можливе повторне замерзання при температурі води від мінус $0,2^{\circ}\text{C}$ до мінус $0,5^{\circ}\text{C}$. Вся берегова лінія регіону , за виключенням зовнішньої морської сторони кос Гендра і Джарилгач, буває повністю блокованою льодом лише у суворі зими. Таким чином, лід відіграє суттєву роль в морфології і динаміці берегової зони Чорного моря, особливо в даному регіоні. По перше він блокує береги від дії еолового фактору під час льодоставу, зменшує вплив хвиль.

В умовах відмілин підводних схилів механічно діє на прибережне дно і берег. Цьому сприяє і сонно-нагоні явища. І саме важливе він є регулятором запасу наносів в береговій зоні і сприяє виносу осадових матеріалів у відкрите море.

1.3 Вітро-хвильовий режим

Режим вітрів в північно-західній частині Чорного моря визначається загальними закономірностями атмосферної циркуляції на півдні Європейської частини Євразії. Ця циркуляція є наслідком впливу центрів високого та низького тиску. Спостереження проводились на 9 прибережних станціях (Рис.1.3) Для зимового сезону (грудень лютий) характерним є переважання північно-східного, східного і північного напрямків, тобто ці вітри є береговими для більшості районів берега між Дніпровським лиманом і Кримським півостровом. [20,24,26]. Лише в східній кінцевій частині коси Джарилгач східні та північно – східні вітри створюють умови для переміщення наносів на захід. Біля північного берега Джарилгача вони створюють нагони у західного і північного берега (повернутого в затоку) Тендрівської коси. Вони можуть оказувати вплив на південний берег Ягорлицького заливу. Повторюваність вітрів північно-східного, східного і північного румбів складає 47,4% в середньому за багаторічний період. Найбільшу повторюваність мають ватри цих напрямків зі швидкістю 2-5 та 6-10 м/с 33%, але взимку значна частка швидкостей 10-15 (19%) і 16-20 м/с (4,5%). Вітри зі швидкостями більш 20 м/с припадає 0,46% зимового часу.

Для весняного періоду характерне постійне послаблення північного і північно-східного напрямків і посилення вітрів південного. Наприкінці весни посилюється вплив південно-східних вітрів, і вони стають основними. Значно виділяються вітри 0-6 м/с [11].. В літку інтенсивність вітрового переносу падає ,що відзначається в зниження повторюваності вітрів зі швидкістю більш 6 м/с. В зв'язку з активізацією Азорського мінімуму, спостерігається деяке збільшення північно-західного вітрового переносу, особливо в серпні. Переважають швидкості менш 6 м/с.

Восени відбувається зміщення піків кривих розподілу градацій за швидкостями вітру в бік більш високих позначок Змінами являються

скорості вітру, зокрема, більш 10 м/с. Знову посилюється вплив північно-східного, північного, східного переносу в сумі 42%. Однак ще значна частка швидкостей 2-6 м/с (40%), але вже збільшується частка швидкостей більш 15 м/с (4%).

Аналіз вітрового режиму показує, що в холодний період року середньомісячна швидкість вітру досягає 7 м/с. В тепле півріччя вона знижується до 2-5 м/с в 1,5-4,0 рази. Між річна змінність швидкостей найбільш висока в зимові місяці, середньоквадратичні відхилення складають 1-2 м/с. В літку вони знижуються до 0,5-0,9 м/с. Середньоквадратичні відхилення пересічної швидкості складають за рік 0,3-0,9 м/с. Середньоквадратичні відхилення пересічної швидкості складають за рік 0,3-0,9 м/с. За румбами найбільші пересічні швидкості характерні до північно-східних і східних 4,0-6,3 м/с. Мінімальні швидкості повторюються від південного сходу. Відзначаються співпадіння мінімальних пересічних швидкостей і мінімальних повторювань за румбами; найбільшій повторюваність характерна для північних, північно-східних і східних вітрів, найменша – південний схід і схід за всіма прибережними станціями. З переміщенням від Дніпровського лиману в напрямку Перекопської затоки зростає роль східних, особливо схід – південний – схід румбів.

Для аналізу динаміки сольового режиму берегової зони моря, велике значення мають вітри зі швидкістю більш ніж 10 м/с. Вони повторюються в усі пори року. Але найбільш часто і довгостроково вони відзначаються в холодну пору року – з листопада по березень. Загалом по регіону буває 44 - 57 випадків сильних вітрів, в деякі роки – до 72 – 75 випадків. Кількість випадків з сильним вітром за Місяць змінюється за пересічними даними від 1 - 2, до 6 - 8, максимум до 10 - 13. З квітня повторюваність сильних вітрів суттєво зменшується, а мінімум досягається в липні. [1, 5]. Сильні вітри в середньому тривають 18 - 21 годину, але в окремих випадках значно більше. Навіть влітку

сильний вітер може тривати безперервно протягом 1 - 2 діб, а взимку в 2 - 5 разів більше.

Режим вітрів в північно-західній частині Чорного моря визначається загальними закономірностями атмосферної циркуляції на півдні Європейської частини Євразії. Ця циркуляція є наслідком впливу центрів високого та низького тиску. Спостереження проводились на 9 прибережних станціях (рис. 25). Для зимового сезону (грудень - лютий) характерним є переважання північно-східного, східного і північного напрямків, тобто ці вітри є береговими для більшості районів берега між Дніпровським лиманом і Кримським півостровом. Лише в східній кінцевій частині коси Джарилгач східні та північно – східні вітри створюють умови для переміщення наносів на захід. Біля північного берега Джарилгача вони створюють нагони у західного і північного берега (повернутого в затоку) Тендрівської коси (рис.25). Вони можуть оказувати вплив на південний берег Ягорлицького заливу. Повторюваність вітрів північно-східного, східного і північного румбів складає 47,4% в середньому за багаторічний період. Найбільшу повторюваність мають ватри цих напрямків зі швидкістю 2-5 та 6-10 м/с 33%, але взимку значна частка швидкостей 10-15 (19%) і 16-20 м/с (4,5%). Вітри з швидкостями більш 20 м/с припадає 0,46% зимового часу.

Для весняного періоду характерне постійне послаблення північного і північно-східного напрямків і посилення вітрів південного. Наприкінці весни посилюється вплив південно-східних вітрів, і вони стають основними. Значно виділяються вітри 0-6 м/с. В літку інтенсивність вітрового переносу падає ,що відзначається в зниження повторюваності вітрів зі швидкістю більш 6 м/с. В зв'язку з активізацією Азорського мінімуму, спостерігається деяке збільшення північно-західного вітрового переносу, особливо в серпні. Переважають швидкості менш 6 м/с.

Восени відбувається зміщення піків кривих розподілу градацій за швидкостями вітру в бік більш високих позначок (рис.27а) Змінами являються скорості вітру, зокрема, більш 10 м/с. Знову посилюється вплив північно-східного, північного, східного переносу в сумі 42%. Однак ще значна частка швидкостей 2-6 м/с (40%), але вже збільшується частка швидкостей більш 15 м/с (4%).

Аналіз вітрового режиму показує, що в холодний період року середньомісячна швидкість вітру досягає 7 м/с. В тепле півріччя вона знижується до 2-5 м/с, в 1,5-4,0 рази. Між річна змінність швидкостей найбільш висока в зимові місяці, середньоквадратичні відхилення складають 1-2 м/с. [1 - 5]. В літку вони знижуються до 0,5-0,9 м/с. Середньоквадратичні відхилення пересічної швидкості складають за рік 0,3-0,9 м/с. Середньоквадратичні відхилення пересічної швидкості складають за рік 0,3-0,9 м/с. За румбами найбільші пересічні швидкості характерні до північно-східних і східних 4,0-6,3 м/с. Мінімальні швидкості повторюються від південного сходу і сходу. Відзначаються спів падіння мінімальних пересічних швидкостей і мінімальних повторювань за румбами; найбільшій повторюваність характерна для північних, північно-східних і східних вітрів, найменша – південний схід і схід за всіма прибережними станціями. З переміщенням від Дніпровського лиману в напрямку Перекопської затоки зростає роль східних, особливо схід – південний – схід румбів.

Для аналізу динаміки берегової зони моря, велике значення мають вітри зі швидкістю більш ніж 10 м/с. Вони повторюються в усі пори року. Але найбільш часто и довгостроково вони відзначаються в холодну пору року – з листопада по березень. [15]. Загалом по регіону буває 44_57 випадків сильних вітрів, в деякі роки – до 72 – 75 випадків. Кількість випадків з сильним вітром за Місяць змінюється за пересічними даними від 1 - 2, до 6 - 8, максимум до 10 - 13. З квітня повторюваність сильних вітрів суттєво зменшується, а мінімум

досягається в липні. Сильні вітри в середньому тривають 18 - 21 годину, але в окремих випадках значно більше. Навіть влітку сильний вітер може тривати безперервно на протязі 1 - 2 діб, а взимку в 2 - 5 разів більше.

В зимові місяці сумарна тривалість періодів з сильним вітром за пересічними даними може перебільшувати 170 годин, а влітку до 40 годин. В окремих випадках сумарна тривалість сильного вітру може досягати 305-310 годин, але бувають випадки коли вони зовсім відсутні, особливо влітку. Наприклад, по району коси Джарилгач вітри зі швидкостями 16-25 м/с повторюються в 7% тривалістю року, а 26 м/с і більше – 0,2%. Максимальна зареєстрована швидкість дорівнюється 40 м/с. Напрямок переважаючих сильних вітрів суттєво залежить від пори року. [25]. Так, з березня до кінця червня переважають вітри південного напрямку, а в липні - серпні північного, в вересні-грудні північно-східного, як і над всією північно-західною акваторією Чорного моря . Характерною особливістю є рівнозначність вітра з швидкостями 10-15 м/с за всіма напрямками. В той же самий час виділяються напрямки Пн і Сх. З швидкостями 16 м/с і більш , які повторюються в 4-5 раз частіше, ніж за Пд - Сх і Пд. Напрямами, і в 4 рази частіше вітрів інших напрямків. В верхівці Каркінітської затоки вітри зі швидкостями 20 м/с і більше бувають щорічно і по всім румбам. Наприклад, в січні 1909 р і лютому 1915р. вітер Сх – Пд - Сх напрямку досягнув 28 м/с, в лютому 1915 р Пнях – 28 м/с, в березні 1917р Зх - Пд - Зх – 34 М\с, в квітні 1935 р Пд - Зх – 34 м/с, в травні 1914 р. Пд - Сх 28 м/с. В червні 1909 р Пнях – 24 м/ м/с, в липні 1910 р ПнСхСх25 м/св. Серпні 1906 - 1917рр і 1928-1941 рр швидкість вітру не перебільшувала 20 м/с, ва в вересні 1912 - 1914 рр і 1934 р – 34 м/с від Пнях, а грудні 1928 і 1936р. спостерігалась швидкість 34 м/с від Пнях, Пнях, ЗхПдЗх, в грудні 1940 р зареєстрован вітер від Пд. І Пд - Зх швидкістю 40 м/с. Подібна ситуація склалась в останні роки, наприклад, в листопаді 1976 р вітер досягав 32 м/с від Пд. І

Пд - Зх, в грудні 1979р -36 м/с від Сх – Пд - Сх, в листопаді 1981р-27 м/с відун і Пнях. В грудні 1989 – 26 м /с від Пд – Пд - Сх і Пд – Сх.

Для цієї ділянки Чорного моря основним типом хвиль є вітрові. За багаторічними спостереженнями, їх повторюваність в районі між Кінбурською протокою і Тендрівською косою складає 89%. Припадає 9%. На штиль – 2%. Між оголовком Тендри і селищем Залізний Порт – відповідно 82%, 10%, 8%, а в верхівці Каркінітської затоки – відповідно 91%, 2%, 7%. Ці дані свідчать про щільну залежність режиму хвилювання від режиму вітрів, що є характерним загальом для Чорного моря. Ось же хвильові і вітрові течії найбільш вірогідно пов'язані з дією вітру, також як і кратнотермінові коливання рівня, які активно впливають на морфо- і літо динамічні процеси в береговій зоні. Треба зауважити, що довгострокових інструментальних спостережень за хвилями в даному регіоні моря не проводилось. Епізодичні спостереження виконувались на гідрометеостанціях „Очаков”, „Тендрівський маяк”, „Залізний Порт”, „Скадовськ”, „Хорли”, „Маяк Джарилгач”. Тривалість таких спостережень звичайно складає безперервно декілька місяців або років в різні проміжки часу, перериваючись та знов починаючись. За винятком ГМС „Очаків”, де до 1960 року ряди складали 55 років. Тому матеріали за хвильовими спостереженнями більшістю дослідників цього регіону були отримані в основному за даними аналітичних розрахунків по кореляції зі станціями, де ряди більш тривалі, з урахуванням місцевих умов, поінтерполяції короткострокових спостережень.

Умови розвитку хвиль відрізняються від інших регіонів Чорного моря по-перше суттєвою зрізаністю берегової лінії, а значить більшій мінливістю експозиції берега по відношенню до хвиль того чи іншого напрямку. На розвиток хвиль оказує вплив рельєф підводного схилу. В районі Кінбурської коси, Одеська балка гасить хвилю, як в верхівці Каркінітської затоки це робить Байкальська , Чюрумська і Каланчацька

балки. Не однозначні довжини розгону хвиль від півдня, сходу, заходу, а на більшості ділянок північні хвилі не розвинені. На мілководдях напівзачинених заток Ягорлицької, Тендрівської, Джарилгацької, Широкої, Перекопської насправді формується особистий хвильовий режим, який мінімально пов'язаний з хвилюванням відкритого моря. Прямий вплив хвиль відкритого моря зачіпляє тільки зовнішній берег великої абразійно-аккумулятивної системи Тендра-Джарилгач.

В районі Тендрівської коси, де акваторія найбільш доступна для розвитку хвиль найбільших розмірів, частіше за все повторюються хвилі (в середньому 47% за рік) висотою 0,25 м и менше. [19,20,22]. Для них характерна і найбільша забезпеченість – 71%. Хвилі висотою 1 м мають повторюваність 5% (забезпеченість 1%). Висота 2 м – 0,7% (1,0%), 3 м – 0,04% (0,1%), а 4 м – 0,01% (0,03%) на глибинах 7-8 м. Напроти коси Джарилгач на глибині 10 м мають розвиток хвилі висотою 3,3 м при пересічній довжині 83 м, а на глибині 5 м – відповідно 3 м і 60 м. Значно менші розміри хвиль в східній частині Каркінітської затоки і в Кінбурської протоки. Тут максимальна висота хвиль від півдня дорівнюється 2,4 м, від заходу 2,2 м, сходу 1,4 м а з півночі в Каркінітській затоці і на південний схід від острова Довгий 1,8 м.

Частіше за все в цьому регіоні Чорного моря повторюються хвилі, висота яких складає менш 0,25 м – від 45% до 55% за даними різних метеорологічних станцій. Звичайно вони проходять від заходу і північного-заходу, а в верхівці Каркінітської затоки від півночі і північного сходу градації висот хвиль 0,26-0,75 м бувають у середньому 22,6% річного часу; 0,76-1,25 м – 17,5% випадків, а 2-3 м – в 1,3% випадках, з яких від заходу 0,5% і ввід північного заходу 0,4%. Ці хвилі особливо активно впливають на береги Кінбурнського півострова, Тендрівської затоки і оголовку Тендрівської коси. В цьому районі пересічні висоти хвиль біля коси досягають 0,4-0,5 м, а максимальні 3,5-

4,1 м, біля півострова відповідно 0,3-0,4 м і 2,0-2,5 м в усі пори року [24,27].

На схід в бік верхівки Каркінітської затоки пересічні і максимальні розміри хвиль зменшуються, а в Тендрівській, Джарилгацькій, Ягорлицькій і Перекопській затоках вони не перебільшують відповідно 0,2 м і 1,3 м

При розвитку хвиль різних розмірів, береги і берегові споруди витримують хвильовий тиск різної сили. Загалом з ростом хвилі зростає і сила удару за гіперболічному криволінійному закону, чим більше висота хвилі на вході в берегову зону. На відмілих берегах значна частина енергії хвиль витрачається на утворення вітро-хвильових течій різних типів.

РОЗДІЛ 2

СТАН СОЛОНОСТІ ПРИБЕРЕЖНИХ ВОД КАРКІНІТСЬОЇ ЗАТОКИ ЧОРНОГО МОРЯ

2.1 Історичні аспекти формування солоності прибережних вод Каркінітської затоки

Каркінітська затока – найбільша затока в північно-західній частині Чорного моря район, в складі якої можна виділити Егорлицьку, Тендривську, Джарилгацьку та Перекопську затоки, та ще кілька більш менших заток. Значний вплив а екологічний стан затоки здійснює атропогенна діяльність в цій акваторії. Тут знаходиться біосферний заповідник та 2 національних природних парка, 4 реакційних селища, морський порт, більш 100 збросових каналів Краснознаменської та Каховської зрошувальних систем видобуток піску з Каланчацького морського родовища. Це унікальна природна водойма, основну місцем проживання осетрових риб в північно-західній частині Чорного моря.

Протяжність Каркінітської затоки з півночі на південь, від Тендровської коси до м. Тарханкут, становить 130 км, а з заходу на схід - 140 км, глибина досягає 45 м. Північні береги Каркінітської затоки проходять по південним берегам Кінбурського півострова, північним берегам Тендровської затоки, узбережжю між селищами Залізний порт і Лазурне, півнчному берегу Джарилгачьської і Перекопської заток. Виходячи з геоморфологічної структури, Каркінітську затоку можна розділити на дві частини умовною лінією, проходить по о-ву Джарилгач, на захід від цієї лінії розташовується основна частина затоки, а на схід від - мілководдя, яка має розміри з півночі на південь - 44 км, із заходу на схід - 83 км, глибина її сягає 9 м. (Рис.2.1.)

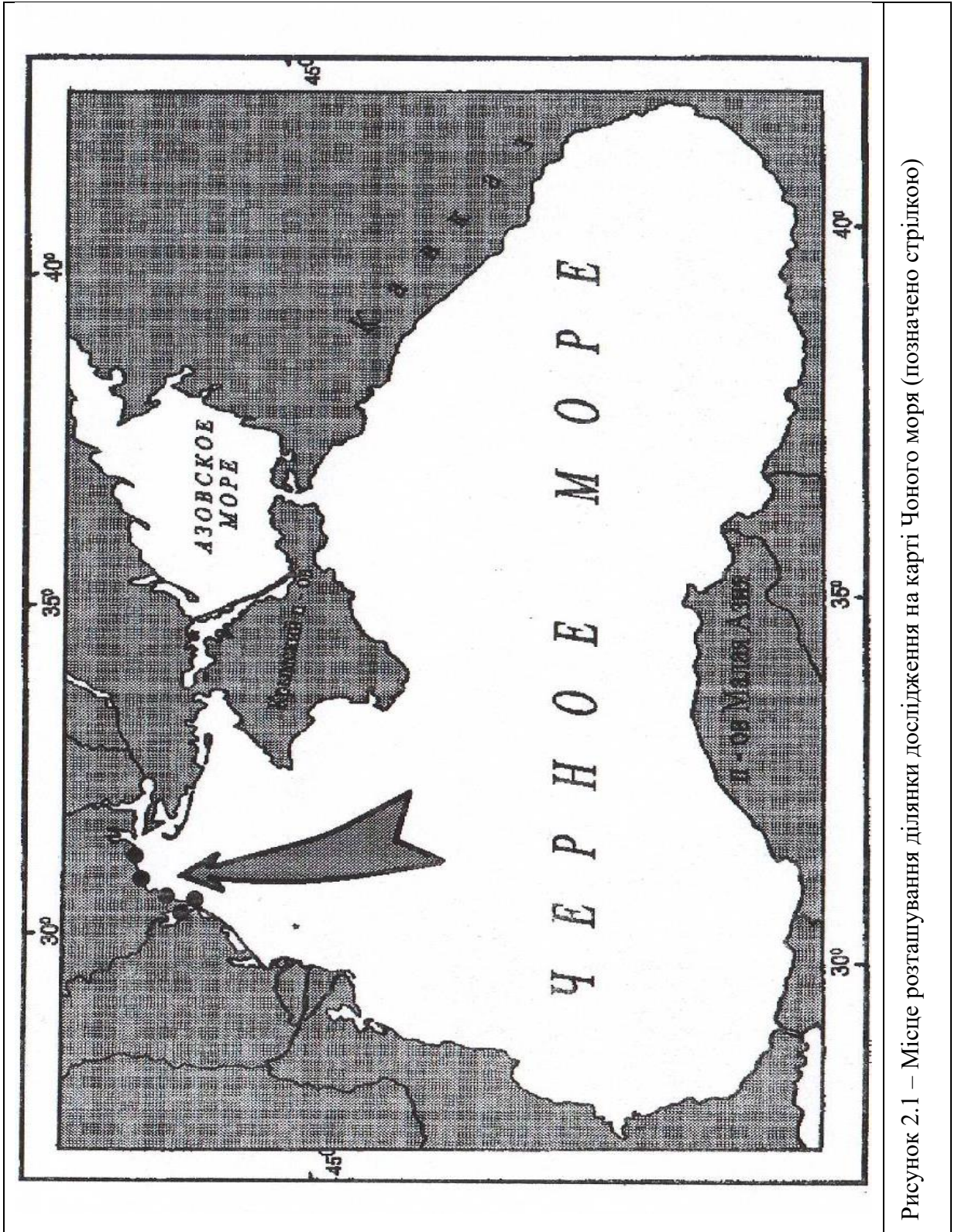


Рисунок 2.1 – Місце розташування ділянки дослідження на карті Чорного моря (позначено стрілкою)

Особливістю цієї частини Чорного моря є те, що режим солоності тут досліджувався переважній більшості епізодично і для відображення багаторічних коливань сононості в цьому районі (особливо східної частини) ми використовували працю науковців Севастопольського гідрофізичного інституту.

Сучасний стан солоності прибережних вод Каркінітської затоки, визначається надходження в затоку вод прилеглих областей моря а також вод суходолу, що поступають річковим стоком, поверхневим і з збросу вод зрошувальних систем. Умови вступу в Каркінітську затоку розпріснених вод північно-західного шельфу і солоних вод відкритої частини моря в істотній мірі визначає динаміка вод зони затоки, поєднаної з прилеглої області відкритої частини моря. Динаміка вод, в свою чергу, залежить від мінливості поля вітру, положення і розмірів антициклонічних круговоротів в північно-західній частині моря, що впливають на гідрологічний режим дніпровських вод [11].

Розповсюдження розпріснених річкових вод поширюється на схід тим далі, чим більше, інтенсивніше антициклонічний кругообіг і чим далі вони розташовані від західного берега Північно-Західної частини Чорного моря. Згідно [2], в більшості випадків вони майже повністю охоплювали цю акваторію і лише в рідкісні роки не досягали Каркінітської затоки.. Розпрісненні води, що надходять з північного заходу або заходу, переміщуються уздовж північних берегів на схід і досягають північно-західного узбережжя Криму, де змінюють свій напрямок на південно-західній.. Проникнення розпріснених морських вод на південь від м. Тарханкут відбувається в певні сезони і місяці [6]. Вважається, що морські води є істотно розпрісненими, якщо їх S солоності менше 17 ‰, слабо розпріснені при $17 < S < 18$ ‰ і солоними (нерозпрісненими) при $S > 18$ ‰.

За багаторічними даними співробітниками Морського гідрофізичного інституту досліджувалась сезонна і внутрісезонна мінливість надходжень розпріснених і солоних морських вод в Каркінітської затоки [13].

Узагальнені відомості про сезонні надходження розпріснених і солоних морських вод в Каркінітської затоки представлені в їх роботі [6]. При реєстрації значного розпріснення вод затоки спостерігалось і локальне надходження вод підвищеної солоності в придонний шар в південно-західній частині затоки, що різко посилювало стратифікацію вод і фронтогенез в його західному і південно-західному районах. У зимовий сезон виявлялося часте надходження в затоку морських солоних вод ($> 18 \text{ ‰}$), які здійснюють адвекцію тепла в західну, південно-західну і центральну частини затоки і підтримують стратифікацію температури і солоності вод в зимовий період в більшій частині акваторії затоки [6].

Для оцінки природної вентиляції і самоочищення Каркінітської затоки в роботі за даними річних гідрологічних зйомок було визначено час поновлення верхнього шару (10 - 16 м) вод затоки при спостереженні в період робіт його масштабному розпрісненню [6]. Це час оцінюється в 11 - 14 діб. Східна частина Каркінітської затоки, що включає в себе Джарилгацьку затоку, Джарилгацьку бухту і Перекопську затоку, істотно виділяється своїми особливостями від основної частини затоки. Визначальними особливостями, що характеризують термохалінної структуру, що впливають на неї і економічний стан східній частині Каркінітської затоки, є її мілководність (не глибше 12 м) і відносна замкнутість від основної частини о-ва Джарилгач, Бакальської коси і мілководній Бакальській балці, де глибина становить близько 3 м [7]. Проникнення вод з основної частини затоки в східну мілководну ускладнено внаслідок її відносної закритості. Води в цю частину можуть надходити з основної частини

затоки у вузькому інтервалі напрямків вітрів від західного до південно-західного і переважно через Бакальську протоку. Обмеженість числа експериментальних даних для цієї частини затоки не дозволяє розрахувати повторюваність реєстрацій розпріснених і солоних вод, щоб порівняти з відповідними даними для основної частини затоки. Однак деякі дані дозволяють сказати, що в усі сезони в цій частині затоки присутні солоні ($S > 18 ‰$) і слабо розпріснені ($17 ‰ < S < 18 ‰$) води. Високосолоні морські води з $S = 19,0 - 21,6 ‰$ спостерігаються в період з червня по жовтень і таке значне їх осолонення обумовлено переважно інтенсивним випаровуванням [8]. Тут спостерігається велика і більш інтенсивна, в порівнянні з основною частиною затоки, сезонна і внутрісезонна мінливість термохалінної структури. За даними [8], незважаючи на відносну замкнутість, з весни до осені в ній можуть спостерігатися значні розпріснення вод. Істотну роль в проникненні в неї розпріснених і солоних вод з основної частини затоки грає вітровий режим. У літньо-осінній період можливі такі вітрові умови, коли проникнення вод в не буде спостерігатися близько двох місяців. З огляду на мілководності і відносній ізольованості районів східної частини затоки, вони менш ніж інші підпадають під вплив динамічних процесів, що протікають у відкритому морі, що в повній мірі відноситься і до затоки. Тому їх води швидко адаптуються до температури повітря своєї акваторії при мінімальному впливі на них вод основної частини затоки. Мінімальна температура тут досягається в січні. Подальше зниження температури вод в цьому районі, не дивлячись на тривале вихолоджування, в січні - лютому загальмовується льодоутворення. Незважаючи на замкнутість затоки, тут можуть спостерігатися істотні розпріснення з весни до осені. Тому існують питання: наскільки часто протягом року, сезону може спостерігатися проникнення розпріснених вод в затоки і чи бувають тут розпріснення

взимку; як часто оновлюються ці води повністю або частково; скільки часу вони можуть перебувати в затоці.

За розподілом прозорості вод (глибина видимості білого диска) можна також судити про стан вод Каркінітської затоки [9]. По прозорості вод в затоці виділені наступні райони. Найбільш схильна до впливу розпріснених вод з Дніпровсько - Бузького лиману і північно-західній частині моря північна частина затоки. Тут води мають низьку прозорість з високою мінливістю. Центральний район в меншій мірі схильний до впливу розпріснених вод через водообмін з північно-західним шельфом, тому тут прозорість в весняно-літній період, що дорівнює 13 м, була вище. Мілководна східна зона, що має дуже обмежений водообмін з північно-західним шельфом, віддалена від впливу розпріснених вод, тут найнижча прозорість (навесні 5,9 м; влітку 5,3 м). Максимальна сезонна прозорість вод характерна для південно-західного району, що має постійний водообмін з північно-західним шельфом і відчуває малий вплив розпріснених вод. Експедиційні дані про термохалінний режим Каркінітської затоки за результатами зйомок в затоці в 2001, 2012, 2013 та 2017 років рр. В останнє десятиліття цілеспрямовані дослідження акваторії Каркінітської затоки не проводилися. У банку даних МГІ вдалося знайти кілька станцій, виконаних в травні 2001 р і в березні 2017 року в південній прибережній частині затоки, у вересні 2012 р і 2013 року в районі Бакальської коси. Місця відбору проб відзначені на р. Для пояснення отриманих в останні роки результатів МДІ на предмет мінливості термохалінної структури вод затоки, нами було здійснено аналіз бази даних МГІ по сезонній динаміці термохалінної структури вод Каркінітської затоки за 70 років [10]. Аналіз багаторічних даних МГІ показав, що у весняний гідрологічний сезон з 55 зйомок тільки на 26 спостерігалось розпріснення вод затоки різної інтенсивності від масштабного розпріснення всієї затоки до слабого локального розпріснення у вигляді перемежування шарів до лінз. У літній

гідрологічний сезон в 29 зйомках з 56 також спостерігалось розпріснення вод затоки, однак на відміну від весняного в літній сезон спостерігалось одночасно.

Така ж ситуація характерна для осіннього гідрологічного сезону. Однак кількість зйомок з спостереженнями розпріснення різної інтенсивності різко зменшується: 18 зйомок з 57 при постійному зменшенні масштабів розпріснення й одночасному збільшенні обсягів надходження вод з підвищеною солоністю в придонні шари. У зимовий гідрологічний сезон надходження розпріснених вод в затоку продовжувала зменшуватися і спостерігалось тільки в 5 зйомках, в той же час виявлено більш інтенсивне надходження вод підвищеної солоності 27 з 34 зйомок надходження таких вод виявлено в 30-ти зйомках. Ці води здійснюють адвекцію тепла і підтримують стратифікацію вод в зимовий період на більшій частині акваторії затоки, включаючи його мілководну східну частину [11] В роботі приведена відповідна інформація за період 1990 – 2005 рр. Включаючи акваторію Каркінітської затоки. Автори відзначають осолонення мілководній частині затоки тільки в березні, в цей же період спостерігалось збільшення концентрації фосфатів, збільшення вмісту нітритів і нітратів, спостерігалось тільки в січні, при цьому збільшення вмісту амонію зазначалося тільки навесні. Оцінюючи наведені характеристики вод Каркінітської затоки, отримані в останні роки, слід відзначити наступне. Розпріснення вод затоки в усі сезони практично не спостерігається. При цьому в травні 2001 р повторилася ситуація, яка спостерігалася по базі даних МГІ навесні 1963 і 1971 рр. Це локально дуже слабе розпріснення в північно-західній частині затоки. Станції, виконані у вересні 2012 і 2013 рр. в районі Бакальської коси, розташовані на мілководді (глибини від 7 до 8,5 м). Тут по вертикалі температура практично не змінювалася (20 ° С), солоність трохи росла на глибині від 17,8 до 18,4 ‰. У зимовий період зйомки (березень 2017 г.) солоність по

вертикалі залишається без змін $S = 18,3 \text{ ‰}$ зі зниженням температури з глибиною з 9 до 6 ° С. Таким чином, хоча дані МДІ за 2001, 2012, 2013 2017 рр. За кількістю виконаних зйомок дуже мізерні, вони фактично виконані в усі сезони, виявлені особливості термохалінного режиму цілком вписуються в окремі ситуації бази багаторічних даних МПІ за 70 років, коли практично не спостерігалось яскраво вираженого розпріснення затоки.

2.2 Методика організації досліджень солоності морської води в береговій зоні

Роботи були виконані під час польового маршрутного обстеження берега Чорного моря. Були обрані характерні ділянки берега (Додаток А) вздовж Кінбрської коси, кіс Тендра і Джарилгач, Тендрівському та Джарилгацькій затоках. На всіх ділянках випробування велося на поверхні води і у дна моря на глибинах 1,0-1,5 м. Зразки відбиралися стандартним батометром-пляшкою, ємністю 1 дм³ в середині червня 2020 року, в жовтні 2020 року, січні 2021 и на початку квітня 2021 року одночасно вимірювалася її температура. Потім вода містилася в чисті пляшки і доставлялася в лабораторію кафедри географії та екології ХДУ. Там вимірювалася щільність води методом ареометрирования [4]. А після цього по температурі і щільності розраховувалася солоність води. Така методика використовується багатьма авторами [2, 3, 5], які досліджували солоність морської води. Важливо, що вона застосовується з року в рік і протягом різних проміжків часу і на різних акваторіях. В середньому за результати 4-х відборів були отримані результати які дозволяють шляхом порівняння з отриманими з літературних джерел даними зробити висновки про стан солоності прибережних вод Дніпровсько-Каркінітської берегової області Різниця цієї показників в цілому не перевищує 1-1,9‰.Що не є значним розходженням з результатами отриманими іншими авторами, тому ми

можемо їх вважати, характерні для прибережних районів північних берегів Каркінітської затоки Чорного моря.

2.3 Особливості сучасного стану солоності прибережних вод

Максимальна солоність в дослідженому районі Чорного моря спостерігається, як показали наші дослідження, що збігається з дослідженнями інших авторів[2]. в другій половині гідрологічної зими, тобто в лютому-березні. Це пов'язано в основному з інтенсифікацією процесів конвективного і вітрового перемішування . Весняні процеси у вигляді загальмованого перемішування не сприяють вертикальному перемішуванню води і сприяє розвитку адвективних процесів. Це створює сприятливі умови для адвекції. Весняна повинь різко знижує солоність, особливо сильно - в кінці календарної весни і на початку літа. Як саме червень характеризується зростанням випадання атмосферних опадів, зокрема, - зливових. Це явище суттєво посилює зниження солоності біля берега. І якщо в лютому в районі досліджень солоність становить 9 ‰, то вже в травні 6,8-7,2 ‰ поблизу від берега, в районі ізобати -1-1,5 м. До кінця літа солоність знову підвищується хоча і не до зимових значень, до 7,8-8,4 ‰. Близько цих значень солоність коливається до листопада-грудня [1, 2, 5]. Однак, такі зміни тримаються у відкритому морі, не ближче, ніж до ізобат 5-6 м, які знаходяться на відстані 550-800 м від берега на різних ділянках.

Розмах сезонних коливань зазвичай становить, згідно з дослідженнями інших авторів, від 7-9 ‰ до 16-18 ‰ при різному стоку річок, різний вплив атмосферних опадів і стонно-нагінних явищ [1]. При цьому в середині червня карта солоності показує мінімум 8 ‰, а максимум 13 ‰. Виходить, що біля самого берега значення солоності майже невідомі, тим більше - окремо на поверхні і окремо в придонному

горизонті. Тим більше, є вкрай мізерні дані про солоність під час весняно-літнього паводку Дніпра та Південного Бугу при випаданні рясних опадів. Дану ситуацію розцінюємо як негативну, оскільки в середовищі активного використання бальнеологічних властивостей морської води, в зоні хвильового прибою виявилися практично невідомими мінімально можливі значення солоності. Для заповнення даного пробілу і виконувалася дана робота. У другій декаді червня над дослідженим узбережжям і в басейнах Дніпра, Південного Бугу, випали опади, в основному зливові, а й з облогових хмар. Вони діяли практично кілька діб, протягом до 30-32 годин. Максимальна інтенсивність грозової зливи на пересипу Дністровського лиману досягала в середньому 1,6 мм / хв протягом 10 хв. Великі річки скинули в море підвищену кількість прісної води. Все це дало привід припускати, що вода біля берега стала надзвичайно прісною.

Виявилося, що під час випадання дощів і притоку з річок в поверхневому горизонті товщі морської води на глибинах 1,0-1,5 м солоність склала від 5,35 ‰ на ділянці «Кінбурн» до 7,93 ‰ під час східних вітрів. Максимум був приурочений до пересипу Дністровського лиману, але в лимані в цей же час був 1,0 ‰. Найменша солоність була приурочена до ділянки, найближче розташованому до гирла Дніпра-Південного Бугу. Ці дані підтвердили результати, отримані попередниками, але тільки на південний захід від прорви Тендровської коси. Північно на схід і на схід від до прорви Джарилгацької затоки значення солоності повсюдно були менше в поверхневому горизонті водної товщі моря на 1-3 ‰. Несподівано більш прісною виявилася морська вода в придонному горизонті. Вона склала від 2,86 ‰ до 7,25 ‰ на тих же ділянках, де зафіксовані максимуми на поверхні водної товщі моря. Це менше, ніж на поверхні, але різниця між максимумом і мінімумом набагато більше, - 4,39 ‰ проти 2,58 ‰. Ці результати

суперечать розподілу щільності морської води, але точна причина цих різнобічностей поки невідома.

Можна припускати, що справа тут в дії прибірного потоку. При накаті на пляж формується придонне, зтягуючи прісну воду з поверхні до дна. В умовах невеликого періоду круті і високі хвилі (4-6 сек) скидання прісної води з поверхні набуває безперервності. Тому опріснення триває досить довго. Також незрозумілий механізм даного явища, але прісна вода у дна спостерігається довго. У Дніпровському лимані водна товща розпріснена повністю до дна на глибинах до 1 м. На обох горизонтах солоність однакова і становить 1,0 ‰. Цьому сприяє не тільки підвищений водний стік Дніпра, а й вітер від північної половини горизонту, приганяли воду до пересипу. В умовах мілководдя досить вітрове перемішування, щоб значення солоності були однаковими по вертикалі водної товщі.

ВИСНОВКИ

На підставі викладеного матеріалу можна зробити такі висновки.

1. Аналіз розвитку берегів Каркінітської затоки свідчить про те, що стан солоності прибережних вод в переважній більшості залежить від хвьо-вітрових процесів і прісних вод від річкового стоку та атмосферних опадів. Вплив ендогенних факторів незначний.

2. Біля берега Каркінітської затоки Чорного моря, в усі пори року відбувається зменшення солоності води до 2-5 ‰ під впливом вище згаданих гідрометеорологічних факторів.

3. У поверхневому горизонті вод Джарилгацької затоки зато Чорного моря, біля берега на глибині 1,0-1,5 м, під час сильного припливу прісних вод на поверхні солоність складала 5,35-7,93 ‰. Це менше тих мінімумів, які наведені в роботах попередніх авторів на 1-3 ‰.

4. У Перекопській затоці лимані на поверхні і у дна (глибини 0,7-1,0 м) значення дорівнює 1,0 ‰.

5. Отримані матеріали і висновки можуть використовуватися при плануванні використання бальнеологічних ресурсів і для збереження кормової бази промислових організмів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Большаков В.С. Трансформация речных вод в Черном море.– Киев: Наукова думка, 1970.– 328 с.
2. Новицкий В.П. Влияние динамики вод на характер распределения океанографических показателей биологической продуктивности и морских организмов в северо-западной части Черного моря // Океанографические исследования в Черном море.– Тр. АзЧерНИРО.– 1968.– вып.27.– С.3 - 17 .
3. Пухтяр Л.Д., Ильин Ю.П., Белокопытов В.Н. Сезонная и пространственная изменчивость термохалинной структуры вод Каркинитского залива // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– 2003.– вып.8.– С.48-63.
4. Альтман Э.Н., Гертман И.Ф., Голубева З.А. Климатические поля солености и температуры воды Черного моря.– Севастополь: СО ГОИН, 1987.– 110 с.
5. Гертман И.Ф., Голубева З.А. Моделирование реакции термохалинной структуры вод Черного моря на альтернативные тенденции стока рек // Труды ГОИН.–1988.– вып.189.– С.26-38.
6. Пухтяр Л.Д. Сезонные распреснения и осолонения вод Каркинитского залива // Морской гидрофизический журнал.– 2007.– № 4.– С.24-39.
7. Зенкович В.П. Берега Черного и Азовского морей.– М.: ГИГЛ, 1958.– 373с.
8. Пухтяр Л.Д. Исследование сезонной изменчивости термохалинной структуры вод восточной мелководной части Каркинитского залива // Экологическая безопасность прибрежной и

шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– 2005.– вып.12.– С.95-107.

9. Кукушкин А.С. Изменчивость распределения прозрачности вод Каркинитского залива // Морской гидрофизический журнал.– 2009.– № 2.– С.67-79.

10. Карнаушенко Н.Н., Кукушкин А.С., Шугаев А.В. Электронная версия атласа «Структура вод Каркинитского залива» // Системы контроля окружающей среды.– Севастополь, 2006.– С.238-240.

11. Гідрологічні та гідрохімічні показники стану північно-західного шельфу Чорного моря / Довідковий посібник.– Київ: УкрНЦЕМ, 2008.– 616 с. 33

12. Беляев В.И., Дорогунцов С.И., Совга Е.Е., Николаенко Т.С. Оценка уровня антропогенных нагрузок на прибрежные зоны и экотоны Черноморского побережья Украины // Морской гидрофизический журнал.– 2001.– № 1.– С.55-63.

13. Орлова И.Г. Хлорируемые углеводороды в экосистеме Черного моря // Научные труды УкрНЦЭМ. Вып.1. Исследования экосистемы Черного моря.– Одесса: УкрНЦЭМ, 1994.– С.36-46.

14. Совга Е.Е., Пасынков А.А., Андреева О.А. Экологическое состояние прибрежно-морских районов Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– 2011.– вып.25, т.1.– С.169-180.

15. Спиридонов В.А. Антропогенная седиментация в Черном море и ее влияние на донные биоценозы // Всесоюзная конф. «Социально-экологические проблемы Черного моря».– Керчь, 1991.– С.28-30.

16. Морские охраняемые акватории Крыма. Научный справочник / Под ред. Н.А.Мильчаковой.– Симферополь: Н. Ореанда, 2015.– 312 с.

17. Oquz T., Latun V.S., Latif M.A., Vladimirov V.V., Sur H.I., Markov A.A., Ozsoy E., Kotovshcikov B.B., Ereemeev V.N., Unluata U.

Circulation in the surface and intermediate, layers of the Black Sea // Deep-Sea Research. I.– 1993.– v.40, № 8.– P.1597-1612.

18. Еремеев В.Н., Латун В.С., Совга Е.Е. Влияние антропогенных загрязнителей и путей их переноса на экологическую обстановку в северо-западном районе Черного моря // Морской гидрофизический журнал.– 2001.– № 5.– С.41-55. Материал поступил в редакцию 01.08 2018 г

19. Зенкович В.П. Берега Черного и Азовского морей. – М.: Гос. изд-во геогр. лит., 1958. – 376 с.

20. Зенкович В.П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря. Т. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 198 с.

21. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 710 с.

22. Зернов С.А. К вопросу об изучении жизни Чёрного моря // Зап. Имп. акад. наук по

23. Дзенс-Литовский А.И. Пересыпи и лиманы Азово-Черноморского побережья и степного Крыма. «Природа», 1938, I, № 6. – С.22 – 36.

24. Котовский И.Н. Морфология и динамика берегов Чорного моря в пределах Днепровско-Каркинитской береговой области «Природа», 1992, III, – С. 255 –

25. Горячкин Ю.Н., Харитонова Л.В. Динамика береговой линии в районе Бакальской косы // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря.– 2018.– № 4.– С. 22-30.

26. Дзенс-Литовский А.И. Штормовые каменные валы. «Природа», 1948, № 10. – С. 64 –

27. Шуйский Ю.Д., Выхованец Г.В. Карта средней скорости абразии и аккумуляции. 1960 – 1994 гг. // Атлас охраны природы Черного и Азовского морей / Гл. ред. Л.И. Митин. – СПб.: ГУНиО МО Российской Федерации, 2006. – С. 44.

28. Шуйский Ю.Д., Выхованец Г.В., Плотникова К.И. Динамика береговой зоны в районах месторождений твердых полезных ископаемых // Основные проблемы геологии, разведки и добычи полезных ископаемых шельфовой зоны Мирового океана: Материалы респ. конф. – Киев: Наукова думка, 1982. – С. 119 – 127.

29. Шуйский Ю.Д. О распределении взвешенных наносов в прибрежных водах Черного моря в районах добычи строительных песков // География и природные ресурсы.–1988.–№4. – С. 123-128.

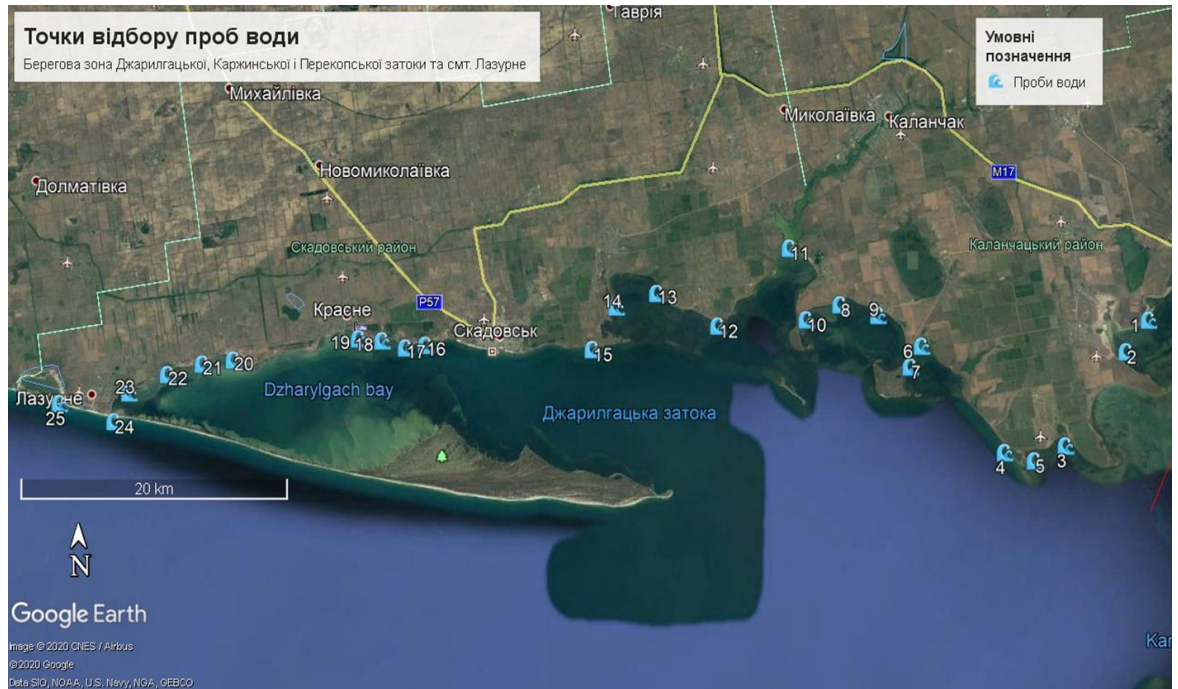
30. Шуйский Ю.Д. Основные закономерности распределения наносов на подводном склоне Донузлавской пересыпи, Западный Крым // Екологічні проблеми Чорного моря. – 2002. – Вип. 4. – С. 287-295.

31. Шуйский Ю.Д. Основные закономерности морфологии и динамики западного берега Крымского полуострова // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ Гидрофизика, 2005. – Вып. 13. – С. 62 –68.

ДОДАТКИ

Додаток А

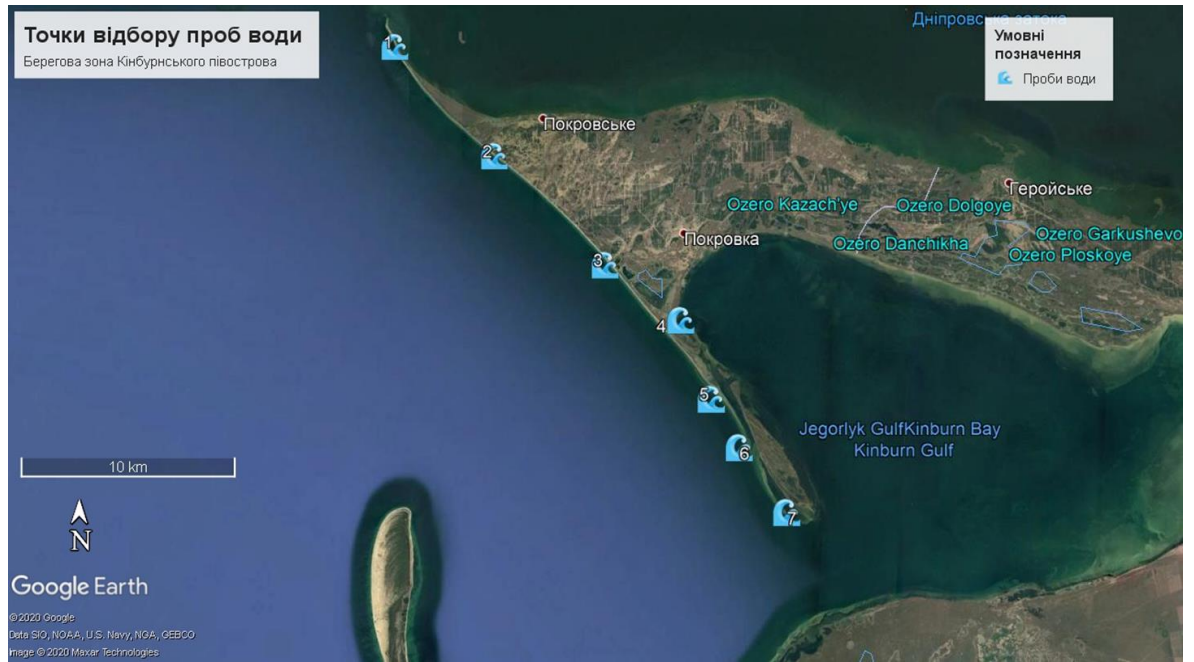
Точки відбору проб води



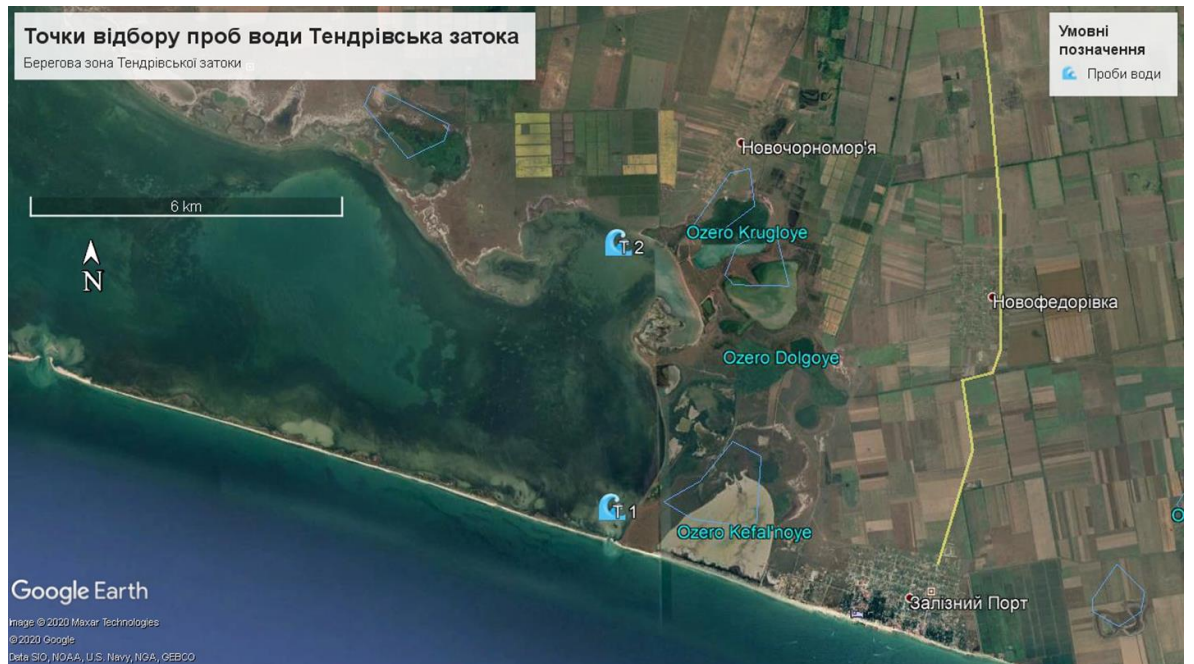
Відбір проб води Джарилгач



Відбір проб води Залізний Порт



Відбір проб води Кінбурн



Відбір проб води Тендрівська затока

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

Я, Кисельова Ірина Ігорівна, учасниця 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)