

УДК 551.46(262.5)  
УКПІ ХХХХХХ  
№ держреєстрації 0117U007697  
Інв. №

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ  
65016, м. Одеса, вул. Львівська 15;  
тел. 69-91-95

ЗАТВЕРДЖУЮ  
Проректор з НР  
д.геогр.н, проф.  
Тучковенко Ю.С.

\_\_\_\_\_ 2021 рік

ЗВІТ  
ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ

**МІНЛИВІСТЬ ОКЕАНОЛОГІЧНИХ УМОВ ІМПАКТНИХ ЗОН  
ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ ПІД ВПЛИВОМ  
КЛІМАТИЧНИХ І АНТРОПОГЕННИХ ЧИННИКІВ**

(заключний)

Науковий керівник НДР  
Професор кафедри океанології та  
морського природокористування  
д.геогр.н., с.н.с

Берлінський М.А.

2021

Рукопис закінчено 30 листопада 2021 р.

**СПИСОК АВТОРІВ**

Керівник НДР  
проф. кафедри океанології  
та морського природокористування,  
д.геогр. н.

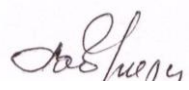


Берлінський М.А.

30.11.2021

(вступ, реферат,  
розділ 1 - 5 висновки)

Доцент, к.геогр.н.

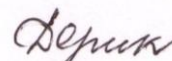


Гаврилюк Р.В.

30.11.2021

(розділ 1 - 5 висновки )

Ст. викладач



Дерик О. В.

30.11.2021

(розділ 5)

Асистент

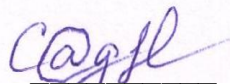


П'ятакова В. Ф.

30.11.2021

(розділ 5)

Аспірант



Сагайдак М.А.

30.11.2021

(розділ 5, висновки)

Нормоконтролер



Горобченко Н.М.

30.11.2021

## РЕФЕРАТ

Звіт про НДР: 204 сторінок, 65 рис., 53 табл, 219 літературних джерел .

**ПІВНІЧНО-ЗАХІДНА ЧАСТИНА ЧОРНОГО МОРЯ, ЧАСОВА МІНЛИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРИ, СОЛОНОСТІ І РІВНЯ МОРЯ, ЗГІННО-НАГІННИХ КОЛИВАННЯ, ЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН.**

Об'єктом дослідження є процеси морських екологічних змін у північно-західній частині Чорного моря.

Мета роботи – оцінки впливу кліматичних змін і антропогенних факторів на морське середовище в сучасний період.

Метод дослідження - різнопланова оцінка і попередження негативних наслідків в результаті диференційованого впливу природних і антропогенних факторів, де основним об'єктом вивчення є комплекс взаємодії морського середовища та живих організмів.

Гідрологічні характеристики мінливості для різних часових масштабів: багаторічних, сезонних та згінно-нагінних та характеристики льодового режиму в Азовському морі.

Мінливості океанологічних характеристик імпактних зон в північно-західній частині Чорного моря – льодових явищ, гідрохімічних та біогенних показників.

Небезпечні морські гідрологічні явища в північно-західній частині Чорного моря і його портах, забруднюючі речовини у водному середовищі, довгострокові спостереження за зсувними процесами в Україні на узбережжі Чорного і Азовського морів.

Показаний ефект нівелювання антропогенних факторів негативного впливу на морське середовище в результаті відомих кліматичних змін за рахунок зниження інтенсивності згінно-нагінних коливань в північно-західній частині Чорного моря

## ЗМІСТ

Вступ.....	6
Розділ 1. Огляд літературних джерел з опису мінливості океанологічних характеристик імпактних зон в північно-західній частині Чорного моря (результати досліджень за період з квітня по грудень 2017р)	
1.1. Температура та солоність .....	8
1.2. Вітро-хвильові умови північно-західної частини Чорного моря .....	10
1. 2.1 Переважаючі напрямки вітрів.....	10
1.2.2 Швидкість вітру.....	11
1.2.3 Вітрове хвилювання.....	16
1.3. Огляд літератури з мінливості льодового режиму в Чорному і Азовському морях.....	23
1.4. Огляд літературних джерел з опису мінливості внутрішніх хвиль, гідроакустичних характеристик.....	37
1.5. Гідрохімічні та біологічні показники.....	
Перелік джерел посилання.....	47
Розділ 2. Опис мінливості океанологічних характеристик імпактних зон в північно-західній частині Чорного моря (результати досліджень за період з січня по грудень 2018 р.)	
2.1. Мінливість характеристик льодового режиму в північно-західній частині Чорного моря.....	50
2.2. Оцінка якості вод за гідрохімічними показниками для акваторії північно-західного шельфу Чорного моря.....	62
Перелік джерел посилання.....	72
Розділ 3. Гідрологічні характеристики мінливості для різних часових масштабів.	
3.1. Тенденції довготермінових змін полів температури, солоності, рівня вод та екологічний стан північно-західній частині Чорного моря.....	73
3.2. Характеристики льодового режиму в Азовському морі.....	84
3.2.1 Огляд літературних джерел з проблеми вивченості льодових умов Азовського моря .....	

3.2.2 Тенденції багаторічних змін льодових умов Азовського моря.....	92
3.2.3 Тенденції багаторічних змін льодових умов в останні роки за даними спостережень на станції Маріуполь.....	93
Перелік джерел посилання.....	98
Розділ 4. Аналіз небезпечних морських гідрологічних явищ в північно-західній частині Чорного моря і його портах.	
4.1.Небезпечні морські гідрологічні явища в північно-західній частині Чорного моря і його портах .....	101
Перелік джерел посилання.....	131
4.2. Забруднюючі речовини у водному середовищі .....	133
Перелік джерел посилання.....	139
4.3. Довгострокові спостереження за зсувними процесами в Україні на узбережжі Чорного і Азовського морів .....	140
Перелік джерел посилання.....	148
Розділ 5. Узагальнення результатів.	
5. 1.Мінливість характеристик льодового режиму в північно- західній частині Чорного моря і в Азовському морі. Мінливість небезпечних морських гідрологічних явищ в портах північно-західної частини Чорного моря .....	150
5.1.1 Мінливість характеристик льодового режиму в північно - західній частині Чорного моря.....	150
5.1.2 Мінливість характеристик льодового режиму в Азовському морі.....	155
5.1.3 Мінливість небезпечних морських гідрологічних явищ в портах північно-західній частини Чорного моря.....	160
Перелік джерел посилання.....	172
5. 2.Сучасна морфологія та динаміка кос Азовського моря.....	175
Перелік джерел посилання.....	186
5.3. Екологічні аспекти гідрології північно-західної частини Чорного моря.....	187
Перелік джерел посилання .....	196
Висновки.....	200

## ВСТУП

В заключному звіті представлено результати досліджень мінливості океанологічних умов імпактних зон північно-західної частини Чорного та Азовського морів. Зокрема, розглядалась мінливість характеристик льодового режиму в Чорному та Азовському морях і небезпечні морські гідрологічні явища – тягун та хвилювання моря в портах Одеса, Чорноморськ та Южний.

Метою досліджень було отримання кількісних оцінок мінливості океанологічних умов за матеріалами спостережень останніх років, порівняння їх з характеристиками мінливості з літературних джерел, а також виявлення тенденцій багаторічних змін океанологічних умов в північній частині Чорного моря і в Азовському морі.

Для виконання досліджень мінливості льодового режиму в північно-західній частині Чорного моря використовувалися такі характеристики: дати появи і очищення від льоду, тривалість льодового періоду, кількість днів з льодом на станціях Очаків (лиман), Очаків (море), Аджіюл, Станіслав, Касперовка, Херсон, Прогнойськ, які розташовано в Дніпровському лимані, Парутіно і Миколаїв – в Бузькому лимані, Чорноморськ, і Одеса - в північно-західній частині Чорного моря Використовувались також данні про льодовитість і суми градусо – днів морозу в північно-західній частині Чорного моря.

Мінливість льодового режиму Азовського моря вивчалась за даними спостережень на станції Маріуполь. Аналізувались такі характеристики - дати появи і очищення від льоду, тривалість льодового періоду, кількість днів з льодом, товщина припаю.

Для аналізу небезпечних морських гідрологічних явищ в Чорному морі розглядалися характеристики тягуна в акваторії порту Чорноморськ і екстремальні вітрові хвилі на узмор'ї портів Чорноморськ, Одеса і Южний.

В даний час актуальність вивчення зміни берегів та їхньої динаміки, а особливо найактивніших ділянок – оголовків Азовських кос, викликана як динамічними змінами так і геополітичними. Велика кількість кос – характерна риса берегів Азовського моря. Коси є на всьому узбережжі Азовського моря. Однак коси, орієнтовані вглиб Азовського моря, є лише на північному узбережжі. У береговій зоні Азовського моря загалом виявлено циклічність різного ступеня швидкості абразії від 1 до 4 м-год<sup>-1</sup> (у виняткових випадках до 15м на рік). Коливання рівня Азовського моря викликаються багатьма

факторами, що діють одночасно і, у свою чергу, найчастіше позначаються на абразії. Найбільший розмах коливань пов'язаний із згінно - нагінними явищами. У роботі враховано регулярні натурні дослідження положення берегової лінії дистальних частин - оголовків кос за допомогою застосування супутникових радіонавігаційних систем – GPS приймачів. Радіонавігаційне обладнання записувало точний маршрут, прокладений уздовж зони заплеску. Отримані фактичні дані (записані маршрути) зіставлялися з ретроспективними даними шляхом накладання в ГІС-системах. Також використовувалися для подальшого аналізу картографічні матеріали, різноманітні спеціалізовані джерела інформації та супутникові знімки. По суті, поточна робота є спробою вперше провести аналіз доступного ретроспективного та сучасного матеріалу із залученням даних супутникового моніторингу для зіставлення динаміки Азовських кос у межах зони підконтрольної Україні. Як приклад розглянута динаміка узбережжя оголовків кос: Бирючий острів, Обитічна, Бердянська та Білосарайська.

Вплив забруднюючих речовин на біоту та якість водної середовища також широко відображено у науковій літературі, тому оцінку ступеня забрудненості донних відкладів північно-західного шельфу Чорного моря шельфу слід вважати досить актуальною проблемою. Середні значення досліджуваних параметрів оброблені методом лінійної інтерполяції та наведені до центрів квадратів, ранжируваних за гідрологічними ознаками.

# РОЗДІЛ 1 ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРНИХ ДЖЕРЕЛ З ОПИСУ МІНЛИВОСТІ ОКЕАНОЛОГІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ІМПАКТНИХ ЗОН В ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ ЧОРНОГО МОРЯ

## (РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ ЗА ПЕРІОД З КВІТНЯ ПО ГРУДЕНЬ 2017Р)

### 1.1 ТЕМПЕРАТУРА ТА СОЛОНІСТЬ

Температура води належить до числа найважливіших елементів гідрологічного режиму будь-якого моря. Температурні контрасти поверхневого шару моря дозволяють ідентифікувати наслідки згінно - нагінних процесів в прибережній зоні, вихрові динамічні структури і струменеві течії за допомогою дистанційних супутникових вимірювань. Температура води є чинником рекреаційного використання прибережної зони Чорного моря. Вона відіграє важливу роль в репродуктивному циклі рибних популяцій, тому широко використовується при рибпромислових дослідженнях.

Температура води в прибережній зоні Чорного моря визначається кліматичними умовами, радіаційним балансом на морській поверхні, конвективним теплообміном поверхневих шарів води з атмосферою і глибинними шарами, адвекцією вод морськими течіями, процесами турбулентного перемішування і згінно-нагінною циркуляцією біля берегів. У річному ході балансу тепла в поверхневому шарі Чорного моря домінують процеси вертикального перерозподілу тепла і теплообмін через поверхню моря [1]. Особливості температурного режиму прибережних вод залежать від географічного положення окремих районів, орієнтації і морфології берегів, батиметрія шельфової зони, а також умов водообміну, на які впливають не тільки глибини, а й локальні особливості вітрового режиму, наявність або відсутність річкового стоку, ступінь впливу Основного Чорноморського течії (ОЧТ).

На температуру води північно-західній частині (СЗЧ) Чорного моря впливає її розташування (найпівнічніша по відношенню до інших районів моря), мілководність прибережної зони, стік річок Дунаю, Дністра, Дніпра і Південного Бугу, згінно -нагінних явищ і водообмін з глибоководними районами моря. Цей регіон характеризується найнижчими температурами води в усі сезони року. Внутрішньорічні зміни температури води в прибережній зоні Чорного моря мають добре виражений сезонний характер. На всьому протязі прибережної зони найнижчі температури води настають в січні-лютому і узгоджуються з мінімумом температури повітря. Мінімальні середньомісячні температури взимку відзначені у північного узбережжя Каркінітської затоки (Хорли 0,4 ... 1,1 ° С), в Одеській затоці (1,1 ... 0,9 ° С) і біля гирла Дунаю. Найнижчі температури спостерігалися в періоди суворих зим 40 - 50-х років минулого століття. Значно вище зимові температури в



районах, розташованих на південь від: в Каламітській затоці (Євпаторія) і на південному заході Криму. У районі мису Херсонес навіть в найхолодніші зими середньомісячні температури води не опускалися нижче 4,0 °С, що свідчить про хороших умовах водообміну у цього далеко видатного в море мису. У найсуворіші зими уздовж всього північного узбережжя екстремальна низькі температури води опускалася нижче 0 °С. Тільки біля південного берега (Ялта) і кавказького узбережжя на південь від Туапсе абсолютні мінімуми температури не опускалися нижче 4 ... 5 °С. У періоди теплих зим навіть у північних ділянок узбережжя в грудні-лютому середньомісячні температури становили 4,0 ... 5,6 °С, а в південних районах 7,6 ... 10,0 °С. Абсолютні максимальні температури гарячої в такі періоди в північній частини досягали 6,0 ... 11,0 °С, а на півдні 14,0 ... 18,0 °С. Статистичні характеристики підтверджують факт інтенсивного потепління в Чорноморському басейні в останні десятиліття [1].

У ряді робіт, присвячених дослідженню тенденцій кліматичних змін температури води Чорного моря, відзначалося зниження температури води верхнього перемішаного шару моря, особливо виражене в зимові періоди другої половини ХХ століття, коли його величина перевищила 1° С.

Одним з найважливіших показників гідрологічного режиму є солоність морської води, оскільки її розподіл не тільки впливає на поле щільності, а значить і на термохалінної циркуляцію, а й служить пасивним трасером перенесення води, особливо в районах гирлових областей річок та гідрологічних фронтів. Крім того, солоність може розглядатися як один з індикаторів кліматичних змін, так як її величина в напівзамкнутому басейні визначається, перш за все, співвідношенням потоків прісних вод (річкового стоку, опадів і випаровування), які в свою чергу залежать від глобальних і регіональних коливань гідрометеорологічних умов.

Солоність прибережних вод чорноморського узбережжя Криму близька до солоності поверхневої водної маси відкритого моря, її середньорічні величини знаходяться в межах від 17,5 (Хорли) до 18,0 (Херсонеський маяк) ‰. При цьому середньо квадратичне відхилення (СКВ) змінюється в діапазоні 0,2 - 0,4 ‰. СКВ середньорічних величин оцінюється в 1,0 ‰, що пояснюється впливом весняно-літнього розпріснення СЗЧ і підвищеним випаровуванням в вершині Каркінітської затоки, тобто процесами, схильними до великої сезонної і міжрічної мінливості. У берегів СЗЧ зниження солоності відзначається з квітня по січень в придунайському районі (МГ Приморське), з липня по грудень в Одеській затоці; з квітня по липень і з жовтня по грудень в гирлі Дніпро-Бузького лиману (МГ Очаків). Це пояснюється тим, що в шельфових районах, схильних до сильному впливу стоку великих річок і притоку щодо солоних вод відкритого моря, сезонний хід трансформується під дією адвективних процесів, що відрізняються більшою неоднорідністю в річному ході, ніж в районах приглубе узбережжя [1].

## 1.2 ВІТРО-ХВИЛЬОВІ УМОВИ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ

### 1.2.1 Переважаючі напрямки вітрів

Приморські міста північно-західної частини Чорного моря є великими морегосподарськими комплексами, туристичними центрами, які активно експлуатують пляжі та інші ресурси прибережної зони, стан якої і можливість використання також безпосередньо залежать від режиму вітру і хвилювання. Під впливом сильних вздовжберегових вітрів виникають згінно-нагінні явища, процеси апвелінгу, які призводять до інтенсивних коливань температури води і рівня моря. Підняття рівня призводять до підтоплення берегів, зсувів, а штормове хвилювання на фоні підвищеного рівня викликає обвалення берегів і споруд.

На роботу портів впливають фізико-географічні умови їх розташування. При цьому важливо враховувати глибини узбережжя і будову прилеглої суші, а також ґрунту, з яких складний берег і підводна частина прибережної зони і режим берегових наносів. Велике значення мають навігаційні характеристики - метеорологічні і кліматичні умови, елементи водного режиму-коливання рівня моря, хвилювання, течії, замуленість наносами.

Вітрові хвилі зумовлюють підвищення рівня моря в зоні прибережного мілководдя внаслідок хвильового нагону, сприяють перемішуванню прибережних вод і зважуванню донних відкладень на мілководді, що, в остаточному підсумку, підвищує транспортуючу здатність потоків. Просторовий розподіл зон обвалення вітрових хвиль має важливе значення при протіканні ерозійно-аккумуляційних процесів, руйнівних процесів, небезпечних явищ, транспортуванні та перерозподілі наносів, роботі портів. Отже, прогнозування параметрів вітрового хвилювання, насамперед, висот вітрових хвиль, є важливою задачею гідрометеорологічного забезпечення морегосподарської діяльності.

Переважні напрямки розповсюдження хвиль визначаються напрямками вітру, що спричиняють хвилювання, орієнтацією берегів, впливом рефракції на мілководді при косому підході хвиль до ізобат, а також явищами дифракції при огинанні системою хвиль перешкод у вигляді мисів, виступів берегів або мілководних ділянок шельфу. Явище рефракції та дифракції помітно впливає на повторюваність напрямків розповсюдження хвиль.

Хвильові умови північного-західного узбережжя Чорного моря слід характеризувати як складні, оскільки в прибережній зоні відчутний вплив як штормів південної частини горизонту з найбільшими розгінами хвиль, так і північно-східні шторми, що можуть розвивати небезпечне хвилювання навіть за відносно невеликих розгонів.

Основні напрямки вітрів над Чорним морем визначаються розподілом атмосферного тиску для різних часів року. У холодну половину року відповідно переважному впливу континентального полярного повітря та розміщенню над Середземним і Чорним морями циклонічної області, Чорне море знаходиться під впливом північно-східних, північних і північно-

західних вітрів, захоплюючих головним чином західну половину моря. Ці вітри особливо сильно розвинені в окраїнних частинах моря і помітно слабшають далеко від берега. У південно-східній частині моря, внаслідок утворення над Вірменським нагір'ям області високого тиску і поширення відрогів Сибірського максимуму на Каспійське море, переважають східні вітри. Влітку переважний вплив Азорського максимуму викликає північно-західні, західні і південно-західні вітри, також головним чином захоплюючи західну частину. Вітровий режим узбережжя відрізняється значно більшим розмаїттям, ніж вітровий режим відкритого моря, так як на багатьох ділянках узбережжя переважаючи напрямки вітрів спотворюються рельєфом прилеглої суші, особливо в гористих районах. У табл. 2.1 [3] наведена повторюваність вітрів різних напрямків на станції Одеса. На північно-західному узбережжі моря взимку переважають північно-східні вітри, часто спостерігаються північно-західні, північні, східні. Навесні збільшується число випадків із вітром південно-східних напрямків, до осені їх повторюваність зменшується і до зими стає мінімальною. Влітку найбільшу повторюваність мають вітри північно-західного напрямку, найменшу – східного, південно-східного. На південно-західному узбережжі Криму з серпня по лютий-березень переважають вітри північно-східних, північних напрямків.

Таблиця 1.1- Повторюваність вітру різної швидкості за напрямками на станції Одеса [3].

швидкість вітру, м с <sup>-1</sup>	Штиль	Пн	ПнС	С	ПдС	Пд	ПдЗ	З	ПнЗ	Сума
0	4.5									
1		0.5	0.4	0.4	0.9	0.6	0.4	0.6	0.9	4.7
2-5		4.2	3.4	2.8	7.9	5.3	4.3	6.2	8.8	42.9
6-10		5.8	5.7	3.5	7.1	5.6	2.5	3.7	8.9	42.9
11-15		0.7	0.9	0.6	0.4	0.3	0.1	0.2	1.2	4.3
>15		0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.6

У березні різко збільшується повторюваність південного вітру, у квітні-червні вона є переважаючою. У червні-серпні збільшується повторюваність північно-західних вітрів, у липні вона досягає максимуму і убуває до жовтня. Взимку найменшу повторюваність мають західні вітри, в іншу частину року - східні вітри.

Область найбільшої повторюваності північно-східних і північно-західних вітрів охоплює північ моря і його західну половину. Східні і південно-східні вітри характерні для південного сходу і півдня моря. Помітно іншим стає режим вітру лише в травні і червні: у травні не спостерігається чітко

вираженого переважання якого-небудь певного напрямку вітру, в червні переважаючими стають південно-західні вітри.

### 1.2.2 Швидкість вітру

Вітри від ПнС і ПнЗ найбільш часто спостерігаються в північній і західній частинах моря.

На західному узбережжі Чорного моря в більшості пунктів протягом усього року переважають вітри від Пн (18-41%) і від ПнЗ (12-26%).

Вітри зі швидкістю  $15 \text{ м с}^{-1}$  і більше у всіх районах моря спостерігаються щорічно і у всі сезони. Особливо популярні вони з жовтня по березень в північних районах, повторюваність їх у цей період досягає 10%.

Штормові вітри в районі Чорного моря приходять найчастіше від Пн і ПнЗ, а також від Пд і ПдЗ. На значній частині узбережжя моря панує протягом усього року вітер ПнС (18-56%). Якщо цей вітер тримається протягом 2 діб, то нерідко спостерігається виникнення тягуна. Середньомісячна швидкість вітру змінюється від  $2 \text{ м с}^{-1}$  до  $8 \text{ м с}^{-1}$ .

Середні місячні та річні швидкості вітру на гідрометеорологічній станції Одеса, розраховані за 1971-1980 і 1972-1985 рр., наведені в табл. 2.2 і 2.3, відповідно.

Дані по відкритому морю представлені на картах розподілу середньої швидкості вітру (рис. 1.1).

Протягом усього року найбільшими швидкостями вітру відрізняється західна частина моря. Середні швидкості вітру, спостережувані у відкритому морі, більше, ніж на узбережжі. У холодну пору року швидкості вітру більше, ніж у теплу, і в морі та на узбережжі.

У холодне півріччя в західній половині моря середня швидкість вітру досягає  $7-8 \text{ м с}^{-1}$ , а в окремих районах перевищує  $8 \text{ м с}^{-1}$ . На узбережжі вона не перевищує  $7 \text{ м с}^{-1}$ .

На сході у відкритому морі середня швидкість вітру в південних районах становить  $5-6 \text{ м с}^{-1}$ , у північних  $6-7 \text{ м с}^{-1}$ , а на узбережжі змінюється від  $2 \text{ м с}^{-1}$  в південних районах до  $6 \text{ м с}^{-1}$  у північних.

У тепле півріччя, як і в холодне, швидкості вітру збільшуються зі сходу на захід. Однак відмінності між окремими районами відкритого моря і між морем і узбережжям опиняються в цей час року меншими.

Найменшими протягом року швидкостями вітру відрізняються Південний берег Криму (ПБК), південно-східне узбережжя моря і прилеглі райони моря.

Річний хід швидкості вітру чітко виявляється як на узбережжі, так і у відкритому морі.

Найбільші швидкості вітру спостерігаються в холодний період року, найменші – у травні-липні. Мінливість середньої швидкості вітру порівняно велика лише над відкритим морем.

На більшій частині узбережжя різниця між найбільшими і найменшими середніми швидкостями вітру складає  $0.5-2.0 \text{ м с}^{-1}$ .

Про коливання середньої швидкості вітру від року до року дозволяють судити розраховані по берегових гідрометеорологічних станціях середні квадратичні відхилення (СКВ). У зимові місяці, коли міжрічна мінливість найбільш велика, СКВ становлять  $1-2 \text{ м с}^{-1}$ , влітку вони знижуються до  $0.5-0.9 \text{ м с}^{-1}$ . СКВ середньої швидкості за рік становлять  $0.3-0.9 \text{ м с}^{-1}$ .

Розподіл вітру по градаціях швидкості свідчить про найбільш характерний для берегових гідрометеорологічних станцій режим слабких вітрів.

На більшій частині узбережжя протягом року переважають вітри, слабкіші за  $5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ . Значну повторюваність, але меншу, ніж градація швидкості вітру  $1-4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ , має градація швидкості вітру  $5-6 \text{ м с}^{-1}$ . У літні місяці повторюваність швидкостей вітру  $1-4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  досягає 60%, в зимові місяці повторюваність цих градацій майже зрівнюється і становить 20-30%.

Таблиця 1.2 - Середня швидкість вітру (1971-1980рр.) на станції Одеса,  $\text{м с}^{-1}$

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
4.8	4.6	4.2	3.7	3.6	3.3	3.4	3.6	3.6	4.2	4.4	4.3	4.0

Незважаючи на переважання слабких вітрів, на узбережжі Чорного моря спостерігається, однак, досить значне число днів з сильним вітром ( $> 15 \text{ м/с}$ ). Найбільше таких днів (34-35 за рік) на північно-східному і північно-західному узбережжях моря. Найменшим числом днів з сильним вітром (20-22 днів за рік) відрізняються райони з невеликими середніми швидкостями вітру – ЮБК і південно-східні райони Кавказького узбережжя.

Таблиця 1.3 - Середня швидкість вітру (1972-1985рр.) на гідрометеорологічній станції Одеса,  $\text{м с}^{-1}$  [1]

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
6.2	6.3	5.7	5.4	4.8	4.9	5.0	4.8	5.1	5.7	6.3	6.2	5.5

Хоча дні з сильним вітром можливі в будь-які сезони, в тепле півріччя вони спостерігаються рідше, ніж у холодне. У літні місяці на окремих гідрометеорологічних станціях такі дні бувають взагалі не щорічно.

Максимальні швидкості вітру на станції Одеса представлено в табл.2.4. Дані обрані за період від початку існування станції до 1983 р. [2].

Як правило, найбільші швидкості вітру спостерігаються при вітрах переважаючих напрямків, але можливі також значні посилення вітрів інших напрямів.

У відкритому морі найбільша з спостережених швидкостей вітру склала  $26 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ . У зв'язку з епізодичністю та іншими специфічними особливостями

суднових спостережень, більш достовірні відомості по максимальних швидкостях можуть бути отримані розрахунковим шляхом.

Найбільша швидкість вітру для відкритої частини моря, можлива 1 раз на 100 років, становить  $40 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ .

Таблиця 1.4 - Максимальні швидкості вітру на станції Одеса

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Гo
30	28	40	24	30	24	26	24	26	28	29	28	40

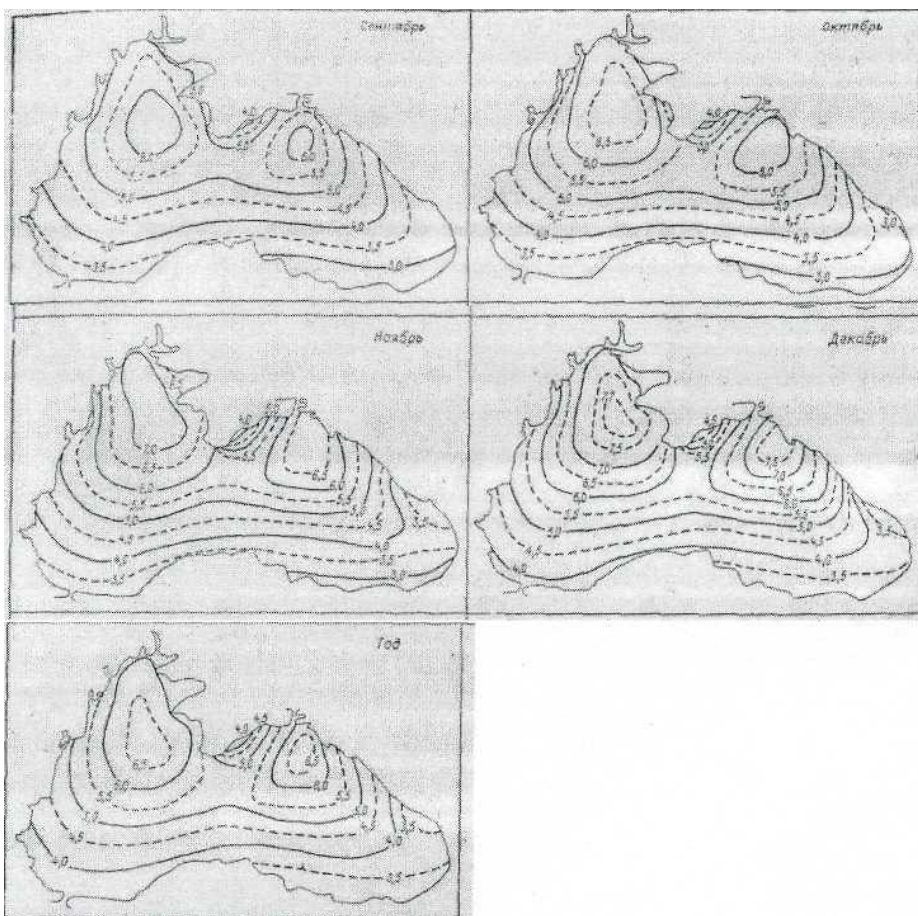


Рисунок 1.1 - Максимальна швидкість вітру на станції Одеса,  $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$ .

У північно-західному районі Чорного моря переважає штормовий вітер північного і північно-західного напрямків. При цьому довжина розгону штормових хвиль становить приблизно 200 км.

В міжрічній зміні повторюваності вітру, позитивні тренди мають вітри західного та східного напрямків. Від'ємні тренди має повторюваність північно-східних та північно-західних вітрів, що може бути наслідком послаблення меридіональної циркуляції [4].

Сильні вітри (понад  $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ ) у всіх районах моря спостерігаються щорічно і у всі сезони. Їх повторюваність і тривалість істотно залежать від пори року. Найбільш інтенсивні і тривалі посилення вітру відзначаються в холодну частину року з листопада по березень. Найбільш часто сильні і штормові вітри встановлюються в північних районах моря, найменш – у південно-східних районах. У північних районах моря в середньому за рік зазначалося 44-57 випадків сильних і штормових вітрів, в південно-східних – 15-17. В окремі роки повторюваність сильних вітрів зростає до 62-71 випадків на рік в північних районах і до 22-37 в південних районах.

Сумарне за рік число годин з вітром більше  $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  зменшується з півночі на південь. Найбільше число годин з сильним вітром припадає на Північно-Західний, Кримський і Керчь-Туапсинський райони (у середньому більше 1000-1200 год), найменше – на Кавказький (менше 200 год).

Повторюваність сильних вітрів, їх сумарна тривалість мають чітко виражений річний хід. Максимум припадає на зимові місяці, мінімум - на літні.

Аналіз розподілу сильних вітрів по градаціях швидкості показав, що в 80-85% всіх виявлених випадків посилення вітру його швидкість не перевищує  $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ . Штормові вітри зі швидкістю понад  $20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  спостерігаються найчастіше в 1-3% випадків.

Над відкритою частиною моря спостерігаються сильні вітри будь-яких напрямів. Над західною половиною моря переважають вітри північного напрямку, над північним сходом моря – північно-східного, над південним сходом – північно-західного. Найменшу повторюваність над морем мають сильні вітри південно-східного напрямку.

У літні місяці найбільша повторюваність сильних північних вітрів над західною половиною моря, сильних західних вітрів – у Керчь-Туапсинському районі, сильних північно-західних вітрів – у Кримському і Північно-Західному районах, сильних вітрів циклонічного характеру – в Кавказькому районі.

Сильні вітри над морем відзначаються в середньому 1-3 рази, а в холодний час – 4-7 разів на місяць.

Розподіл сильних вітрів різних напрямків по градаціях швидкості залежить від району моря. Швидкості більше  $20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  найчастіше досягають шторми північно-східного напрямку в Керчь-Туапсинському районі, східного напрямку – у Кримському, південного і західного напрямку – в північно-західному районі.

Сильні вітри переважаючих напрямків найбільш стійкі за часом. У літні місяці безперервна тривалість сильних вітрів знижується. Мало стійкі за часом сильні східні вітри.

Сильні вітри найчастіше виникають над якоюсь однією з частин моря, головним чином над північно-східною. У холодну пору року зростає повторюваність сильних штормових вітрів, що поширюються на все море, найбільш стійких за часом, що тривають іноді по 2-3 діб.



На узбережжі моря спостерігається значне число днів з сильним і штормовим вітром  $45 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ . Найбільше таких днів (34-35 за рік) відзначено на північно-східному і північно-західному узбережжях моря. Найменшим числом днів з сильним вітром (20-22 за рік) відрізняються район ПБК і південно-східні райони Кавказького узбережжя.

Визначальним фактором вітрового режиму Чорного моря є структура баричного поля. Посилення швидкості вітру над морем зумовлено найчастіше циклонічною діяльністю.

За даними цих оцінок екстремальні значення швидкості вітру, можливі один раз на 100 років, становлять  $41,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ . За даними спостережень ця величина дорівнює приблизно  $40 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ , що незначно відрізняється від отриманих оцінок. Тривалість екстремально високих значень швидкості вітру понад  $37 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  (1 раз на 100 років) може становити 17 годин, один раз на рік екстремальний вітер зі швидкістю понад  $23,8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  може діяти протягом 21,8 годин. Ці розрахункові дані знаходяться в добрій відповідності з даними прямих метеоспостережень, які наведені в кліматичних довідниках [2].

### 1.2.3 Вітрове хвилювання

На трояндах хвилювання, розрахованих за даними берегових станцій [4] (рис. 1.1) зображені контури ліній сумарною повторюваністю і ліній, відповідних повторюваністю хвилювання висотою менше 12,5 дм. Заштриховані між ними області відповідають величинам повторюваністю штормового хвилювання (не менше 125 см).

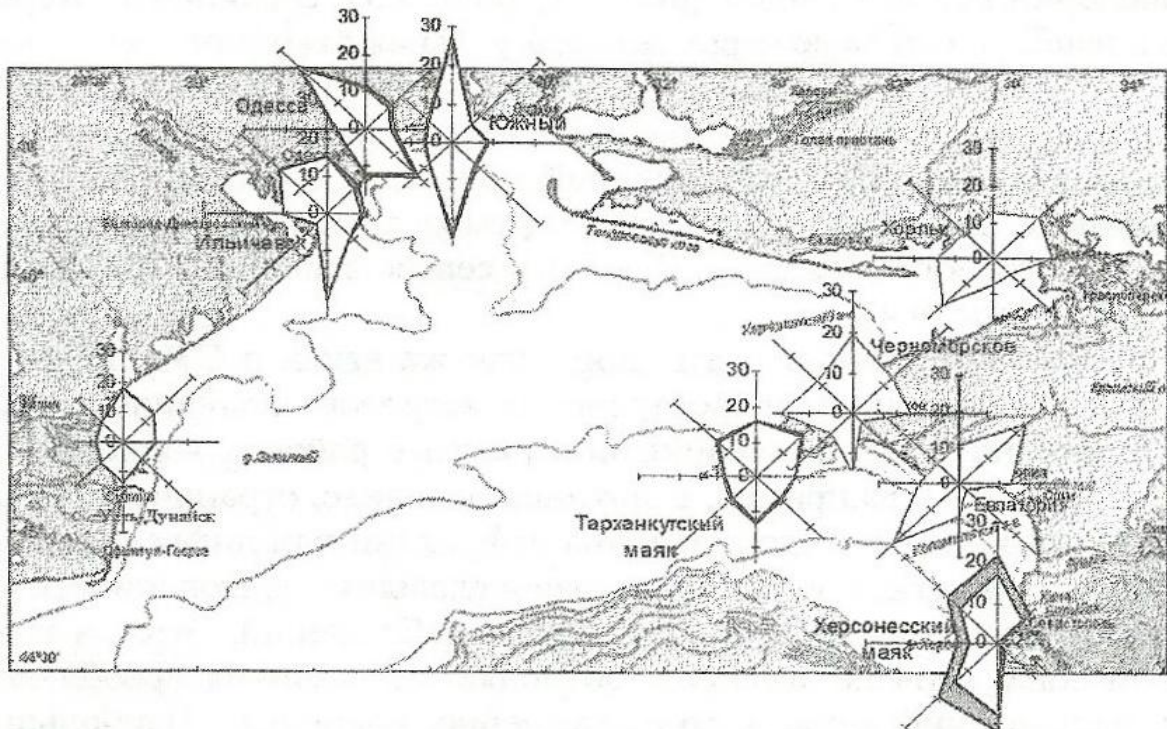


Рисунок 1.2 - Троянди повторюваності (%) вітрового хвилювання всіх градацій висот хвиль в північно-західній частині Чорного моря. [4]



На сході ПнЗЧ, в районі Каркінітської затоки найбільшу повторюваність з боку моря має хвилювання південно-західного (18%, Хорли), північно-східного, північного (15,7 - 19,5%, Чорноморське) і західного (16,3 %) напрямів, що відповідає переважаючим напрямками вітру з боку моря. Біля західного узбережжя Криму (м. Тарханкут, Євпаторія) переважає небезпечне хвилювання південного, південно-західного і південно-східного напрямів. Загальна повторюваність (в основному слабкого хвилювання) відзначена спостерігачами від північного заходу, півночі і північного сходу, тобто з берега, що можна віднести до погрішностей спостережень над хвилюванням. Біля західного узбережжя північно-західної частини Чорного моря (ПнЗЧ), в районі Усть-Дунайська, найбільшу повторюваність зі сторони моря має хвилювання північного (18,1%), північно-східного (13,6%) і південного (13,5%) напрямків. Біля північного узбережжя ПнЗЧМ, за даними хвиле-мірних постів Іллічівськ і Південний, переважаючими напрямками поширення небезпечного хвилювання є південний (23 - 25%), південно-східний і східний (8,7 - 9,4%). В районі Одеси переважає південно-східний (18,1%), південний і східний напрямки (таблиця 2.4).

Таблиця 1.5 - Повторюваність (%) градацій (балів) висот хвиль (дм) по напрямках, сумарна повторюваність та режимна забезпеченість висот хвиль. [4].

Высота волны, дм.	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Повт.	Обеспеч.
Одесса, 1950-2011 гг.										
0									3,1	100
1 балл, 0.1 - 2.5	3,3	2,3	1,9	6,9	4,1	3,7	4,3	9,3	35,7	96,9
2 балла, 2.6 - 7.4	5,7	3,9	2,6	8,9	6,7	2,6	3,1	10,4	44,0	61,2
3 балла, 7.5 - 12.5	1,8	1,9	1,3	1,8	1,5	0,4	0,5	3,6	12,7	17,2
4 балла, 12.6 - 20.0	0,52	1,01	0,83	0,58	0,34	0,05	0,06	0,64	4,02	4,49
5 баллов, 21 - 35	0,02	0,2	0,16	0,06	0,01	0	0	0,01	0,47	0,47
>5 баллов	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	11,4	9,3	6,9	18,1	12,6	6,7	8,0	23,9	100	
Южный, 1982-2011 гг.										
0									0,8	100
1 балл, 0.1 - 2.5	18,9	3,3	3,5	2,7	8,3	3,2	3,5	4,0	47,3	99,2
2 балла, 2.6 - 7.4	7,6	2,7	3,9	3,7	11,2	3,7	2,7	3,8	39,2	51,9
3 балла, 7.5 - 12.5	0,59	0,44	1,22	1,62	4,03	0,84	0,28	0,44	9,5	12,7
4 балла, 12.6 - 20.0	0,12	0,14	0,44	0,64	1,48	0,28	0,04	0,07	3,2	3,2
5 баллов, 21 - 35	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	27,2	6,6	9,0	8,6	25,0	8,0	6,6	8,3	100	

Найбільша повторюваність випадків найжорстокіших штормів, коли хвилювання розвивається до 4 - 6 балів, у північно-західного побережжя ПнЗЧМ і східних берегів Криму відповідає північно-східному, східному, південно-східного і південному напрямкам (таблиця 1.4). У районах Іллічівська, Одеси та Південного повторюваність штормового хвилювання становить 1 - 3% всіх спостережень. У штормових ситуаціях найбільшу небезпеку представляють максимально можливі величини висот хвиль, тобто максимальні величини з дуже малою ймовірністю появи.

В табл. 1.6 зведено максимальні спостережені висоти хвиль.

Таблиця 1.6 - Максимальні спостереження значень висоти хвиль (дм).

Месяці	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Усть-Дунайск	22	20	20	16	16	20	16	15	18	21	16	16
Год	1992	1988	1988	1987	1986	1986	1988	1986	1986	1989	1989	1989
Ильичевск	33	32	26	25	24	20	24	22	27	32	32	28
Год	1988	1988	1982	1987	1978	1982	1978	1978	1966	1966	1981	1981
Одесса	35	34	34	22	22	21	20	25	33	32	51	34
Год	1973	1979	1970	1981	1980	1981	1982	1977	1996	1976	1981	1976
Южный	20	20	20	20	18	25	20	15	20	20	25	20
Год	1983	1983	1982	1994	1991	1984	2000	1982	1996	1982	2001	1982
Хорлы	22	17	15	20	20	19	15	14	13	17	80	14
Год	1955	1953	1966	1958	1953	1950	1956	1958	1969	1955	1981	1955
Черноморское	26	20	20	20	12	16	12	13	20	16	20	20
Год	1954	1960	1959	1960	1955	1958	1957	1955	1960	1959	1954	1961
м.Тарханкут	44	39	20	25	23	20	19	25	30	25	80	30
Год	1966	1973	1954	1979	1970	1977	1970	1981	1981	1976	1981	1980
Евпатория	30	25	25	28	32	25	20	15	28	30	50	40
Год	1981	1968	1995	1965	1999	1985	1969	1996	1961	2003	1981	1981

Для оцінки екстремальних висот хвиль, що впливають на гідротехнічні споруди, при характеристиці режиму вітрового хвилювання широко використовуються режимно-кліматичні функції розподілу параметрів вітрових хвиль (рис. 1.3), які дають уявлення про величину забезпеченості різних діапазонів висот хвиль [4].

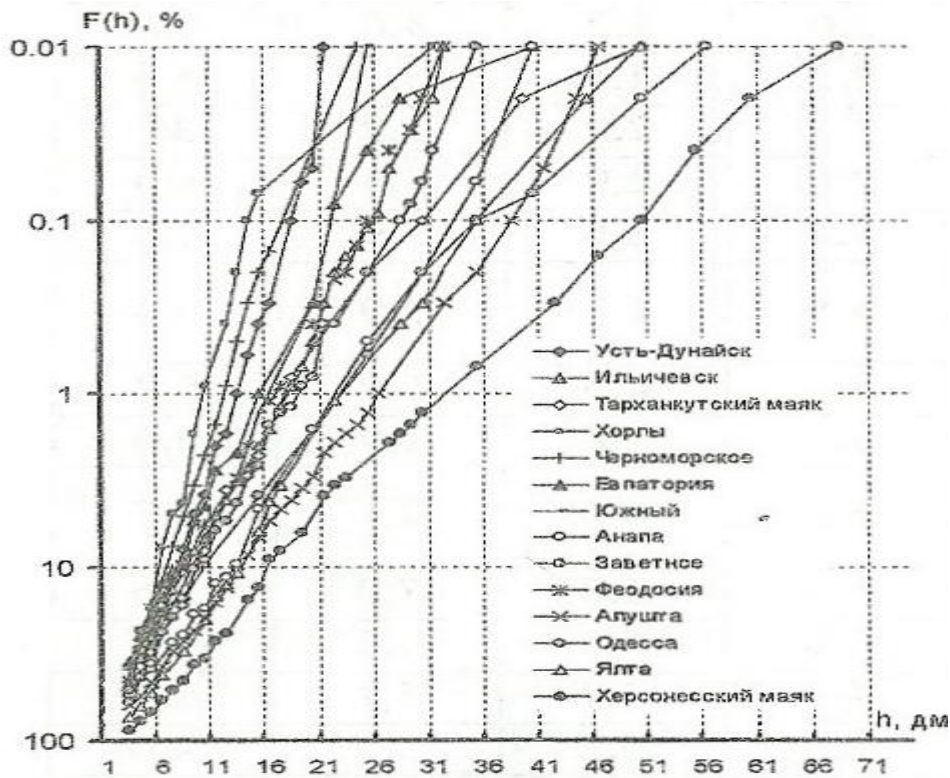


Рисунок 1.3 - Багаторічні режимні функції розподілу  $F(h), \%$  висот хвиль  $h, \text{дм}$  за даними берегових хвильомірних постів. [4]

Через відсутність надійних тривалих інструментальних (хвильографних) спостережень над хвилюванням відомості про режимне хвилювання зазвичай отримують розрахунковим шляхом, однак аналіз натурних і розрахункових параметрів режиму хвилювання показав, що розраховані режимні параметри хвиль в основному підтверджуються даними хвильографних і багатолітніх напівінструментальних вимірювань. Ці результати вказують на доцільність використання багаторічних даних на берегових пунктах для побудови режимних функцій розподілу висот хвиль і використання їх для визначення висот хвиль заданої забезпеченості. На рис. 1.2 у вигляді логарифмічного графіка представлені багаторічні режимні функції розподілу висот хвиль, розраховані за даними натурних спостережень. Графік дає уявлення про діапазон мінливості величин забезпеченості вітрових хвиль, виміряних на берегових хвильомірних постах [4].

Для оцінки міжрічної мінливості штормового хвилювання використовувалися данні спостережень найбільш надійних хвильомірних постів, в найбільшій мірі відкритих штормовому хвилюванню: Одеса, Чорноморське, Херсонеський маяк, Ялта, Феодосія і Заповітне. Ці пункти розташовані в характерних районах прибережної зони чорноморського узбережжя України. На рис. 1.3. представлені графіки міжрічної мінливості величин повторюваності штормового хвилювання за даними хвильомірних постів Одеса, Херсонеський маяк, Ялта і Феодосія. Після 1986 спостерігався різкий спад хвильової активності. У період з 1989 по 2005 рр. навіть в районі м. Херсонес повторюваність хвилювання ступеня не менше 4 балів утримувалася на рівні 7 - 12%, а не менше 5 балів - не перевищувала 1,5 - 3,0%. Настільки інтенсивне зниження вітрохвильової активності може бути пов'язано з змінам атмосферної циркуляції над Чорноморським басейном в процесі глобального потепління[4].



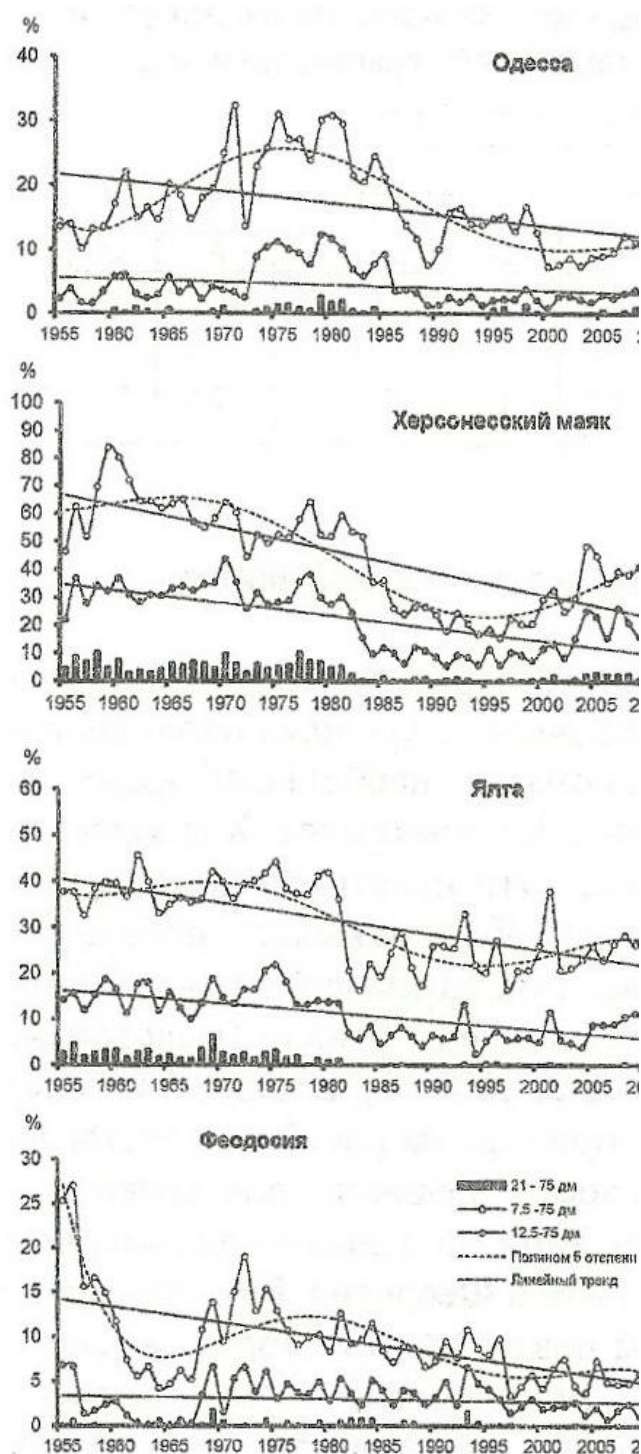


Рисунок 1.4 - Міжрічна мінливість величин повторюваності штормового хвилювання за даними берегових станцій. [4]

З графіків багаторічної мінливості повторюваності штормового хвилювання випливає, що в період 70-х - 80-х років ХХ століття на більшій частині прибережної зони спостерігалася велика інтенсивність хвилювання.

Сильні вітри, що дмуть над Чорним морем, головним чином восени і взимку, розвивають інтенсивне хвилювання. Водоймище можна розділити на дві області, що відрізняються режимом штормових вітрів. У першій області, до якої належать північно - східна, північно- західна і західна частини моря, переважають вітри північних і східних напрямків. Швидкості вітру з

періодами повторюваності 1 рік, 50 і 100 років відповідно рівні: 25, 37 і 40 м · с<sup>-1</sup>. У другій області, куди входять південна і південно-східна частини моря, важко виділити переважаючі напрямки вітрів. Швидкості вітру тих же періодів повторюваності тут значно нижчі і складають відповідно 20, 28 і 30 м · с<sup>-1</sup> [4].

Для першої області характерне зростання висот хвиль малої режимної забезпеченості зі сходу на захід. Це пояснюється тим, що найбільш сильні і стійкі північно - східні і східні вітри на заході мають великі розгони. Максимальні висоти хвиль, можливі 1 раз в 1 рік, в 50 і 100 років оцінюються наступним чином: для північно -східній частині моря 11,0, 15,5 і 16,0 м; для західної - 15 , 21 і 22 м; для північно-західної - 13,5 , 17,5 і 18,5м.

Штормове хвилювання в південній частині моря часто супроводжується великої брижами , яка з'являється при східних і північно -східних штормах, рухомих з північно-східної частини моря.

У Чорному морі добре виражена міжрічна мінливість сильних вітрів і штормового хвилювання. З аналізу періодограмм цих процесів з 1949 по 1978р. слідує, що вони мають максимуми з періодичністю 6-7 років. Найбільша повторюваність штормових ситуацій припадала на 1950, 1956 , 1963, 1969 , і 1976 рр. У ці роки штормові ситуації зустрічалися в 1.5 - 2 рази частіше , ніж в інші роки , а максимальні висоти хвиль, можливі 1 раз в 1 рік , в першій області моря в «штормові » роки , вище на 20-30% [4].

Влітку повсюди переважає слабе хвилювання, повторюваність хвиль висотою менше 1 м становить 55-70%. Взимку повторюваність таких хвиль зменшується на північному сході району до 40%, в решті частини моря – до 27%.

Хвилі заввишки 2-3 м найчастіше відзначаються взимку, повторюваність їх досягає в цей період 20%, в інший час року вона не більше 12%.

Хвилі заввишки 6 м і більше спостерігаються рідко, повторюваність їх не перевищує 1% (грудень-лютий).

У прибережній зоні розвиток хвилювання залежить від місцевих умов. На мілководді хвилі круті, тут часто утворюється штовханина.

Біля західного узбережжя сильне хвилювання розвивається при стійких вітрах від NE і E.

Шторми з хвилями в 5-7 метрів на Чорному морі влітку вкрай рідкісні, можна сказати, що їх майже не буває. Подібні висоти хвиль у Чорному морі характерні в основному для проміжку часу листопад-січень, і то не завжди. Як правило, для Чорного моря в основному характерні висоти не більше 4-4,5 метрів, і то в зимовий період.

У північно-західному районі Чорного моря спостерігаються хвилі заввишки 9 м один раз на 15 років і висотою 12 м – один раз на 30 років. Якщо для оцінки екстремальних значень використовувати експоненціальний ймовірнісний розподіл і визначити відповідні емпіричні параметри на основі зазначених даних про висоти хвиль, то екстремальна висота хвилі, можлива один раз за період 50 років, дорівнює 14,65 м. Це менш, ніж на 5%

відрізняється від наведеної вище оцінки амплітуди хвилі, обчисленої за даними про екстремальну швидкість вітру.

Для північно-західного району, як показали розрахунки [5], характерною є наступна ситуація. Для хвилювання 0-1 м домінуючими напрямками влітку є південний, південно-східний, північно-східний і східний, взимку – північно-східний, південно-західний, південний, південно-східний. Влітку менш за все може спостерігатись хвилювання Західне та північно-західне. Восени та навесні внесок усіх напрямків приблизно однаковий. Хвилі висотою 1-2 м мають влітку переважно південно-східний, південний, північний та північно-східний напрямки. Північно-західний та західний напрямки розповсюдження можуть спостерігатись, за нашими розрахунками, вкрай рідко. Взимку переважним напрямком є Північно-Східний, в два рази рідше можуть спостерігатись напрямки східний, північний, південний, південно-західний, південно-східний. Слід зауважити, що досить рідко в літні місяці може спостерігатись хвилювання більше 2 м Східного, північно-східного та південно-східного напрямків. Результати моделювання показали, що в холодне півріччя найбільш крупні хвилі мають північно-східний та південно-східний напрямки. [5]

В цілому в північно-західній частині Чорного моря ймовірність спостереження великих хвиль зростає зі сходу на захід [4,5,6]. За даними [6] штормові ситуації на Чорному морі мають циклічну складову з періодом приблизно 6,5 років, тобто один раз на шість-сім років на морі зростала повторюваність штормів в 1,5-2 рази.

В північно-західній частині Чорного моря найбільш сильне хвилювання спостерігалось в Одесі, у м.Тарханкут та в районі Євпаторії. Згідно проаналізованих в роботі [4] спостережень в Одесі з 1950 по 2011 р, повторюваність хвилювання силою 5 балів з висотами від 2,1 до 3,5 м складає менше 0,5 %, 4 бали з висотами 1,26-2,00 м- 4%, 3 бали з висотами 0,75-1,25 – 12,7 %.

Найбільша повторюваність випадків сильних штормів в ПЗЧЧМ із хвилюванням силою 4-6 балів відповідає північно-східному, східному, південно-східному та південному напрямкам хвиль [4]. Хвилювання, що перевищує 2 м, спостерігалось на взмор'ї порту Іллічівськ 113 разів за 48 років, в районі Одеси - 218 разів за останні 60 років, в районі Усть-Дунайська – лише 2 рази, в районі м.Тарханкут за 40 років спостережень – 38 разів.

За даними хвильомірних постів Іллічівську та Південного переважними напрямками розповсюдження небезпечного хвилювання є південний (23-25%), південно-східний та східний (8,7-9,4%) напрямки. В районі Одеси переважає південно-східний (18,1 %), південний (12,6), східний та північно-східний напрямки хвиль [4].

Штормове хвилювання в районі Одеси має виражений річний хід з максимумом в зимовий період і мінімумом - в літній. В районі Одеси спостерігаються шторми як з південної половини горизонту з максимальними розгонами хвиль, так і північно-східні та північно-західні шторми при сильних вітрах, що розвивають небезпечне хвилювання навіть

при невеликих розгонах [4]. Серед штормового хвилювання найбільшу повторюваність в районі Одеси мають хвилі північно-східного, східного, південно-східного напрямків [4,5].

Як показано в [4], в міжрічній зміні повторюваності хвилювання не менш 1,25 м не виділялося будь-якого тренду (за період з 1955 по 2010 рік), тобто не можна казати про зменшення повторюваності штормового хвилювання в районі Одеси. З 2006 року і по теперішній час, спостерігається навіть деяке зростання кількості випадків штормового хвилювання [4].

В районі Одеси повторюваність вітрового хвилювання висотою більше 0,5 м в середньому за літній період складає 17% згідно даним спостережень, виконаним Геофізичною лабораторією Одеського державного університету (ГФЛ ОДЕКУ) з 1951 по 2003 рр. В окремі роки ця цифра може знижуватися до 2%. Повторюваність штормового хвилювання в середньому за рік складає 9,6 %. Структура хвилювання у побережжя Одеси особлива тим, що в зоні прибережних акваторій не спостерігаються штормові хвилі північно-західного, західного і південно-західного напрямів [3].

На станції п. Південний максимальна повторюваність зберігається протягом усього року для північних вітрів. У літні місяці досягає 40%, а в зимові знижується до 25%. Найбільш помітні і сезонні зміни напрямків вітру пов'язані зі збільшенням повторюваності південного вітру і зменшенням північно-західних і північно-східних влітку.

### **1.3 ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРИ З МІНЛИВОСТІ ЛЬОВОГО РЕЖИМУ В ЧОРНОМУ І АЗОВСЬКОМУ МОРЯХ**

Особливістю льодового режиму Чорного моря є щорічне утворення льоду в північно-західній його акваторії, навіть у відносно м'які зими. Основними факторами, що визначають льодові умови, є: географічне положення моря в південній частині помірною поясу, відносна ізольованість від Світового океану, мілководність і низька солоність вод північно-західній частини моря, орографія берегів. характер і інтенсивність атмосферних процесів.

Чорне море розташоване в порівняно низьких широтах. Тому льодом покривається лише незначна частина акваторії моря і льодовий режим відрізняється великою мінливістю умов як протягом зими, так і від року до року. Повне замерзання відкритих районів північно-західної частини моря відбувається лише в дуже суворі зими. Лід на Чорному морі, за винятком деяких ділянок, утворюється зазвичай в середині грудня - початку січня, перш за все він з'являється в гирлах великих річок. Найважчим в льодовому відношенні є період з кінця січня до початку березня.

Спостереження за льодом в басейні моря почалися ще в середині минулого століття. Спочатку це були розрізнені випадкові записи, зроблені в деяких портах і на маяках. Однак пунктів спостереження було мало, спостереження проводилися нерегулярно і без сталої методики.

Ранні роботи по льодовому режиму Чорного моря в основному присвячені опису окремих екстремальних по суворості зим. В кінці 30-х років Б.С.Шустовим готуються розділи по льодовому режиму для гідрометеорологічного довідника Чорного моря, куди увійшли матеріали спостережень до 1935 року включно. Результати цих досліджень викладено в [7]. Матеріали спостережень були нечисленні, неоднорідні і мало порівнянні між собою. За порівнянням невеликого числа пунктів наведені середні і екстремальні дати чотирьох основних льодових явищ - появи льоду, замерзання, скреслення льоду і очищення, їх повторюваність по декадах, а також відомості про кількість днів з льодом. Льодовий режим відкритих районів моря описаний наближено і схематично, карти розподілу і ймовірності наявності льоду по пунктах і декадах побудовані не за матеріалами фактичних спостережень, а на основі теоретичних уявлень.

У 1938 році Шириною Н.А. [8] дана класифікація синоптичних процесів, які викликають настання холодів, з'ясовано, який з типів процесів забезпечує стійке похолодання в басейні і доведено наявності наступності синоптичних процесів від літа до початку зими, що в свою чергу визначає характер майбутньої зими. В роботі звертається достатня увага на сильні відмінності між зимами за ступенем суворості, виділені 6 груп в залежності від років настання і стійкості холодів.

Перші найбільш повні і докладні дослідження льодового режиму Чорного моря проведено А.І.Сироткіної [9]. Нею виявлено характерні особливості льодового режиму, необхідні для прогнозування. Таких особливостей декілька: великі коливання в термінах настання фаз; різний час фаз в різних районах, нестійкість крижаного покриву: мінливість умов від зими до зими; можливість перенесення льоду в райони, де ще немає умов для льодоутворення; величезна роль виносу льоду при очищенні; неодноразові розтині і очищення протягом зими.

Льодовий режим Чорного моря залежить від мінливості декількох факторів, головними з яких є великомасштабні атмосферні процеси, тепловміст моря в період, що передує льодоутворенню, і адвекція тепла з боку відкритого моря.

Початок льодоутворення, товщина льоду, тривалість льодового сезону, згуртованість льоду, форми льоду і положення крайки залежать також від фізико-географічних умов району, широти місця, порізаності берегової лінії, глибини, виносу річкових вод, солоності моря та ін. На перерозподіл льоду по акваторії району впливають напрямок і сила вітру, течії, хвилювання.

Атмосферні процеси визначають суворість зим в північно-західній частині моря. Суворі і дуже льодовиті зими в цьому районі моря обумовлені потоками північних напрямків, які приносять в район моря холодне і сухе повітря з північних областей, тобто суворі зими пов'язані з ослабленням зональної і посиленою меридіональної циркуляції над Західною і Східною Європою.

При ослабленні меридіонального переносу, і посиленні зональної циркуляції над Європою на Чорне море поширюється адвекція тепла і



вологи з океану і Середземного моря, створюючи аномально теплі зимові умови.

Помірні зими характеризуються відносно рівномірним чергуванням похолодань і потеплень, викликаних зміною меридіональних і зональних процесів.

Тепловміст моря в період, що передує льодоутворенню, визначає першу появу льоду. Показником тепловмісту може служити температура води в момент переходу температури повітря через  $0^{\circ}$  Цельсію у бік негативних значень. З цього часу процес передачі тепла від повітря до води змінюється на зворотний, коли вода з більш високою температурою віддає тепло холодному повітрю.

Адвекція тепла, викликана надходженням теплих водних мас відкритого моря в північно-західну частину, затримує початок льодоутворення.

Танення льоду в основному визначається накопиченням холоду в зимовий період, показником якого може служити товщина льоду в кінці зими, і датою переходу температури повітря через  $0^{\circ}$  Цельсію в бік позитивних значень.

Вітер впливає на льодовий режим в періоди льодоутворення та танення льоду. Згуртованість льоду, стиснення і руйнування торосів великою мірою прискорюється під дією вітру. Для західного узбережжя моря в холодну пору року є характерним переважання північно-західних вітрів. На півночі моря взимку найчастіше спостерігаються вітри північно-східного, північного і східного напрямків. Вітри таких напрямків в північно-західній частині моря в м'які і помірні зими сприяють відриву припаю і утворенню плавучого льоду, який під дією течій дрейфує в південному напрямку.

Хвилювання руйнує лід, що утворився, затримує льодоутворення, сприяє нагромадженню торосів.

Велика порізаність берегової лінії і маленькі глибини сприяють ранньому і швидкому утворенню припаю.

Мінливість солоності моря також впливає на коливання часу замерзання води. Зі збільшенням солоності температура замерзання морської води знижується, що затримує час утворення льоду в морі.

Розподіл і стійкість льодів в окремих частинах моря залежать значною мірою і від течій, що діють в цьому районі.

Лід в північно-західній частині Чорного моря спостерігається щорічно. Поява льоду відбувається при зниженні температури води до температури замерзання, значення якої різні для різних станцій.

Перша поява льоду в північно-західній частині моря в основному відбувається в грудні, або на початку січня. Спочатку лід утворюється в бухтах, затоках і лиманах. У відкритих районах моря перший лід може бути як місцевим, так і таким, що принесено з інших районів. Це особливо характерно для районів Одеси і Тендри, куди вітер північного і північно-східного напрямків приносить лід зі східних районів. Іноді перший лід на деяких станціях може з'являтися в лютому і навіть у березні.

Дата першої появи припаю, так само як і дата першого льодоутворення, відрізняється великою нестійкістю. Перша поява припаю в різні роки на різних станціях відзначається протягом усього зимового сезону.

Для Чорного моря характерна кількарізова поява і зникнення льоду протягом зими. Також може зникати і знову з'являтися припай. Щорічна поява припаю спостерігається лише в лиманах і затоках. У відкритому морі в м'які, а нерідко і в суворі зими припай не виникає зовсім.

Повне замерзання відкритих районів північно-західної частини моря відбувається лише в дуже суворі зими. Повне замерзання в більшості пунктів спостерігається не щороку, і тільки в деяких закритих районах воно відбувається щороку.

Початок злому або першого зрушення припаю спостерігається з початку березня. Перш за все весняний розтин зазвичай в лютому відбувається біля входу в Дніпровський лиман і в районі Одеси, чому сприяє адвекція теплих вод, дія південних вітрів і відносно мала товщина припаю. Пізніше відбувається скресання криги в пунктах Дніпровського лиману і Джарилгацької затоки.

Руйнування припаю в північно-західній частині моря зазвичай відбувається швидко (протягом декількох днів) і дати остаточного руйнування припадають на кінець лютого - початок березня.

Найчастіше остаточне очищення моря від льоду спостерігається в березні. Відкриті райони моря очищаються в кінці лютого. Пізніше всіх очищається Дніпровський лиман, так як сюди виноситься лід з Південного Бугу. До кінця березня північно-західна частина моря зазвичай повністю очищається від льоду.

Лід в різних районах північно-західної частини моря може протягом зими кілька разів зникати і знову з'являтися. Кількість очищень за зиму по всіх станціях в середньому становить 2-4 рази, але іноді досягає 10 разів і більше.

Результатом нестійкого крижаного покриву в північно-західній частині моря є великі розбіжності між тривалістю льодового сезону і кількістю днів з льодом. Тому найчастіше кількість днів з льодом в льодовий період на 10-20 менше, ніж тривалість льодового періоду.

Тривалість льодового сезону коливається в дуже широких межах залежно від району моря і типу зими. Так, в особливо суворі зими тривалість льодового сезону в глибині Каркінітської затоки перевищувала 130 діб, а в м'які зими на багатьох станціях лід зовсім був відсутній протягом зими.

Однією з характеристик льодового режиму моря є льодовитість, під якою розуміють площу сумарного поширення крижаного покриву в усіх замерзаючих районах моря. Льодовитість північно-західній частині Чорного моря добре узгоджується з температурою повітря над цим районом. Високий коефіцієнт кореляції між середньою добовою мінусовою температурою повітря і льодовитістю доволі високій - (0.92), що обумовлено відносно малою площею льодоутворення, яка знаходиться в межах однієї повітряної маси з однаковими температурними умовами. У зв'язку з цим на Чорному морі поділяються на три типи – суворі, помірні і м'які. Зима вважається

суворою, якщо сума від'ємних температур повітря за льодовий сезон (жовтень-квітень) перевищує  $-400^{\circ}\text{C}$ , помірною в межах від  $-200^{\circ}\text{C}$  до  $-400^{\circ}\text{C}$  і м'якою - менш -  $200^{\circ}\text{C}$ . Сума градусів днів морозу для північно-західній частині Чорного моря розраховується за спостереженнями на трьох станціях – Одеса, Очаків і Хорли.

В основному льодовитість моря поступово збільшується з грудня по лютий, досягає в першій половині лютого максимальних значень і потім йде на постійне зменшення до початку квітня. Але іноді спостерігаються різкі короточасні коливання льодовитості, особливо в суворі зими. Подібні різкі коливання льодовитості обумовлені мінливістю погодних умов над морем і є характерною рисою льодового режиму моря.

Льодовитість і положення зовнішньої крайки льоду в море схильні до короточасних коливань, що відповідає змінам природних періодів над морем, і більш тривалим, обумовленим сезонними і між річними особливостями атмосферних процесів.

Зазвичай в суворі зими лід з'являється в грудні, а в деяких районах - в кінці листопада. У грудні льодом зайнята невелика частина моря - райони поблизу Дніпровського лиману, Каркінітської затоки і лимани. У січні відбувається збільшення кількості льоду. Крайка його зміщується на південь, лід з'являється уздовж усього західного узбережжя, аж до гирла Дунаю. Максимального розвитку лід досягає в лютому. У дуже суворі зими (1928-1929 рр.) припай поширюється на південь до Констанци, а плавучий лід дрейфує вздовж західного узбережжя до Босфору. При стійких морозах в районі Босфору на кілька днів замерзають вузькості протоки і бухта Золотий Ріг [7].

Досягнувши в лютому максимального розвитку, процес льодоутворення в сувору зиму припиняється і починається танення, в результаті чого до кінця березня - початку квітня північно-західна частина моря повністю очищається від льоду.

Помірна зима відрізняється більш м'якими льодовими умовами. У другій половині грудня утворюється лід в Дніпровському лимані і в Егорлицької затоці. У січні покривається льодом значна частина Каркінітської затоки, Джарилгацька і Тендрівська затоки, а також північно-західне узбережжя акваторії. У лютому відбувається незначне збільшення площі льоду в основному за рахунок північних районів, після чого починається процес танення. До середині березня лід зникає.

Для м'яких зим характерна мала кількість льоду, який протягом зими кілька разів зникає. У м'які зими лід утворюється лише в Дніпровському лимані, Егорлицьком, Тендрівській і Джарилгацькій затоках. В лютому вже починається танення і завершується воно до початку березня. В особливо м'які зими припай в Чорному морі не утворюється.

Найбільш повні данні по мінливості льодового режиму в північно-західній частині Чорного моря за останні роки представлено в [10,1]. Основним джерелом інформації, що використовувалась, з'явилися спостереження за льодовим комплексом на 11 морських гідрометеостанціях і постах (МГП),

рівномірно розташованих уздовж північно-західного узбережжя Чорного моря, включаючи лимани і затоки. Обрані пункти спостережень мають найбільш тривалі ряди спостережень (від 53 льодових сезонів на МГП Царградське гирло до 87 в Одесі).

Як показав аналіз даних спостережень на льодових пунктах, в середньому за багаторічний період перша поява льоду в північно-західній частині Чорного моря спостерігається в опріснених Дністровському і Дніпро-Бузькому лиманах в першій-другій декадах грудня. В кінці грудня відзначається поява льоду в районі Очакова і в глибині Каркінітської затоки (Хорли, Sterегуше). На західному узбережжі (Приморське), в Одеській затоці та на півдні Каркінітської затоки (Чорноморське) лід місцевого походження або той, що приноситься, з'являється приблизно в середині січня.

Діапазон дат першої появи льоду за багаторічний період досить великий: найраніше - 17 жовтня 1976 року (Станіслав), найпізніша поява льоду з Дністровського лиману спостерігалася 25 березня 1953 року на МГП Царградське гирло.

У суворі зими лід на більшості пунктів з'являється в середньому на 2 тижні раніше: в лиманах - в кінці листопада, перших числах грудня (Білгород-Дністровський, Станіслав і Парутино); у відкритих районах моря в кінці грудня, першій-другій декадах січня (Одеса, Приморське, Чорноморське, Євпаторія). У м'які зими процес льодоутворення може відсунути на тиждень. Нерідко в районах, що примикають до відкритого моря, лід під час льодового сезону може не з'являтися зовсім.

Ймовірність утворення припаю найбільш велика в лиманах і затоках (від 91% в Дністровському лимані до 98-99% в Дніпро-Бузькому). Початок утворення припайного льоду в лиманах доводиться на кінець грудня. У суворі зими припай в лиманах з'являється в першій-другій декадах листопада. Крім лиманів, досить часто припаєм охоплюється смуга узбережжя Каркінітської затоки. Імовірність появи припаю становить від 42% на МГП Sterегуше до 66% в Хорлах. Південніше Тарханкутського півострова припай спостерігається не часто. У суворі і помірні зими смуга припаю поширюється від Каркінітської затоки далеко на захід і південний захід моря, аж до МГП Приморське.

Звичайно припай (за винятком лиманів) нестійкий, і час його існування становить в середньому від одного місяця (Приморське, Одеса, Чорноморське, Sterегуше) до двох місяців (Хорли, Очаків, Станіслав, Парутине, Білгород-Дністровський). В помірні зими товщина припаю в прибережній зоні північно-західній частині Чорного моря становить 25-60 см, в суворі може досягати 45-70 см. В м'які, якщо і відбулося утворення припаю, то його товщина не перевищує 21 см (у лиманах - 36 см).

З середини лютого починається руйнування припаю і процес остаточного очищення від льоду. У другій половині лютого очищається узбережжі моря у південних кордонів району (Євпаторія, Приморське, Чорноморське, Царградське гирло, Sterегуше) і поблизу Одеси. Пізніше, в першій декаді

березня, очищаються східна частина Каркінітської затоки і лимани. У суворі зими остаточне очищення моря від льоду може затягнутися на 2-5 тижнів, а в м'які зими відбувається на 1-2 тижні раніше.

В цілому, льодовий сезон в північно-західній частині Чорного моря характеризується значною нестійкістю, можливо кількаразова поява і зникнення льоду. Кількість очищень за сезон становить в середньому 2-4 рази, іноді доходить до 10-11 випадків. Через це кількість днів з льодом на всіх пунктах узбережжя завжди менше, ніж тривалість льодового сезону.

Тривалість льодового сезону залежить як від району моря, так і від суворості зими і тому змінюється в досить великих межах. В Очакові, Хорлах, Білгород-Дністровському, Станіславі вона становить в суворі зими 99-121 день, з яких лід спостерігається протягом 76-113 днів. У м'які зими в цих пунктах тривалість льодового сезону не перевищує 54-83 дні (кількість днів з льодом змінюється від 20 до 60 ). На узбережжі поблизу відкритого моря (Євпаторія, Чорноморське, Приморське і Одеса) тривалість льодового сезону в м'які зими складає 10-25 днів, з яких лід спостерігається тільки протягом 5-12 днів. У суворі зими цей показник зростає до 42-88 днів (кількість днів, коли спостерігається лід, змінюється в межах 24-71 днів).

Льодовий режим Азовського моря також досить добре вивчений. За 80-річний період дослідження накопичено, узагальнено і проаналізовано великий фактичний матеріал про льодові умови Азовського моря.

Перші дослідження, зроблені на основі вкрай обмежених спостережень берегових гідрометеорологічних станцій, відносяться до початку 30-х років попереднього століття і були узагальнені в різній літературі. З огляду на специфіку використаних даних, порівняно повно описані льодові умови в прибережній зоні і в відкритих частинах моря [11].

Систематичні планові зйомки льодового покриву за допомогою авіації були організовані на Азовському морі з зими 1949-1950 рр. Цим була створена якісно нова основа спостережень за льодовими умовами в морі. У 1962 р. дані авіарозвідок, узагальнених за десятирічний період, і льодових спостережень на берегових гідрометстанціях були представлені у вигляді атласу [12].

Льодовий режим, як Азовського моря в цілому, так і окремих його районів, був детально описаний в [13] за матеріалами, накопиченим до 1958 року. У роботі А.Н. Криндіна [14] розглянута мінливість льодовитості і положення крайки льоду в Азовському морі, а також показана їх залежність від сезонних і між річних змін атмосферних процесів. На основі виявленого зв'язку отримані емпіричні рівняння для прогнозу льодовитості і положення крайки льоду Азовського моря.

У льодовому розділі довідкового посібника [13] представлені режимні характеристики льодового покриву моря, великий картографічний матеріал, що охоплює період спостережень до 1977р., а також інформація про фізико-механічні параметри льоду Азовського моря і льодові умови мореплавання по трасі Маріуполь - Керч. Останнє режимне узагальнення льодових умов представлено в довіднику [15,16], де розглянуті також тенденції зміни

льодового режиму Азовського моря за період спостережень до 1986 року. У дослідженнях льодового режиму, виконаних в останні роки, розглядається зв'язок коливань льодовитості Азовського моря з кліматичними змінами [17, 18, 19]. У роботах [20, 21] зроблена спроба оцінити закономірності льодових умов на Азовському морі та в Керченській протоці на основі супутникового моніторингу за 15 років (1992-2007 рр.).

У холодний період року Азовське море знаходиться під впливом області підвищеного тиску, розташованої на півночі і північному сході, і циклонічних вторгнень із заходу і південного заходу. Часті східні і північно-східні вітри приносять континентальні полярні і арктичні маси повітря і викликають сильні морози. Порівняно низькі і порізані бухтами і лиманами мілінні берега моря не перешкоджають вторгненню холодних арктичних повітряних мас і сприяють швидкому замерзанню води. Циклонічна діяльність, навпаки, призводить до змінної і порівняно теплої погоди, відсуваючи льодоутворення на морі. Велика мінливість атмосферних процесів визначає крайню нестійкість льодових умов Азовського басейну.

Льодовитість Азовського моря тісно пов'язана з сумою середньодобових від'ємних температур повітря над морем за льодовий сезон. За цим критерієм зими зазвичай поділяються на три типи: суворі, помірні і м'які. Критерії суворості зими на Азовському морі є такими самими, як і в північно-західній частині Чорного моря. Зима вважається суворою, якщо сума від'ємних температур повітря за льодовий сезон (жовтень-квітень) перевищує  $-400^{\circ}\text{C}$ , помірною в межах від  $-200^{\circ}\text{C}$  до  $-400^{\circ}\text{C}$  і м'якою - менш  $-200^{\circ}\text{C}$ . Для розрахунку суворості зим використовуються данні спостережень за сумами від'ємних температур повітря, осереднені для станцій Керч, Генічеськ, Таганрог і Приморсько-Ахтарськ. Після 1991р. розрахунки проводяться за даними морських станцій Опасне, Генічеськ і Маріуполь. На підставі розрахованих характеристик льодових умов можна уявити середню багаторічну картину розподілу і розвитку льоду на Азовському морі.

За останні 30 років на Азовському морі було тільки дві суворі зими - у зимові сезони 2005-2006рр. та 2011-2012 рр. У ці зими Азовське море покривалося льодом повністю.

Перше льодоутворення в прибережній частині Азовського моря відбувається в північно-східній частині Таганрозької затоки в кінці листопада. Опрісненість і мала глибина затоки, при різкому зниженні температури повітря і води, сприяє утворенню місцевого льоду спочатку у вигляді крижаних голок, які швидко утворюють плями крижаного сала на поверхні води, а при невеликому хвилюванні - шугу. Під час випадання снігу на поверхні води утворюється снігура. При подальшому зниженні температури утворюються у вигляді заберегів нерухомі форми льоду - нілас, крижана кірка, які при хвилюванні утворюють блінчатий лід. Процес льодоутворення поширюється зі східної частини Таганрозької затоки на західну і південну і триває близько двох тижнів.

Про таку послідовність льодоутворення свідчать середні багаторічні дати появи льоду: в Таганрозі - 26 листопада, в Єйську - 11 грудня, в Маріуполі -

14 грудня. Одночасно з покриттям льодом західній частині Таганрозької затоки йде утворення льоду і в інших мілководних районах моря - в Ясенський затоці і Утлюкському лимані. У районах Приморсько-Ахтарська і Генічеська середні багаторічні дати появи льоду, відповідно, 6 та 11 грудня.

У другій і третій декаді грудня лід з'являється уздовж північного (в Бердянську 20 грудня) і західного (в Стрілковому 28 грудня) узбережжя моря. У південних районах лід з'являється значно пізніше - в січні (1 січня - в Темрюку, 8 січня - в Керчі, 12-13 січня - в Опасному і Мисовому). Найпізніше лід з'являється в південній частині Керченської протоки - в районі Завітного - 18 січня, але ймовірність цього явища не перевищує 60%. Багаторічний діапазон дат фактичного початку льодоутворення в прибережній частині моря ще більший і становить приблизно від 2 до 3,5 місяців. У Таганрозькій затоці в аномально теплі зими лід може утворитися на місяць пізніше середньої багаторічної дати (26 грудня), при цьому льодоутворення на півдні моря вперше може відбуватися на початку березня.

В період замерзання в Азовському басейні можлива кількарізова поява і зникнення льоду. Кількість очищень моря від льоду на початку льодового сезону на деяких прибережних станціях може досягати 12 разів. Тому дата початку стійкого льодоутворення в багаторічному плані досить умовна. Але, незважаючи на це, дата стійкого льодоутворення в середньому багаторічному режимі відображає послідовність зміни фаз в наростанні льодового покриву Азовського моря. Перехід від початкових форм льоду до початку стійкого льодоутворення становить, в середньому, від 4 до 18 днів для північних районів моря, а на півдні моря цей період приблизно в 2 рази коротше, так як лід в цій частині моря з'являється пізніше.

Початку утворення сталого припаю (з 22 грудня в Таганрозі до 15 січня в районі Мисового) передують поява крижаного заберегу з нілсних форм льоду, який потім змерзається з плавучим льодом, перетворюючись в молодий лід. На деяких пунктах цей процес відбувається одночасно з початком стійкого льодоутворення, як, наприклад, в районі Опасного. У суворі зими до кінця другої декади листопада припаєм покривається вся прибережна смуга Таганрозької затоки і Утлюкського лиману. У м'які зими в південній частині моря стійкий припай не утворюється. Між появою припаю і першим повним замерзанням моря в прибережній смузі, як правило, проходить від декількох днів до двох і більше тижнів.

Середні багаторічні дати остаточного замерзання моря в прибережній зоні припадають на період з 28 грудня по 16 січня, тобто процес замерзання триває близько місяця. До кінця грудня припаєм покрита східна частина Таганрозької затоки. Повністю затока покрита нерухомих льодом до кінця першої декади січня. До цього часу встановлюється припай в Утлюкському лимані (район Генічеська) і в Ясенський затоці (район Приморсько-Ахтарська). З середини другої декади січня до початку третьої все північне, західне і східне узбережжя моря покривається припаєм. На півдні Азовського моря і в Керченській протоці повне остаточне замерзання спостерігається дуже рідка.

У суворі зими припаєм покривається вся прибережна зона Азовського моря на ширину видимого горизонту з боку льодових пунктів, тривалістю від місяця (на півдні моря) до 3-4 місяців (на північному сході). В помірні зими припай повністю покриває Таганрозьку затоку на 1-3 місяці, а вздовж північних і північно-західних берегів простягається смугою шириною 3-4 милі. На заході, сході і південному сході ширина припаю знаходиться в межах 2 милі, а в південних районах вона рідка досягає 0,5 милі. У м'які зими припай спостерігається тільки в прибережній зоні Таганрозької і Ясенської заток і Утлюкського лиману.

Слід зазначити, що товщина припаю досить мінлива, особливо на початку сезону. Товщина молодого припайного льоду до кінця третьої декади листопада в Таганрозькій затоці і біля берегів Ахтарської затоки складає в середньому 8-11 см. Протягом грудня припай встановлюється вздовж усього узбережжя моря, крім району Стрілецького. До кінця місяця його товщина в Ахтарській і Бердянській затоках і в Утлюкському лимані досягає 16 см, в Таганрозькій і Темрюкській затоках - до 22-23 см. У Керченській бухті товщина припаю може досягати 20 см, в районі мису Казантип - 10 см. Протягом січня товщина припаю збільшується на 10-14 см в Таганрозькій затоці і на 5-8 см - в південній частині моря. У цьому ж місяці припай уздовж Арабатської стрілки досягає товщини до 30 см. У лютому і на початку березня процес наростання льоду протікає повільніше, але досягає максимальних значень за сезон - 40-50 см в Таганрозькій затоці, 20-35 см - в інших районах моря. Максимальні значення товщини припаю припадають на суворі зими і можуть досягати 95 см в районі Арабатської стрілки, 75 см - в Таганрозькій затоці і 70 см - на східному і північно-західному узбережжі. У південних районах моря товщина припаю в суворі зими не перевищує 40-50 см.

В помірні зими на півночі Азовського моря середня товщина припайного льоду в січні становить 20-30 см, в лютому 30-40 см, в березні - 30-45 см. У м'які зими, якщо припай утворюється, то товщина його невелика - в північній половині моря становить 10-20 см, в південній - не перевищує 10 см.

За розрахованими середніми багаторічними датами припай на узбережжі моря встановлюється на період від одного (на півдні) до трьох (Таганрозька затока) місяців. Після досягнення свого максимального розвитку до кінця лютого, при підвищенні температури повітря, припай відчуває зрушення і зламується. Зрушення припаю призводять до того, що на ньому утворюються тріщини. З появою ділянок чистої води, внаслідок великої поглинальної здатності останньої, починається процес швидкого танення льоду.

Остаточна руйнація припаю в прибережній зоні моря, в середньому багаторічному аспекті, відбувається в першій-другій декадах березня. У Керченській протоці цей процес спостерігається дещо раніше, в кінці лютого. Період очищення від льоду має різну тривалість залежно від типу зими і району моря, Остаточне очищення узбережжя моря від льоду відбувається протягом від 6 до 25 днів після руйнування припаю. Першими очищається від льоду Керченська протока і Темрюкська затока (початок березня).



Пізніше за все (20-28 березня) очищаються Таганрозька затока і райони скупчення льодів, що дрейфують під дією вітру (Утлюкський лиман і Арабатська стрілка).

Тривалість льодового періоду (від дати появи початкових видів льоду до його повного зникнення) на прилеглих акваторіях берегових станцій залежить від ступеня суворості зими. У середньому тривалість льодового сезону на узбережжі моря становить від 100-125 діб в Таганрозькій затоці і західних районах моря до 60-70 днів - у південній частині акваторії. Однак, протягом льодового сезону лід, як правило, не відзначається щодня, тому число днів з льодом будь-яких форм виявляється значно менше тривалості льодового сезону, особливо в м'які зими. У південній частині узбережжя число днів з льодом за сезон в середньому становить 40-50 діб, в інших районах моря 75-110 діб.

Льодовий режим відкритих районів моря аналогічний в загальних рисах льодовому режиму прибережної частини моря. Процес льодоутворення у відкритих частинах Азовського басейну затримується внаслідок того, що охолодження води відбувається повільніше в більш глибоких районах моря в порівнянні з мілководними прибережними районами.

На початку льодового сезону (кінець листопада) лід можна зустріти в відкритих частинах Таганрозької і Ясенської заток, а також в Утлюкському лимані. У першій декаді грудня можлива поява плавучого льоду на всій акваторії моря, але в центральній і південно-східній частинах ймовірність зустрічі з ними невелика. Також мала ймовірність наявності припаю в кінці грудня.

Несталий лід на початку сезону в Таганрозькій затоці схильний до вітрового віджимання і дрейфу в відкриту частину моря. Форми плавучих льодів різноманітні, а розподіл і згуртованість їх залежать від напрямку і сили вітру. У січні льодовий покрив продовжує розвиватися в північному і північно-західному районах відкритого моря, поширюючись також на захід і на південь.

До кінця січня крижаний покрив досягає свого максимального розвитку, при цьому найменш льодовитою виявляється центральна глибоководна частина моря. Ймовірність наявності припаю в цьому районі не перевищує 10 %. З середини лютого намічається тенденція до зменшення льодового покриву. До кінця місяця найменш льодовитими виявляються центральний і південно-східний райони моря.

На початку березня ймовірність наявності припаю на всій акваторії моря не перевищує 20%. В кінці березня ймовірність зустрічі припаю такої забезпеченості відзначається в західних районах моря і в Таганрозькій затоці. На початку квітня зустріти лід можна на всій акваторії моря з ймовірністю від 5 до 30%, а на початку травня - тільки в південно-західному районі, де скупчується принесений лід. Вітри північних румбів сприяють в кінці льодового сезону виносу льоду в Керченську протоку.

Площа моря, зайнята нерухомим льодом, змінюється в значних межах, в залежності від суворості зими. Найбільш часто спостерігається розподіл припаю за типами зим.

У м'які зими (найбільш часто повторювані в сучасний період) нерухомий лід спостерігається переважно в північній частині моря і в Таганрозькій затоці. У ці зими спостерігається велика різноманітність форм плаваючого льоду, а також неодноразова поява і зникнення льоду під час льодового сезону. У такі зими центральна частина моря зазвичай залишається вільною від льоду. Плаваючий лід може з'явитися в кінці січня - початку лютого, в невеликій кількості і ненадовго. Терміни очищення моря від льоду в м'які зими, в середньому, припадають на першу і другу декади лютого на півдні і південному сході і на першу-другу декади березня - на півночі і заході моря.

В помірні і суворі зими лід найчастіше з'являється в кінці першої - на початку другої декади січня. Між першою появою льоду і першим замерзанням моря в такі зими проходить близько 10 діб. Крижини змерзаються, утворюючи суцільний нерухомий покрив. Утворення суцільного припаю, коли вся видима поверхня моря покривається нерухомим льодом, може відбуватися неодноразово. За картками чітко простежується напрямок процесу льодоутворення від берега до центру моря. Найменше льоду в січні в південній частині моря, а в лютому і березні - в східній.

Азовське море повністю замерзає (покривається припаєм) на значний термін (місяць і більше) тільки в екстремально суворі зими. Найбільш складна льодова обстановка в суворі і помірні зими відзначається з кінця січня до середини березня в західних і південно-західних районах моря, а також біля входу в Керченську протоку, де звичні поля сильно торосистого льоду. Руйнування припаю в такі зими затягується, і, як правило, відбувається в третій декаді березня. Останньою очищається західна частина моря - в кінці квітня початку травня.

Особливістю льодового покриву Азовського моря є його значна торосистість. Найбільша кількість торосів відзначається у північно-східних районах і вздовж Арабатської стрілки. Висота торосів у відкритому морі, як правило, не перевищує 1 м. На прибережних мілинах торосисті нагромадження іноді досягають 5-12 м. В результаті переміщення і деформації мас льоду можуть утворюватися гряди торосів, які, сідаючи на мілину, перетворюються в суцільні крижані бар'єри.

Найбільша торосистість і максимальне число бар'єрів утворюється в західній частині відкритого моря і у коси Федотова. Це пов'язано з переважаючим вітровим дрейфом льоду в цей район, наявністю великого числа банок і мілководдю, що і створює сприятливі умови для початку утворення нашарувань, торосів і гряд торосів.

В науковій літературі останніх років [22,23] показано, що льодові умови на Чорному і Азовському морях відчувають значні кліматичні зміни. Спостерігається значне зниження повторюваності суворих зим при збільшенні повторюваності м'яких. Кліматичні зміни, що відбуваються, пов'язані зі змінами макро циркуляційних епох. Кількісна оцінка макро

циркуляційних атмосферних процесів може бути зроблена, наприклад, по класифікації Вангенгейма Г.Я і Гірса О.О. [24]. Автори класифікації базувались на тому, що в північній півкулі переважним є західно-східний перенос повітря (західна форма циркуляції W), який порушується меридіональними потоками тепла та кількості руху (форми циркуляції E і C). Ці порушення відбуваються із-за нерівномірного нагрівання суші і моря, циклонічної діяльності на тропосферних фронтах, сонячної активності, комплексу космо-геофізичних факторів. Представляє інтерес проаналізувати повторюваність суворих, помірних і м'яких зим на Чорному і Азовському морях для різних макро- циркуляційних епох. При цьому було використано критерії, розраховані за весь період спостережень для кожного моря. Дані по епохах взяті з [25]. Результати розрахунків представлені в таблиці 3. 1. Як видно з таблиці, повторюваності суворих, помірних і м'яких зим на обох морях є однаковими, або дуже близькими, що свідчить про єдиний характер зимових льодових процесів. Найбільша повторюваність (від 28% до 33%) суворих зим на обох морях спостерігається в С епохи, для яких характерним є наявність висотної улоговини на Європейській території (заток холодного повітря з високих широт на Чорне і Азовське море).

Найбільша повторюваність м'яких зим (від 32% до 39%) спостерігається при W+E епохи, які характеризуються перевагою західної циркуляції, або висотним гребнем над Європою (заток теплого повітря з помірних в високі широти по його західній периферії). Таким чином, суворість зими на обох морях формується заздалегідь єдиними велико- масштабними причинами.

Необхідно відмітити, що критерії суворості зими, як і інші статистичні характеристики, не є постійними. Ці критерії розраховуються таким чином: до помірних зим відносяться ті, для яких сума градусів-днів морозу попадає в інтервал від середнього значення до плюс, або мінус 20% від амплітуди мінливості цієї величини. При цьому, як найменш характерні, виключаються дві крайні зими – сама холодна і сама тепла. Для суворих зим сума градусів днів морозу перевищує цей інтервал, а м'яких – є нижче інтервалу. Нами було розраховано статистичні характеристики суми градусів-днів морозу і інтервали критерію суворості зими для Чорного моря за весь 89- річний період спостережень (з льодового сезону 1925-1926рр. по сезон 2016-2017рр.) і за останні 30 років (з льодового сезону 1987-1988рр. по сезон 2016-2017рр.) Аналогічні розрахунки виконані для Азовського моря за 81-річний період спостережень (з льодового сезону 1926-1927рр. по сезон 2007-2008рр.) і за останні 21 рік (з льодового сезону 1987-1988рр. по сезон 2007-2008 рр.) Результати розрахунків представлено в таблицях 3.1 і 3.2 відповідно.

Аналіз показує, що критерії суворості зими в Чорному морі, які отримані по температурі повітря за 89 років і за останні 30 років, дуже відрізняються між собою. Так, різниця для суворої зими складає 114°C. При цьому температурний період, якій характеризує помірну зиму суттєво звужився - на 92 °C. Для Азовського моря критерії суворої зими за весь період і останні роки також відрізняються, різниця досягає 135°C, а температурний період, якій характеризує помірну зиму звужився ще більше - на 231°C. Що

стосується критерію м'якої зими, то вони на Чорному і Азовському морях за останній період зменшились на 22°C і 4°C відповідно.

Таблиця 1.7 - Повторюваність суворих, помірних і м'яких зим на Чорному (чисельник) і Азовському морі (знаменник) для різних макроциркуляційних епох

Льодовий сезон	Епоха	Кількість зим	Суворі зими		Помірні зими		М'які зими	
			Кільк.	Повт. (%)	Кільк.	Повт. (%)	Кільк.	Повт. (%)
1903-1928рр.	W	3/3	1/1	33/33	2/2	67/67	0/0	0/0
1929-1939рр.	W+E	11/11	3/3	27/27	7/7	64/64	1/1	9/9
1940-1948рр.	C	6/7	2/2	33/28	4/4	67/57	0/1	0/15
1949-1965рр.	E+C	17/17	4/4	24/24	9/7	52/41	4/6	24/35
1966-1990рр.	E	25/25	4/4	16/16	14/15	56/60	7/6	28/24
1991-2009рр.	W+E	19/18	2/0	10/0	11/11	58/61	6/7	32/39
2010-2017рр.	W	8/-	0/-	0/-	5/-	63/-	3/-	37/-
Всього		89/81	16/14	18/17	52/46	58/57	21/21	24/26

Таблиця 1.8 - Статистичні характеристики суми градусів-днів морозу і інтервали критерію суворості зими в Чорному морі ( градуси Цельсія)

Статистичні характеристики	Період	
	89 років	Останні 30 років
Середня сума градусів-днів морозу	239	171
Максимальна сума градусів-днів морозу	840	404
Мінімальна сума градусів-днів морозу	54	70
Критерій м'якої зими	<126	<104
Критерій помірної зими	126-352	104-238
Критерій суворості зими	>352	>238

Таблиця 1.9 - Статистичні характеристики суми градусів-днів морозу і інтервали критерію суворості зими в Азовському морі (градуси Цельсія)

Статистичні характеристики	Період	
	81 рік	Останні 21 років
Середня сума градусів-днів морозу	270	204
Максимальна сума градусів-днів морозу	950	450
Мінімальна сума градусів-днів морозу	50	50
Критерій м'якої зими	<150	<146
Критерій помірної зими	150-400	146-265
Критерій суворої зими	>400	>265

Зменшення суворості зими приводить до зсуву (в днях) початку льодових фаз – дати появи льоду і дати очищення моря від льоду, а також до зменшення тривалості льодового періоду. В [23] показано, що в останні роки лід з'являється на Чорному морі пізніше на 8-18 днів, а на Азовському морі – на 7-21 день. Дати очищення від льоду настають навпаки раніш – на 7-11 днів на Чорному морі і на 7-14 днів раніш на Азовському морі. Особливо помітні зниження спостерігаються і в тривалості льодового періоду – 2.5-3 тижня на Чорному морі і на 2-4 тижня на Азовському.

Ці результати свідчать про суттєві кліматичні зміни льодового режиму Чорного і Азовського морів, причинами яких є зміни макро циркуляційних атмосферних процесів і зростання температури повітря, особливо помітне в зимовий період.

#### **1.4 ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРНИХ ДЖЕРЕЛ З ОПИСУ МІНЛИВОСТІ ВНУТРІШНІХ ХВИЛЬ, ГІДРОАКУСТИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК**

У відповідності з тим антропогенним навантаженням на північно-західну частину Чорного моря (ПЗЧМ), що здійснюється в сучасний період, її всю за визначенням, у першому наближенні, можна віднести до імпактної зони.

Зрозуміло, що прояв кліматичних змін для кожного регіону має свій характер і тенденції, які пов'язані з його особливостями. Як відмічалось у висновках Середземноморської наукової комісії (CIESM), найбільш помітні зміни режимних характеристик скоріш за все будуть відбуватися в «чутливих» системах – напівзамкнених мілководних акваторіях і специфічних морських екосистемах, наприклад, таких морів як Середземне і Чорне.

Обмежений водообмін Чорного моря з відкритими морями і невелика товщина (100-150 м) діяльного шару (насиченого киснем), пов'язана з

існуванням різкого пікнокліну, який блокує вертикальне перемішування і надходження кисню в глибинний шар, все це робить екосистему Чорного моря надзвичайно чутливою до кліматичних змін та антропогенному впливу.

В процесі регіональних змін клімату змінюються умови і характеристики вертикального обміну, горизонтального циркуляційного режиму, структури проміжних вод, змінюється просторово-часова структура полів температури і солоності, режим стоку річок і прісний баланс в цілому а також і рівень моря.

Термохалінний режим Чорного моря в цілому формується в результаті складної взаємодії безперервно змінюваних великомасштабних та дрібномасштабних гідрометеорологічних процесів, що протікають за межами і всередині самого моря. Суттєву роль відіграють географічне положення і особливості морфометрії моря. Зовнішній та внутрішній волого -, тепло -, і сольовий обіги, що визначаються співвідношенням складових водного, теплового і сольового балансу, циркуляція повітряних і водних мас створюють характерні особливості значної просторово – часової мінливості солоності і температури вод, і, в першу чергу, це стосується північно-західної частини Чорного моря. Цей район моря являє собою велику мілководну шельфову зону, гідрологічний і гідрохімічний режими якої формується, в основному, під впливом річкового стоку Дунаю, Дніпра, Дністра та Південного Бугу. Головною особливістю усієї ПЗЧМ є значна короткоперіодна і сезонна мінливість гідрологічного режиму, пов'язана з географічним положенням, морфометрією, кліматичними умовами, значним надходженням річкових вод та систематичним розвитком процесів згону та нагону.

Північно-західна частина Чорного моря й прилеглі до неї ділянки шельфу уздовж західного узбережжя утворюють унікальний регіон, що відрізняється від інших областей численними особливостями і грає важливу роль у формуванні водних мас, циркуляції, інтенсивності обміну й інших процесів, що мають істотний вплив на біологічну продуктивність моря в цілому. Своєрідність північно-західного регіону визначає та обставина, що тут розташована велика материкова обмілина, обмежена з півночі, заходу й північного сходу узбережжям, з якого надходить потужний річковий стік прісних вод Дунаю, Бугу, Дністра, Дніпра й інших рік басейну. Це приводить до формування досить специфічного режиму й незвичайних структур, що не зустрічаються в інших районах моря. Особливого роду динаміка, термохалінні, гідрохімічні й гідробіологічні процеси визначають особливий характер екосистеми північно-західного регіону.

Виявлені багаторічні зміни середньої зимової солоності вод північно-західного шельфу (ПЗШ) мають достатньо означені тренди, які вказують на її зниження в кліматичному плані. Але ці зміни не однорідні у просторі і за знаком тренду

В полі температури у період з 1982 по 2005 рр., в Чорному морі спостерігається відносно швидкий нагрів поверхневого шару (величина потепління дорівнює 0,96 °С).

Також в останні роки спостерігається зростання температури ядра вод холодного проміжного шару (ХПШ) до 8 °С, а також аномальне різке зростання міжрічних коливань температури вод ядра [26].

Наслідком таких змін термохалінних показників вочевидь буде зміна структури і інтенсивності часової і просторової мінливості термохалінних полів у широкому діапазоні масштабів у порівнянні з попереднім історичним періодом досліджень. Розвиток досліджень в цьому напрямку - це вимога часу.

В даному розділі розглянуті наступні масштаби мінливості гідрофізичних процесів: синоптична мінливість, пов'язана головним чином з синоптичними вихровими утвореннями; інерційні та сейшеві коливання, а також внутрішні хвилі, у тому числі і захоплені берегом та дном, акустичні поля.

Дослідження характеристик мінливості гідрофізичних полів і оцінка її просторово-часових параметрів виконувалась з позицій хвильового підходу.

Детальна фізико-географічна характеристика північно-західної частини моря приведена у роботі [27]. Проведено районування акваторії за структурою гідрологічних полів та характером протікання процесів – виділено шість секторів. Визначені основні водні маси, їх просторова структура та характеристики сезонної мінливості. Розглянуті особливості циркуляції та параметри її мінливості у діапазоні масштабів від синоптичного до внутрішніх хвиль. Оцінені просторові масштаби таких специфічних мезомасштабних гідрологічних структур як локальні густинні фронти. Визначені просторово-часові параметри інерційних, добових (бризових) та синоптичних коливань. Мінливість у придонних шарах пов'язується з топографічними хвилями. Зроблено висновок про важливість регіону в формуванні водних мас, циркуляції, інтенсивності обміну і інших процесах, які здійснюють суттєвий вплив на біологічну продуктивність моря в цілому.

На шельфі Чорного моря головними процесами, що визначають динаміку вод, у синоптичному та мезомасштабному діапазоні, є внутрішні хвилі, сейші, інерційні рухи та шельфові хвилі [28]. Для вивчення цих процесів потрібні спеціалізовані експерименти.

Результати спеціалізованих спостережень, спрямованих на детальне дослідження синоптичних та мезомасштабних гідрофізичних процесів у шельфовій зоні (головним чином у північно-західній частині моря) представлені у роботі [29].

**Експерименти з дослідження синоптичної мінливості гідрофізичних полів.** Спеціалізовані натурні експерименти у Чорному морі проводились достатньо рідко. Полігонні буйкові спостереження до 1984 р. були випадкові, а відсутність гідрологічних спостережень з синоптичним масштабом та попутних синхронних метеорологічних спостережень значно ускладнювало інтерпретацію результатів аналізу спостережень за течіями. Характерним прикладом таких спостережень є полігон з 9 автономних буйкових станцій (АБС) у районі Кавказького узбережжя, виконаних у березні 1979 р., [29]. Виміри проводилися у шельфовій зоні на трьох

горизонтах ( 0, 10, 50 м) з часовою дискретністю 15 хвилин, тривалість спостережень - 14 діб. Виконаний просторово – часовий спектральний аналіз дозволив виявити, що у шельфовій зоні Чорного моря головні види синоптичних і мезомасштабних рухів представлені топографічними хвилями, інерційними коливаннями і власними сейшеподібними коливаннями. Однак інтерпретація отриманих результатів була скоріше якісною. Більш продуктивним було проведення експериментів у 1984 – 1985 роках. Ціллю експерименту було комплексне вивчення синоптичних і мезомасштабних явищ (гідрологічних фронтів, вихрів) уздовж краю шельфу північно – західної частини шельфу Чорного моря. Попередній аналіз раніше отриманих результатів дозволив припустити, що у цьому районі фронтальний розділ і пов'язана з ним струминна течія є частиною Головної чорноморської течії (ГЧТ), яка є зоною активного вихроутворення. Отримані потім результати у 1984 році виявилися достатньо репрезентативними, вони дали можливість оцінити просторово-часову мінливість гідрологічних полів у районі шельфових фронтів, які відіграють важливу роль у динаміці вод внутрішніх морів. Подібний експеримент був повторений у цьому ж районі у 1985 р., при цьому перший етап експерименту охоплював зимовий період, що дозволило судити про внутрішньорокову мінливість гідрологічних характеристик.

Відмінною рисою цих досліджень було більш детальне вивчення синоптичних процесів, що забезпечувалося виконанням п'яти зйомок базового мезомасштабного полігону у районі розміщення автономної буйкової станції (АБС) і багатодобової гідрологічної станції у центрі полігону. Виміри на багатодобовій станції виконувалися чотири рази на добу, зйомки мезомасштабного полігону проводилися за одну добу на протязі усього періоду роботи АБС. Відстань між станціями – 5 миль, тривалість роботи буйкового полігону – 18 діб. Гідрологічні полігонні спостереження виконувалися зондуючими приладами.

Динамічні експерименти 1984 і 1985 рр. проводилися у літній сезон ( у 1984 р. з 17 червня до 2 липня, а у 1985 р. з 24 травня до 11 червня). Вітрові умови у північно – західній частині Чорного моря характеризуються найбільшою повторюваністю північно – східних і північно – західних вітрів, при цьому сумарна повторюваність північних румбів складає більше 50 %. У межах експерименту найбільший інтерес викликають характеристики мінливості метеорологічних умов у синоптичному діапазоні – від кількох годин до кількох діб.

Проведений аналіз змін середньодобових величин метеорологічних елементів виявив чітко означені коливання з періодами приблизно 5 – 10 діб. Найбільш показовими з цієї точки зору є зміни величин швидкості та напрямку вітру за даними багатодобової станції у центрі полігону. ( Для аналізу також були використані дані берегових станцій).

Реакція моря на атмосферні впливи синоптичного масштабу найбільш чітко відстежується за спостереженнями змін рівня моря на берегових пунктах. Виявилось, що величина когерентності між атмосферним тиском та



рівнем моря значуща для коливань з періодом, близьким до добового і для низькочастотного діапазону ( коливання з періодом більше трьох діб ). Півдобові коливання рівня моря є власними і обумовлені припливом. Важливо відзначити, що півдобові коливання найбільш чітко виявляються на спектрах у мілководній північно – західній частині моря (пункти Одеса та Іллічівськ ).

Таким чином, слід відзначити, що у північно – західній частині Чорного моря у синоптичному діапазоні частот чітко відстежуються коливання з періодами близько 5 – 10 діб, що можуть призводити до генерації вимушених коливань гідрофізичних полів.

У відповідності до теоретичних уявлень, основні види рухів синоптичного масштабу, що визначають мінливість гідрофізичних полів у цьому просторово – часовому діапазоні це – вільні та вимушені шельфові хвилі, топографічні хвилі і хвилі Россбі. Вільні шельфові хвилі обумовлені власною гідродинамічною несталістю Основної чорноморської течії, а їх параметри залежать від особливостей фонового стану: вертикального і горизонтального зсуву швидкості головного потоку, характерного виду вертикального розподілу густини (стратифікації). Вимушені шельфові хвилі збуджуються періодичною дією вітру, при цьому рухома вітрова система може характеризуватися як хвиля, що біжить.

Після обробки та аналізу даних гідрологічних спостережень та спостережень за течіями на полігоні, з'ясувалося, що у синоптичному діапазоні мінливості гідрофізичних полів основними рухами є збуджені атмосферними циклонічними процесами вимушені коливання з природним синоптичним періодом і вільні власні хвильові рухи, обумовлені гідродинамічною несталістю Основної чорноморської течії через вплив топографічних ефектів.

Мезомасштабний діапазон мінливості гідрофізичних полів у Чорному морі представлений чотирма основними класами хвильових рухів – інерційні рухи, припливні коливання, сейши і внутрішні хвилі.

Припливні коливання рівня внутрішніх морів, таких як Чорне, Каспійське, Азовське, незначущі, і їх амплітуда сягає лише кількох сантиметрів ( до 10 см).

Результати динамічного експерименту на звалі глибин північно-західної частини Чорного моря виявили, що найбільшу інтенсивність у мезомасштабному діапазоні мають інерційні рухи. Найбільш розповсюджений вид інерційних рухів у Чорному морі – інерційні течії з вертикальним масштабом когерентності 30 – 75 м. Ці рухи концентруються у верхньому діяльному шарі моря і збуджуються атмосферними процесами. Масштаб часової переміжності інерційних течій влітку складає 4 – 8 діб. Швидкості інерційних течій літом сягають

$40 \text{ смс}^{-1}$ , при цьому шар сезонного термокліну є своєрідним екраном, який перешкоджає розповсюдженню інерційних коливань у глибини [30].

Крім того, за результатами комплексних досліджень, були отримані характеристики сезонної мінливості термогідродинамічної структури шельфового фронту у північно-західній частині моря.

Дослідження внутрішніх хвиль. За даними інструментальних спостережень внутрішніх хвиль оцінені просторово – часові характеристики останніх у діапазоні від інерційного до короткоперіодного.

Групи короткоперіодних внутрішніх хвиль завжди пов'язані з внутрішніми припливами, сейшевими коливаннями або з фронтальними зонами і генеруються, очевидно, через розпад довгих хвиль, які надходять у шельфову зону. К.В.Коняев у роботі [31] пропонує поділяти випадкові поля хвиль на групи інтенсивних, правильних за формою та властивостями хвиль та фонову частину, яка має безперервний спектр і непарні хвильові властивості. Такий підхід у описі хвильових полів за його думкою повинен дати більш реалістичну картину поля та його енергобалансу у зрівнянні з широко відомою стаціонарною моделлю спектра Гаррета –Манка.

Далеко від району генерації умови існування короткоперіодних внутрішніх хвиль визначаються, головним чином, вертикальним розподілом частоти плавучості. У Чорному морі через сильну вертикальну перешарованість густини, їх характерний часовий масштаб змінюється від 2 до 60 хвилин (від мінімального періоду Вьяйсяля до періоду розширення хвилеводу). Основна мінливість у розподілі частоти Вьяйсяля відзначається у шельфових та прибережних районах моря, а також у районах звалу глибин і у фронтальних зонах, де значення частоти плавучості може перевищувати 40 цикл-рік, що відповідає періодам можливих коливань менш 30сек. Просторовий масштаб, відповідно, змінюється від кількох метрів до кілометрів [32].

В роботі [33] представлений огляд експериментальних досліджень внутрішніх хвиль в Чорному морі з платформи, розташованої на шельфі північно-західної частини моря. Під час досліджень спостерігалася генерація інтенсивних внутрішніх хвиль поверхневою інтрузією опріснених вод, яка рухалася над термокліном [34]. Також були виявлені нові процеси, відповідальні за генерацію інтенсивних внутрішніх хвиль на шельфі, а саме вихід у прибережну зону квазіінерційних внутрішніх хвиль і підхід у прибережну зону локальних термохалінних фронтів згонно-нагонного походження.

Виникненню коливань термокліну в прибережній зоні з інерційним періодом сприяють коливання в полі вітру, які збуджують інерційні коливання вектора швидкості дрейфової течії. Вектор швидкості течії у верхньому квазіоднорідному шарі обертається за годинниковою стрілкою, викликаючи нагон, коли він спрямований у бік берега, і згон при зміні напрямку течії на протилежний. Підхід фронтів згонно-нагонного походження в свою чергу генерує інтенсивні короткоперіодні хвилі.

Проходження інтенсивних внутрішніх хвиль завжди супроводжуються поверхневими проявами у вигляді полос вигладженої поверхні води (сліків), які чергуються полосами брижів.

Потужна генерація інтенсивних внутрішніх хвиль зареєстрована при проходженні різкого фронту теплої води. (За 2 хвилини температура води піднялася: на горизонті 20 м – з 8 до 11 °С, на горизонті 10 м – з 10.5 до 22.6 °С, на горизонті 5 м – з 16 до 25 °С. Проходження теплового фронту співпало з проходженням цуга інтенсивних внутрішніх хвиль. Перша і друга головні хвилі мали висоту 8 і 6 м. При проходженні цуга всі шари води від поверхні до дна синхронно коливалися, що свідчить про присутність першої моди коливань.

Одночасні виміри характеристик внутрішніх хвиль і параметрів плівок параметрів поверхнево-активних речовин (ПАР) показали, що в момент проходження поодиноких внутрішніх хвиль різко зростає концентрація ПАР, а в моменти між хвилями вона зменшується. При цьому найбільша концентрація виявлена при проходженні головної внутрішньої хвилі (солітоноподібні нелійні хвилі з висотою головної хвилі 7 м).

За даними спостережень було виявлено, що генерація внутрішніх хвиль у період нагону відбувається в період послаблення нагонного вітру – в той час, коли придонна течія змінює свій напрямок (в основному від берега) на протилежний. В цей час спостерігалось значне посилення зсувної течії в придонному шарі і поява внутрішнього бору на різкому придонному термокліні. Внутрішній бор супроводжувався інтенсивними короткоперіодними хвилями, що рухалися до берега. Також при цьому спостерігалися ознаки руйнування (перекидання) внутрішніх хвиль у вигляді нетривалих густинних інверсій товщиною до 40 см.

Спостереження, проведені в 2002 р. виявили роль внутрішніх борів як явищ, що забезпечують надходження у придонні шари прибережної зони Чорного моря води з високим вмістом розчиненого кисню.

Спостереження внутрішніх борів в 2005 р. показали, що їх розповсюдження в прибережній зоні тісно пов'язано з потужними струминних течій, які формуються з періодичністю, близькою до інерційної.

Було виявлено 2 типи борів, які кардинально відрізняються положенням максимуму течії: в першому випадку – біля поверхні моря, у другому – біля дна.

За результатами цих досліджень можна сформулювати головні властивості короткоперіодних внутрішніх хвиль у Чорному морі:

1. Хвилі мають групову будову та значну просторову і часову перемежуваність.

2. У районах шельфу групи інтенсивних хвиль пов'язані з термічними фронтами – різкими підйомами та заглибленнями термокліну.

3. Експериментальні спектри характеризуються зменшенням енергії із зростанням частоти за "законом -2", на фоні якого є піки спектральної густини на частотах 10-30 цикл/рік.

Не дивлячись на різницю характерних ситуацій, що призводять до інтенсифікації поля внутрішніх хвиль, їх поєднує одна загальна риса – збудження інтенсивним метеорологічним чинником. Після закінчення дії

сильного вітру, який виконує роль своєрідної пружини, що запускає механізми генерації внутрішніх хвиль.

У роботах [35, 36, 37] на основі спостережень виконаних вже до 1986 була продовжена робота закладена у монографії [32]. Уточнювались режимні характеристики гідрологічних полів та характеристики їх мінливості на різних масштабах.

Питанням низькочастотної мінливості полів температури і солоності у північно-західній частини Чорного моря присвячена робота [44]. Обговорюються фізичні механізми формування міжрічної та багаторічної мінливості термохалінних характеристик у верхньому шарі акваторії. Показано, що головна причина низькочастотної мінливості – великомасштабна взаємодія океану та атмосфери.

Міжрічна мінливість інтенсивності апвелінгів у Чорному морі розглядається у роботах [38,39]. Синоптична мінливість пов'язана з цим динамічним явищем відіграє важливу роль у структурі коливань гідрофізичних характеристик. Амплітуда коливань температури при згоні-нагоні може сягати величин характерних для сезонної мінливості.

Мінливість температури води в прибережній зоні Одеської затоки в інтервалах від мілкомасштабного до глобальних неоднорідностей (сезонні коливання) аналізується у роботі [40]. За даними 16-місячних спостережень за температурою води з дискретністю 30 хвилин отримані статистично забезпечені параметри сезонних змін, параметри мінливості синоптичного масштабу, параметри добового ходу, а також статистики можливих змін температури води за половину години.

Для сезонної мінливості температури запропонована апроксимація у виді гармонійної функції. Також, після видалення сезонної складової, виявлено лінійний тренд, який демонструє підвищення температури води за 500 діб спостережень на 1,6 °C.

Оцінені характерні масштаби синоптичних коливань (згінно-нагінні процеси), та добових змін температури.

Гідроакустичні характеристики. Узагальнені результати досліджень поля швидкості звуку у Чорному морі представлені у монографії [41]. В роботі розглядаються великомасштабна структура і сезонна мінливість фонових акустичних полів, властивості чорноморського підводного звукового каналу. Досліджені акустичні поля у кліматичних фронтах і постійних течіях, визначені особливості формування придонних та інших аномалій швидкості звуку, а також їх вплив на розповсюдження звукової енергії. Виконана систематизація даних про синоптичну мінливість вертикальної структури швидкості звуку у діяльному шарі моря як результату дії атмосферних опадів, вітрового хвилювання і течій, внутрішніх хвиль та атмосферних фронтів.

Сезонна мінливість термохалінної та акустичної структури вод у прибережній і шельфовій зонах розглядається у роботі [42].

Структура та параметри міжрічної мінливості сезонних акустичних характеристик у шельфовій зоні в західній та східній частинах Чорного моря досліджуються у роботі [43].

У роботі [44] досліджується мінливість вертикального розподілу швидкості звуку на шельфі північно - західної частини Чорного моря за даними спеціальних спостережень на часових масштабах від добового до кількох годин.

Результати моніторингових досліджень гідрологічного й гідрохімічного режимів північно-західного шельфу Чорного моря в 1990 – 2005 рр. приведені у роботі [45]. Детально розглядається структура і динаміка водних мас, отримані оцінки сезонної мінливості гідродинамічних характеристик. Окремий розділ присвячений оцінці ймовірнісних характеристик мінливості гідрологічних параметрів. Приведені режимні характеристики температури та солоності води, їх вертикальні розподіли.

Досліджена внутрішньорічна мінливість та сезонні особливості просторового розподілу гідрологічних полів поверхневого шару. Приведені характеристики багаторічної мінливості термохалінних характеристик.

## 1.5 ГІДРОХІМІЧНІ ТА БІОЛОГІЧНІ ПОКАЗНИКИ

У даному розділі представлені гідрохімічні та біологічні показники на прикладі дунайської імпактної зони. Узмор'є Дунаю відноситься до області лавинної седиментації. Тут осідають і вибувають з подальшого транспорту в відкриту частину моря великі маси зважених речовин. З геохімічної точки зору тут проходить геохімічний бар'єр, по різні боки якого існують різні умови осадкоутворення, які призводять до втрати деяких елементів, до зміни їх концентрації у воді. Значна частина деяких компонентів річкового стоку осідає біля рідкої кордону морських і річкових вод і акумулюється на дні. При коагуляції і флокуляції органічної речовини зв'язуються і випадають в осад сполуки заліза (понад 50%), марганцю (понад 80%), фосфору (більше 50%), алюмінію (10-70%), а також цинк, мідь, нікель, кобальт, свинець, молібден і інші мікроелементи.

Найважливішим екологічним фактором є стік біогенних елементів - сполук азоту, фосфору і кремнію. Так, в 70-80-х роках ХХ століття концентрації речовин в дунайській воді, що містять азот і фосфор, різко збільшилися в кілька разів, а в 90-х повернулися до значень 50-60-х років. Починаючи з 90-х років, в стоці Дунаю відзначено помітне зменшення концентрацій мінеральних і зростання концентрацій органічних форм азоту і фосфору, а також порушення співвідношень між ними, які існували до початку антропогенного евтрофування. Про зміну екологічної обстановки в дельті Дунаю свідчить і ретроспективний аналіз кількості розчиненого кисню. В середині ХХ століття його зміст змінювалося від 8 до 12 мг / дм<sup>3</sup>, а ступінь насичення - від 80 до 95%. У 90-х роках діапазони мінливості істотно розширилися 5,8-12,8 мг / дм<sup>3</sup> і 60-120%, відповідно. За високими

значеннями концентрацій кисню варто різке (в 2-5 разів) збільшення біомаси фітопланктону, що пояснюється збільшенням прозорості води за рахунок зменшення стоку зважених речовин.

Для Кілійської дельти Дунаю характерні високі концентрації фенолів: 0,013-0,120 мг / дм<sup>3</sup> при ГДК-0,001мг / дм<sup>3</sup>. Такі концентрації, в значній мірі, обумовлені надходженням в воду продуктів природної деструкції повітряно-водної рослинності (очерет, рогіз та ін.).

Гідрохімічний режим морського узбережжя (кисень, динаміка ВВ, біогенних речовин, ЗВ - нафтопродуктів і важких металів) гідрохімічний режим узмор'я формується під впливом річкового стоку і специфічних гідрологічних умов (головним чином наявність вертикальної стратифікації). Моніторинг гідрохімічного режиму узмор'я, починаючи з 1977 р і зіставлення з літературними даними дозволяють встановити, що антропогенне евтрофування вод Дунаю сприяло збільшенню вмісту мінеральних і органічних речовин в зоні впливу його вод. На узбережжі Дунаю в 90-і роки відзначається різке збільшення вмісту азоту органічного на тлі незначного збільшення концентрацій його мінеральних форм. Зміст мінеральних і органічних форм фосфору, іншого найважливішого елемента гідрохімічного режиму з 80-х років змінилося незначно. Було встановлено, що на узбережжі Дунаю в результаті фізико-хімічних і динамічних процесів максимальний перехід речовин з води в донні відкладення відбувається в зоні лавинної седиментації (при солоності 2-6 ‰).

Розвиток біологічних процесів (життєдіяльність фіто-, зоопланктону) на узбережжі також впливає на динаміку біогенних речовин. Мінеральні і органічні сполук азоту та фосфору разом зі зваженим речовиною накопичуються в ґрунтах узмор'я. Ґрунти узмор'я в даний час представляють собою «депо» біогенних речовин. Специфіка гідрологічних умов на узбережжі така, що в літній період придонний шар ізольований від вище лежачих шарів моря різким термо-, галокліна. При відсутності припливу кисню і деструкції органічної речовини звичайними явищами на узбережжі стають гіпоксія і аноксія, що призводять до виникнення відновлювальних умов. Виходить біогенних речовин з донних відкладень в придонний шар моря, які в цьому випадку грають роль вторинного джерела евтрофікації.

## ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

1. Гідрометеорологічні умови морів України. Т. 2. Чорне море. Севастополь. 2012. 420 с.
2. Гідрометеорологія і гідрохімія морів СРСР. Т. IV. Чорне море. Вип. 1. Гідрометеорологічні умови. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 430 с.
3. Сахненко О.І. Вплив вітрового хвилювання на динаміку вод в граничних зонах океану: дис. канд. геогр. наук, Одеса, 2010. 156 с.
4. Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н., Горячкин Ю.Н. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 2. Черное море. Севастополь. 2012. 420 с.
5. Гармашов А.В. Ветро-волновые характеристики Черного моря: дис. канд. геогр. н. Севастополь, 2013. 196 с.
6. Кабатченко И.М. Исследование режима штормовых ветров и волн на примере Черного моря: дис. канд. геогр. н., Москва, 1984. 136 с.
7. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 4. Черное море. Л.: Гидрометеоиздат. 1986. 98 с.
8. Ширина Н.А. Синоптические условия замерзания Азовского и северо-западной части Черного моря. Труды ГГО. 1938. Вып. 35. С. 23-39.
9. Сироткина А.И. К вопросу об оценке суровости зим на южных морях. Труды НИИАК. 1959. Вып. С. 35-44.
10. Горбач С.Б., Дьяков Н.Н., Тимошенко Т.Ю., Левицкая О.В. Ледовый режим северо-западной части Черного моря. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь. ЭКОСИ. Гидрофизика. 2009. Вып. 18. С. 296-304.
11. Теодорович А.А. Льды Азовского моря. Тбилиси: Гидрометеоиздат, 1944. 60 с.
12. Атлас льдов Черного и Азовского морей. Л.: Гидрометеоиздат, 1962. 70 с.
13. Гидрометеорологический справочник Азовского моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1962. 853 с.
14. Крындин А.Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда на Черном и Азовском морях. Труды ГОИН. Севастополь. 1964. вып. 76.
15. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Том 3. Азовское море. Ленинград 1986. 220 с.
16. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 5. Азовское море. СПб Гидрометеоиздат. 1991. 236 с.
17. Дьяков Н.Н., Фомин В.В., Горбач С.Б. Ледовый режим Азовского моря в суровые зимы Труды УкрНИГМИ. Севастополь. 2000. вып. 248. С. 248-253.
18. Дьяков Н.Н., Иванов В.А. Сезонная и межгодовая изменчивость гидрологических характеристик прибрежной зоны Азовского моря. В сб. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное исследование ресурсов шельфа. Севастополь, 2002. С. 39-46.
19. Дьяков Н.Н., Горбач С.Б., Тимошенко Т.Ю. Современные тенденции

- многолетних изменений ледовых условий Азовского моря. Труды УкрНИГМИ. Севастополь. 1999. вып. 247. С.244-249.
20. Боровская Р.В. Особенности ледового режима Керченского пролива за последние 15 лет по данным спутниковых наблюдений Н В сб. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное исследование ресурсов шельфа. Севастополь, 2006. вып, 14. С. 253-258.
21. Боровская Р.В., Ломакин П.Д., Панов Д.Б., Спиридонова Е.О. Современное состояние ледовых условий в Азовском море и Керченском проливе на базе спутниковой информации. Севастополь: НАН МГИ, 2008. 42с.
22. Ю.П.Ильин Климатические изменения гидрометеорологических условий Черного моря. Глобальные и региональные изменения климата. Київ: Ника-Центр, 2011. С.322-333.
- 23.Думанская И.О. Долгосрочный прогноз ледовых характеристик морей европейской части России и их изменения на рубеже XX-XXI вв. Труды ГМЦ России.). Москва. 2014. С. 98-119.
- 24.Вангенгейм Г.Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Труды ААНИИ. Москва. 1952.Т.34. 314с.
25. Оперативное океанографическое обслуживание: монография/ под ред. Е.С.Нестерова, З.К.Абузаров., И.О.Думанская. Москва. Обнинск: ИГ-СОЦИН. 2009. 288 с.
- 26.Матыгин А.С., Сытов В.Н., Попов Ю.И., Ковалишина С.П. Изменчивость климатических характеристик морских вод в северо –западной части Черного моря. Вестник ГМЦ ЧАМ, Одесса. 2013. № 2(16). С. 97- 105.
- 27.Христофоров Г.Н. Физико-географическая характеристика северо – западного района Черного моря //Системный анализ и моделирование процессов на шельфе Черного моря // Сб. трудов под ред. Б.А. Нелепо. - Севастополь: Изд-во МГИ АН УССР, 1983. С. 60-70.
- 28.Блатов А.С., Косарев А.Н., Соколов С.Ю. Сравнительная оценка спектрального состава мезомасштабной и синоптической изменчивости гидрофизических полей Черного и Каспийского морей. //Тезисы докладов II Всесоюзной конференции по перспективным методам планирования и анализа экспериментов при исследовании случайных полей и процессов. Севастополь. 1985. С. 131 – 133.
- 29.Изменчивость гидрофизических полей Черного моря: монография / Под ред. Б.А.Нелепо. Л.: Гидрометеиздат. 1984. 240 с.
30. Исследование и моделирование гидрофизических процессов в Черном море Коллективная монография / Под ред. С.П. Левикова М.: Гидрометеиздат, 1989. 141 с.
- 31.Коняев К.В. Локальная узкополосность как характерная черта случайных волновых полей в океане. Докл. АН СССР, Москва.1984, т. 276. №4. С. 843 – 846.
- 32.Блатов А.С. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. Л.: Гидрометеиздат, 1984, 240с.
33. Серебряный А.Н., Иванов В.А. Исследования внутренних волн в Черном



- море с океанографической платформы МГИ. 2013. Т.6: Фундаментальная и прикладная гидрофизика, № 3. С. 34-45.
34. Иванов В.А., Серебряный А.Н. Внутренние волны на мелководном шельфе бесприливного моря. Изв. АН СССР. 1983. Т.19: Физика атмосферы и океана, № 6. С. 661-665.
35. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4: Черное море. Вып.1. Гидрометеорологические условия. Под ред. А.И. Симонова, Э.Н. Альмана. С-Пб.: Гидрометеиздат, 1991. 429 с.
36. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4. Черное море. Вып.2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. Под ред. А.И. Симонова, А.И. Рябинина, Д.Е. Гершановича. С-Пб.: Гидрометеиздат, 1992. 219 с.
37. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т.4. Черное море. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 100 с.
38. Боровская Р.В., Панов Б.Н., Спридонова Е.О., Лексикова Л.А., Кириллова М.В. Прибрежный черноморский апвеллинг и межгодовая изменчивость его интенсивности. // Экологічна безпека прибережної і шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. Вып. 12. 2005. С. 42-48.
39. Боровская Р.В., Шляхов В.А. Влияние апвеллинга на производительность тралового промысла шпрота в водах Украины // Сборн. научн. тр. "Системы контроля окружающей среды". Вып. 14. Севастополь: НАН Украины, МГИ, 2010. С. 245-250.
40. Большаков В.Н. Изменчивость температуры воды у побережья Одессы в масштабах от года до получаса // Український гідрометеорологічний журнал. № 9. 2011. С. 220-227.
41. Дивизинюк М.М. Акустические поля Черного моря. Севастополь: "Муссон-Экспресс", 1998. 352 с.
42. Белокопытов В.Н. Сезонная изменчивость термохалинной и гидролого – акустической структуры вод Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: МГИ НАН Украины. Вып. 8, 2003. С. 12-22.
43. Кравець І.О. Структура та параметри мінливості акустичних характеристик у Чорному морі // Дипломний проект. Одеса: ОДЕКУ, 2011.
44. Клапатюк А.О. Короткоперіодна мінливість вертикального розподілу швидкості звуку у шельфовій зоні. Одеса: ОДЕКУ, 2012.
45. Гідрологічні та гідрохімічні показники стану північно-західного шельфу Чорного моря: довідковий посібник // [відповід. ред. І.Д. Лоева]; Орлова І.Г., Павленко М.Ю., Український В.В. та ін. Київ: КНТ, 2008. 616 с.
46. N. Berlinsky, Yu. Bogatova, G. Garkavaya Estuary of the Danube / // The Handbook of Environmental Chemistry. – Springer-Verlag: Berlin-Heidelberg, 2006. 124с.

## **РОЗДІЛ 2 ОПИС МІНЛИВОСТІ ОКЕАНОЛОГІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ІМПАКТНИХ ЗОН В ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ ЧОРНОГО МОРЯ (РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ ЗА ПЕРІОД З СІЧНЯ ПО ГРУДЕНЬ 2018 Р.)**

### **2.1 МІНЛИВІСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЬОДОВОГО РЕЖИМУ В ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ ЧОРНОГО МОРЯ**

Для виконання досліджень використовувалися такі характеристики льодового режиму: дати появи і очищення від льоду, тривалість льодового періоду, кількість днів з льодом на станціях Очаків (лиман), Очаків (море), Аджігіюл, Станіслав, Касперовка, Херсон, Прогнойськ, які розташовано в Дніпровському лимані, Парутино і Миколаїв – в Бузькому лимані, Чорноморськ, і Одеса і в північно-західній частині Чорного моря. Тривалість рядів спостережень по різних характеристиках на станціях неоднакова. Найбільш тривалі та безперервні ряди є по датах появи і очищення від льоду і тривалості льодового періоду і кількості днів з льодом на станціях Очаків (лиман), Очаків (море), Аджігіюл, Парутино, Станіслав, Касперовка, Херсон - за 1959- 1997 рр. На інших станціях тривалість рядів декілька менша, тому, що в деякі роки лід не спостерігався, але ж є достатньою для розрахунків статистичних характеристик мінливості. Використовувались також данні про льодовитість за період 1959-1985рр. і суми градусів-днів морозу за період 1925-2018рр. в північно-західній частині Чорного моря.

Слід відмітити, що льодовий режим Чорного моря доволі добре вивчено, і в літературних джерелах [1,2,3,4], огляд яких представлено в попередньому звіті, розглядаються характеристики його мінливості. Зокрема, в [4] наведено характеристики льодового режиму прибережної зони північно-західній частині Чорного моря лише для двох станцій - Одеса і Очаків - море, тому виконаний аналіз по мінливості льодового режиму по більшій кількості станцій може суттєво доповнити інформацію, яка опублікована в літературі. В звіті представлено також оцінки просторових взаємозв'язків між льодовими характеристиками на різних станціях. Для обробки даних по календарних датах появи і очищення від льоду вони перераховувались у відхилення від 1-го листопада і 1-го квітня відповідно. Для виконання досліджень використовувались традиційні методи статистичної обробки інформації.

Перш за все, за даними спостережень розраховувались статистичні характеристики мінливості дат появи льоду на вказаних станціях – середня, рання і пізня, стандартне відхилення і розмах коливань, результати яких представлено в таблиці 2.1.

Поява льоду на станціях північно-західній частині Чорного моря спостерігається в різні дати. За результатами розрахунків середньої дати можна бачити, що раніше за все відбувається поява льоду на станціях

Станіслав і Аджігіюл і припадає на 6 грудня, а пізніше - на станціях Одеса і Чорноморськ – 13 і 22 січня відповідно. В окремі роки лід з'являється на початку або в середині листопада і навіть в другій половині жовтня. Самі пізні дати появи льоду спостерігаються в кінці січня і в першій половині лютого. Міжрічна мінливість дат появи льоду дуже велика і характеризується розмахом, що змінюється від 56 до 110 днів. Стандартні відхилення по всіх станціях доволі значні, що свідчить про велику між річну мінливість дати появи льоду в досліджуваному районі і є характерним для морів з нестійким льодовим режимом.

Таблиця 2.1 - Статистичні характеристики мінливості дат появи льоду на станціях північно-західній частині Чорного моря.

Хар-ка Станція	Середня	Рання	Пізня	Стандарт не відхилення	Розмах (дні)
Очаків(лиман)	22.12	18.11	8.02	14.3	82
Очаків(море)	27.12	19.11	9.02	16.3	82
Аджігіюл	6.12	8.11	3.01	11.6	56
Парутине	15.12	10.11	29.01	12.3	80
Станіслав	6.12	17.10	18.01	15.8	93
Касперовка	28.12	14.11	4.03	18.3	110
Херсон	9.01	8.12	20.02	12.7	74
Прогнойск	13.12	16.11	5.02	12.9	81
Чорноморськ	22.01	3.12	27.02	12.1	86
Одеса	13.01	30.11	9.02	12.2	71
Миколаїв	9.12	15.11	19.01	10.8	65

Статистичні характеристики мінливості дат очищення від льоду, представлено в таблиці 2. 2.

Таблиця 2.2 - Статистичні характеристики мінливості дат очищення від льоду на станціях північно-західній частині Чорного моря.

Хар-ка Станція	Середня	Рання	Пізня	Стандартне відхилення	Розмах (дні)
Очаків(лиман)	8.03	11.01	8.04	12.9	56
Очаків(море)	6.03	11.01	2.04	13.5	50
Аджігіюл	12.03	17.02	3.04	8.8	45
Парутине	9.03	12.01	6.04	13.7	84
Станіслав	8.03	12.01	2.04	10.7	65
Касперовка	2.03	17.01	24.03	10.1	67
Херсон	28.02	11.01	30.03	11.8	78
Прогнойск	12.03	12.02	4.04	9.0	51

Чорноморськ	16.02	22.01	31.03	13.3	68
Одеса	28.02	11.01	1.04	16.2	80
Миколаїв	13.03	24.01	5.04	13.2	71

Очищення від льоду на більшості станцій відбувається в середньому в першій декаді березня і лише в Чорноморську, Одесі і Херсоні – в другій і третій декаді лютого. Самі рані дати очищення припадають на середину або кінець січня, а пізні – на перші дні квітня. Розмах між річних коливань змінюються 45 до 80 днів, що декілька менше ніж розмах коливань дат появи льоду.

Результати розрахунків статистичних характеристик мінливості тривалості льодового періоду і кількості днів з льодом – середні, максимальні, мінімальні значення, стандартні відхилення представлено в таблиці 1.3.

Таблиця 2.3 - Статистические характеристики мінливості тривалості льодового періоду і кількості днів з льодом.

Станція	Тривалість льодового періоду				Кількість днів з льодом			
	Серед- ня.	Макс.	Мин.	Стан · відх.	Серед - ня	Макс ·	Мин.	Станд · відх.
Очаків лиман	77	121	11	27,4	62	114	10	27,6
Очаків море	70	109	4	25,8	48	102	4	22,8
Аджігіюл	96	140	57	20,7	68	118	10	26,5
Парутине	84	133	33	24,9	66	118	12	29,6
Станіслав	93	139	46	24	66	119	15	24,2
Касперовка	65	109	1	28,9	45	103	1	25,4
Херсон	47	100	0	25,6	35	92	0	21,4
Прогнойськ	92	140	25	25,6	72	117	19	23,5
Чорноморськ	32	86	0	24,3	20	59	0	18,2

Аналізуючи отримані результати можна відзначити, що з усіх розглянутих станцій найбільш тривалий льодовий період спостерігався на станції Аджігіюл і склав в середньому 96 днів, а найменш тривалий на станції Чорноморськ – 32 дні. Максимальні значення дорівнюють на цих станціях 140 і 86 днів відповідно. Кількість днів з льодом на всіх станціях менша, ніж тривалість льодового періоду. Це свідчить про неодноразову появу і танення льоду продовж зимового сезону. Максимальна середня кількість днів з льодом спостерігалася на станції Прогнойськ і дорівнює 72 дні, мінімальна в Чорноморську - 20 днів. Між річна мінливість кількості

днів з льодом дуже велика. Наприклад на станції Станіслав максимальне значення склало 119 днів, а мінімальне лише 15 днів.

Статистичні характеристики мінливості суворості зими (суми градусів-днів морозу) розраховувались за весь період спостережень - з зимового сезону 1925-26рр. по зимовий сезон 2017-18рр., а також за останні 30 років і 18 років XXI -го століття. За 1942 -43 рр. розрахунки суворості зими відсутні. Результати показано в таблиці 2.4.

Таблиця 2.4 - Статистичні характеристики мінливості суми градусів-днів морозу (середні, максимальні, мінімальні значення і стандартні відхилення) за весь період спостережень, за останні 30 років і 18 років XXI-го століття

Статистичні характеристики, період	Середня	Максимальна	Мінімальна	Стандартне відхилення
1925-2018 рр.	239	840 (1953-54 рр.)	47 (1974-75 рр.)	110
1988-2018 рр.	168	404 (1995-96 рр.)	67 (2006-07 рр.)	65
2000-2018 рр.	162	400 (2002-03 рр.)	67 (2006-07 рр.)	65

За 87 річний період середня сума градусів-днів морозу дорівнює 239, а зимовий сезон 1953-54 рр. залишається самим холодним на Чорному морі і сума градусів-днів морозу більш ніж в три рази перевищувала середнє значення. Найменше значення припадає на зимовий сезон 1974-75 рр. і склало всього 47, що в п'ять разів менше середнього значення. Стандартне відхилення також доволі високе, що свідчить про значну між річну мінливість суворості зим в Чорному морі. За останні 30 років середня сума градусів-днів морозу зменшилась в 1,4 рази, а максимальна більш ніж в 2 рази в порівнянні з усім періодом. За 18 років XXI-го століття ці характеристики практично не змінилися.

Показником суворості зими крім суми градусів-днів морозу є льодовитість моря, яка визначається в одиницях площі, як правило в тисячах квадратних кілометрів. За матеріалами спостережень за період 1928-85 рр. виконувались розрахунки мінливості льодовитості за кожен місяць зимового сезону (з грудня по березень), а також середньої і найбільшої за зиму. Результати проставлено в таблиці 2.5.

Таблиця 2.5 - Статистичні характеристики мінливості льодовитості в Чорному морі за кожен місяць зимового сезону, середньої і найбільшої за сезон і стандартні відхилення

Місяць, характеристика	Минимальна	Максимальна	Середня	Стандартні відхилення
Грудень	0	4	0,58	0,84
Січень	0	9	2,6	20,21
Лютий	0	15	4	4,07
Березень	0	13	1,5	1,78
Середня	0	7	2	1,5
Найбільша	0	26	7	5,46

Аналіз льодовитості в північно-західній частині Чорного моря показує, що протягом зими за середніми даними вона змінюється від 0,58 тисяч квадратних кілометрів в грудні до 4 тисяч квадратних кілометрів в лютому. В найбільш сувору зиму 1953-54 рр. середня льодовитість склала 7 тисяч квадратних кілометрів. Найбільша між річна мінливість спостерігається в січні і характеризується величиною стандартного відхилення, яке дорівнює 20,21.

Представляє інтерес проаналізувати, як в просторі пов'язані між собою однойменні характеристики льодового режиму. В таблиці 1.6 наведено кореляційні матриці, де вище діагоналі представлено коефіцієнти парної кореляції для дат появи льоду на різних станціях, а нижче для дат очищення від льоду. Чорним кольором виділено значущі на рівні не нижче 95% коефіцієнти кореляції.

Таблиця 2.6 – Коефіцієнти парної кореляції між датами появи льоду (вище діагоналі) і між датами очищення від льоду (нижче діагоналі) на різних станціях

Станції	Очакі в море	Аджі гіюл	Пару тино	Стан і слав	Каспе ровка	Херсон	Прогнойск	Чорноморськ	Одеса	Миколаїв
Очаків море	1	0,16	<b>0,53</b>	0,33	<b>0,76</b>	<b>0,61</b>	0,41	0,06	0,16	0,44
Аджі гіюл	<b>0,97</b>	1	<b>0,50</b>	0,36	-0,05	-0,16	0,50	-0,07	-0,03	0,41
Пару тино	<b>0,92</b>	<b>0,81</b>	1	<b>0,58</b>	0,35	0,17	<b>0,60</b>	0,20	0,40	<b>0,73</b>
Стані слав	<b>0,95</b>	<b>0,97</b>	<b>0,86</b>	1	0,27	0,13	0,44	0,22	0,16	<b>0,73</b>
Каспировка	<b>0,84</b>	<b>0,86</b>	<b>0,71</b>	<b>0,90</b>	1	<b>0,65</b>	0,24	0,23	0,46	0,33
Херсон	<b>0,88</b>	<b>0,71</b>	<b>0,88</b>	<b>0,82</b>	<b>0,77</b>	1	0,37	-0,13	0,12	0,03
Прогнойск	<b>0,86</b>	<b>0,86</b>	<b>0,66</b>	<b>0,78</b>	<b>0,71</b>	<b>0,51</b>	1	-0,29	0,17	0,42
Чорноморськ	<b>0,54</b>	<b>0,73</b>	<b>0,57</b>	<b>0,66</b>	<b>0,50</b>	<b>0,63</b>	0,43	1	<b>0,70</b>	0,16
Одеса	<b>0,70</b>	<b>0,80</b>	<b>0,62</b>	<b>0,63</b>	0,48	<b>0,61</b>	<b>0,81</b>	<b>0,93</b>	1	0,24
Миколаїв	<b>0,95</b>	<b>0,92</b>	<b>0,92</b>	<b>0,96</b>	<b>0,83</b>	<b>0,79</b>	<b>0,83</b>	<b>0,66</b>	<b>0,73</b>	1

Аналізуючи просторові коефіцієнти кореляції можна визначити, що для станцій Дніпро-Бузького лиману дати появи льоду статистично пов'язані між собою і слабо, або зовсім не пов'язані з датами появи льоду в Одесі і Чорноморську. В той же час між датами появи льоду в Одесі і Чорноморську зв'язки доволі тісні. Для дат очищення від льоду коефіцієнти просторової кореляції на всіх станціях доволі високі і вище, ніж для дат появи. Ці результати свідчать про різні механізми утворення льоду в морі і очищення від льоду.

Просторові коефіцієнти парної кореляції для кількості днів з льодом і тривалістю льодового періоду на різних станціях представлено таблиці 2.7

Таблиця 2.7 - Коефіцієнти парної кореляції між кількістю днів з льодом (вище діагоналі) і тривалістю льодового періоду (нижче діагоналі) на різних станціях

Станції	Очаків лиман	Очаків море	Аджігіюл	Парутіно	Станіслав	Касперовка	Херсон	Прогнойск	Чорноморськ
Очаків лиман	1	<b>0,99</b>	<b>0,94</b>	<b>0,98</b>	<b>0,99</b>	<b>0,81</b>	<b>0,84</b>	<b>0,99</b>	<b>0,73</b>
Очаків море	<b>0,94</b>	1	<b>0,93</b>	<b>0,94</b>	<b>0,98</b>	<b>0,75</b>	<b>0,86</b>	<b>0,92</b>	<b>0,66</b>
Аджігіюл	<b>0,79</b>	<b>0,77</b>	1	<b>0,94</b>	<b>0,99</b>	<b>0,72</b>	<b>0,85</b>	<b>0,81</b>	<b>0,96</b>
Парутіно	<b>0,87</b>	<b>0,90</b>	<b>0,89</b>	1	<b>0,99</b>	<b>0,77</b>	<b>0,94</b>	<b>0,95</b>	<b>0,86</b>
Станіслав	<b>0,70</b>	<b>0,73</b>	<b>0,72</b>	<b>0,76</b>	1	<b>0,85</b>	<b>0,85</b>	<b>0,97</b>	<b>0,91</b>
Касперовка	<b>0,70</b>	<b>0,86</b>	0,43	0,42	0,41	1	<b>0,91</b>	<b>0,93</b>	<b>0,72</b>
Херсон	<b>0,73</b>	<b>0,89</b>	0,37	<b>0,59</b>	<b>0,53</b>	<b>0,88</b>	1	<b>0,68</b>	<b>0,99</b>
Прогнойск	<b>0,74</b>	<b>0,73</b>	<b>0,81</b>	<b>0,95</b>	<b>0,64</b>	0,44	0,49	1	<b>0,71</b>
Чорноморськ	<b>0,84</b>	<b>0,84</b>	<b>0,52</b>	<b>0,86</b>	<b>0,74</b>	<b>0,61</b>	<b>0,78</b>	0,44	1

Просторові коефіцієнти кореляції як для кількості днів з льодом так і для тривалості днів з льодом на всіх станціях досліджуваного району дуже високі. При цьому кількість днів тісніше пов'язана на різних станціях, ніж тривалість льодового періоду.

Представляє інтерес проаналізувати як пов'язана тривалість льодового періоду і кількість днів з льодом з датами появи льоду на різних станціях. В таблицях 2.8 і 2.9 відповідно показані коефіцієнти парної кореляції між цими характеристиками.

Як видно з таблиці 2.8, коефіцієнти кореляції від'ємні, тобто чим пізніше дата появи льоду, тим менша тривалість льодового періоду. На однойменних станціях всі коефіцієнти є значущими, а зв'язок між різними станціями статистично незначущий, хоча на сусідніх станціях зв'язки більш тісні, ніж між станціями, які віддалені між собою. Високі коефіцієнти кореляції на однойменних станціях пояснюються тим, що дата появи льоду є одним з аргументів в розрахунках тривалості льодового періоду.



Таблиця 2.8 - Коефіцієнти парної кореляції між датами появи льоду і тривалістю льодового періоду на різних станціях

Станція	Станція								
	Очаків лиман	Очаків море	Аджігіюл	Паругіно	Станіслав	Касперовка	Херсон	Прогнойск	Чорноморськ
Очаків лиман	<b>-0,75</b>	<b>-0,71</b>	- 0,28	- 0,47	- 0,22	-0,37	-0,33	-0,42	-0,50
Очаків море	-	<b>-0,69</b>	- 0,24	- 0,42	- 0,17	-0,45	-0,39	-0,38	-0,39
Аджігіюл	-	-	- <b>0,84</b>	- 0,55	- 0,28	-0,11	0,04	-0,48	-0,08
Паругіно	-	-	-	- <b>0,65</b>	- <b>0,59</b>	-0,13	-0,07	<b>-0,72</b>	-0,28
Станіслав	-	-	-	-	- <b>0,80</b>	- 0,23	-0,14	-0,50	-0,25
Касперовка	-	-	-	-	-	<b>-0,89</b>	-0,51	-0,29	-0,21
Херсон	-	-	-	-	-	-	<b>-0,66</b>	-0,24	-0,18
Прогнойск	-	-	-	-	-	-	-	<b>-0,87</b>	-0,25
Чорноморськ	-	-	-	-	-	-	-	-	<b>-0,69</b>

На відміну від таблиці 2.8, результати таблиці 2.9 свідчать про те, що навіть на однойменних станціях коефіцієнти парної кореляції між датами появи льоду і кількістю днів з льодом декілька нижче, або зовсім незначущі. Статистично значущі зв'язки спостерігаються між датами появи льоду і кількістю днів з льодом лише на станції Очаків-море з сусідніми станціями Дніпро-Бузького лиману. На всіх інших станціях в більшості випадків взаємозалежності статистично не значущі. З цього можна зробити висновок, що кількість днів з льодом слабо пов'язана з датою появи льоду.

Аналогічні розрахунки виконано для визначення зв'язків між датою очищення від льоду і тривалістю льодового періоду, і між датою очищення від льоду і кількістю днів з льодом, результати яких представлено в таблицях 2.10 і 2.11 відповідно. Можна бачити, що не лише на однойменних, а й практично між більшістю всіх інших станцій простежуються доволі тісні зв'язки, причому коефіцієнти кореляції між датами очищення від льоду і кількістю днів з льодом більш високі, з чого можна зробити висновок, що дата очищення від льоду в значній мірі залежить від кількості днів з льодом.



Таблиця 2.11 - Коефіцієнти парної кореляції між датами очищення від льоду і кількістю днів з льодом на різних станціях

Станція	Станція								
	Очакі в лимани	Очакі в море	Адж і гіол	Паруті но	Стан і слав	Касп е ровк а	Херсо н	Прог но йс к	Чорно морсь к
Очаків лимани	<b>0,73</b>	<b>0,72</b>	<b>0,72</b>	<b>0,74</b>	<b>0,64</b>	<b>0,47</b>	<b>0,62</b>	<b>0,77</b>	<b>0,70</b>
Очаків море	-	<b>0,74</b>	<b>0,75</b>	<b>0,63</b>	<b>0,63</b>	<b>0,46</b>	<b>0,60</b>	<b>0,76</b>	<b>0,71</b>
Аджігіол	-	-	<b>0,66</b>	<b>0,73</b>	<b>0,78</b>	<b>0,71</b>	<b>0,60</b>	<b>0,69</b>	<b>0,72</b>
Парутіно	-	-	-	<b>0,71</b>	<b>0,57</b>	0,38	<b>0,51</b>	<b>0,69</b>	<b>0,61</b>
Станіслав	-	-	-	-	<b>0,73</b>	<b>0,53</b>	<b>0,60</b>	<b>0,70</b>	<b>0,70</b>
Касперовка	-	-	-	-	-	<b>0,61</b>	<b>0,58</b>	<b>0,49</b>	<b>0,65</b>
Херсон	-	-	-	-	-	-	<b>0,63</b>	0,36	<b>0,55</b>
Прогно йск	-	-	-	-	-	-	-	<b>0,66</b>	0,31
Чорноморс ьк	-	-	-	-	-	-	-	-	<b>0,68</b>

Розрахунки коефіцієнтів кореляції між датами появи льоду і сумами градусів-днів морозу на всіх станціях показали, що зв'язки між ними відсутні, що фізично обґрунтовано, так як дата появи льоду обумовлюється тепловмістом моря і інтенсивністю охолодження восени. Так само і з льодовитістю моря дати появи льоду не пов'язані. Тому коефіцієнти кореляції між цими характеристиками нами не наведено.

В таблиці 2.12 представлено коефіцієнти кореляції між датами очищення від льоду і сумою градусів-днів морозу на різних станціях, а також між датами очищення і льодовитістю моря за кожен місяць (з грудня по березень), середньою і найбільшою за зимовий сезон.

Таблиця 2.12 - Коефіцієнти кореляції між датами очищення від льоду і сумою градусів-днів морозу на різних станціях, а також між датами очищення і льодовитістю моря за кожен місяць (з грудня по березень), середньою і найбільшою за зимовий сезон.

Станції	Сума градусів-днів морозу	Льодовитість, місяць					
		Грудень	Січень	Лютий	Березень	Середня за сезон	Максимальна за сезон
Очаків лиман	<b>0,72</b>	0,14	0,23	<b>0,69</b>	<b>0,59</b>	<b>0,75</b>	<b>0,68</b>
Очаків море	<b>0,71</b>	0,20	0,28	<b>0,57</b>	<b>0,58</b>	<b>0,69</b>	<b>0,64</b>
Аджігіол	<b>0,77</b>	0,19	0,25	<b>0,61</b>	<b>0,62</b>	<b>0,71</b>	<b>0,66</b>
Парутіно	<b>0,68</b>	0,19	0,20	<b>0,56</b>	<b>0,58</b>	<b>0,67</b>	<b>0,61</b>
Станіслав	<b>0,79</b>	0,17	0,24	<b>0,53</b>	<b>0,59</b>	<b>0,64</b>	<b>0,58</b>
Касперовка	<b>0,63</b>	0,11	0,28	0,46	<b>0,57</b>	<b>0,57</b>	<b>0,57</b>
Херсон	<b>0,65</b>	0,09	0,00	0,51	<b>0,73</b>	<b>0,62</b>	<b>0,63</b>
Прогнойск	<b>0,61</b>	0,14	0,16	<b>0,57</b>	0,47	<b>0,57</b>	<b>0,57</b>
Чорноморськ	<b>0,65</b>	0,14	0,41	<b>0,78</b>	<b>0,63</b>	<b>0,79</b>	<b>0,70</b>
Одеса	<b>0,62</b>	0,05	0,05	<b>0,76</b>	<b>0,62</b>	<b>0,77</b>	<b>0,72</b>
Миколаїв	<b>0,70</b>	0,25	0,29	<b>0,54</b>	<b>0,50</b>	<b>0,67</b>	<b>0,62</b>

Так як сума градусів-днів морозу характеризує ступінь суворості зими і кількість накопиченого льоду, дати очищення від льоду доволі тісно пов'язані з сумами градусів-днів морозу. Сума градусів-днів морозу в свою чергу обумовлює льодовитість моря, що можна бачити з таблиці 2.13, де наведено коефіцієнти кореляції для кожного місяця зимового сезону, середнього і максимального значення за сезон.

Найбільш тісні зв'язки спостерігаються між середньою за сезон льодовитістю і сумами градусів-днів морозу. Природно, що дати очищення також статистично пов'язані з нею. Найбільш високі коефіцієнти кореляції спостерігаються з середньою за зимовий сезон і максимальною льодовитістю.

Таблиця 2.13 - Коефіцієнти кореляції між сумою градусів-днів морозу і льодовитістю для кожного місяця зимового сезону, середнього і максимального значення за сезон в північно-західній частині Чорного моря

Коефіцієнт кореляції	Льодовитість, місяць					
	Грудень	Січень	Лютий	Березень	Середня	Максимальна
	0,41	0,51	0,69	0,79	0,83	0,72

Міжрічні зміни тривалості льодового періоду по всіх станціях досліджуваного району виконано за період 1959-1996 рр. і за період 1999-2016 рр. і представлено рис.2.1, 2.2.

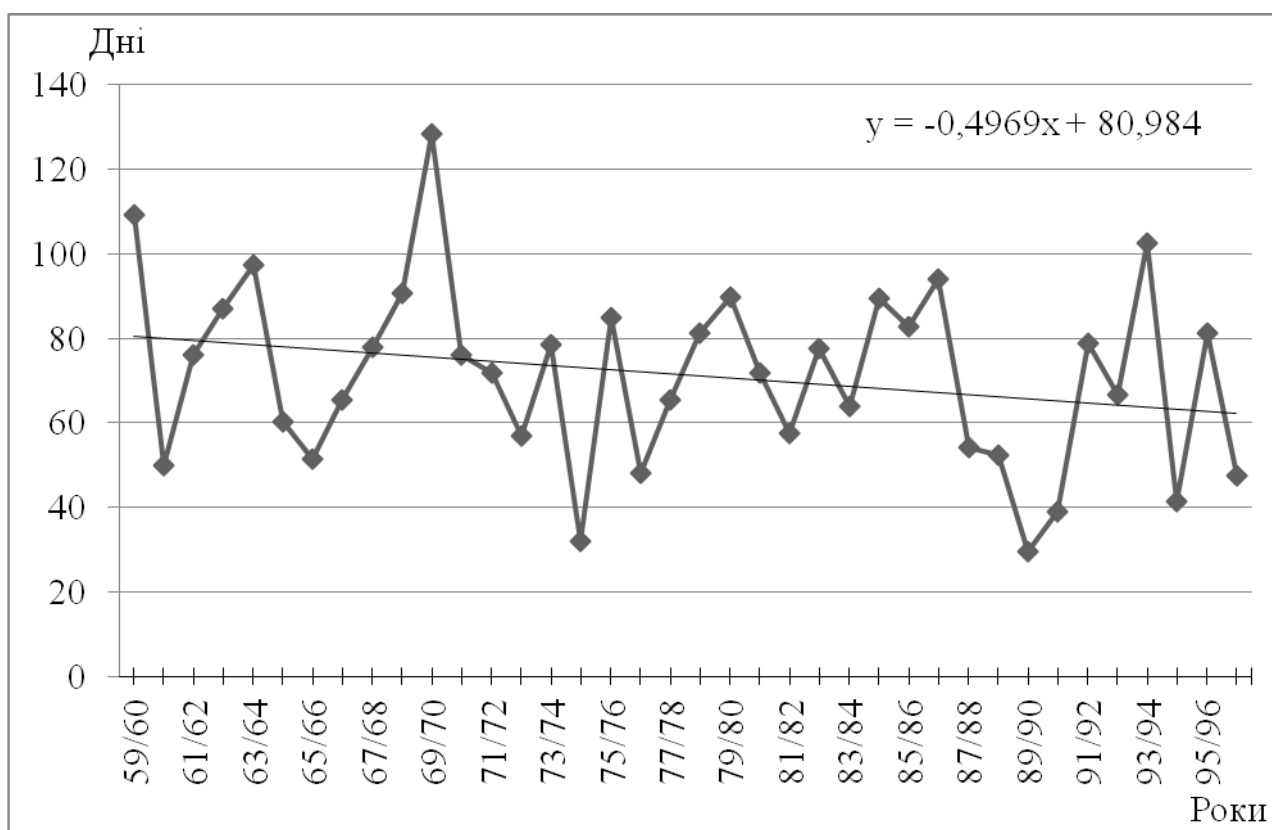


Рисунок 2.1 - Між річні зміни тривалості льодового періоду (в днях) по всіх станціях північно-західній частині Чорного моря за 1959-1997 рр.

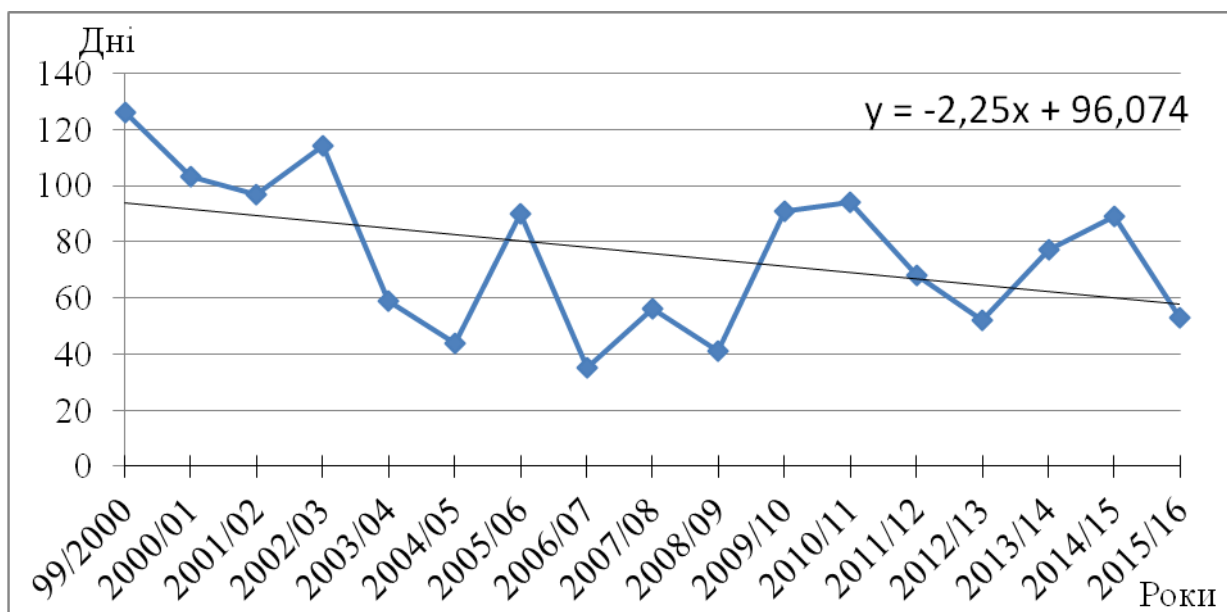


Рисунок 2.2 - Між річні зміни тривалості льодового періоду (в днях) по всіх станціях північно-західній частині Чорного моря за 1999-2016 рр.

З графіків можна бачити, що в другій половині ХХ століття тривалість льодового періоду в північно-західній частини зменшувалась з середньою швидкістю 0,5 днів за рік, в той час як в ХХІ столітті швидкість зменшення зросла до двох днів за рік. Ці результати добре узгоджуються з між річними змінами суми градусів-днів морозу в Чорному морі, представленими в таблиці 2.4 і даними [4].

## 2.2 ОЦІНКА ЯКОСТІ ВОД ЗА ГІДРОХІМІЧНИМИ ПОКАЗНИКАМИ ДЛЯ АКВАТОРІЇ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ

Сьогодні, особливої уваги заслуговує все зростаюче забруднення морських вод, зокрема Чорного моря, різними хімічними забруднюючими речовинами, як на поверхні моря, так і в донних відкладеннях. Значне забруднення різними хімічними речовинами завдає великої шкоди біологічним ресурсам моря, а нерідко й зовсім зводить нанівець промислове значення водойми, і призводить до неможливості використовувати море як рекреаційні ресурси. За останні 25 років із 23 промислових риб у Чорному морі залишилося дев'ять видів, однією з яких є тюлька, яка приходить з Азовського моря. Тому, оцінка якості морських вод необхідна, в першу чергу, з метою встановлення гранично-допустимих норм дій, які гарантують екологічну безпеку населення, забезпечують раціональне використання і відновлення природних ресурсів в умовах стійкого розвитку господарської діяльності. При цьому під нормами дій розуміють антропогенну діяльність, яка пов'язана з реалізацією економічних рекреаційних, культурних інтересів і вносить фізичні, хімічні, біологічні зміни в природне середовище.

Мета роботи – оцінити якість вод за гідрохімічними показниками за допомогою розрахованих значень індексу забруднення вод (ІЗВ), які дозволяють віднести води досліджуваного району до певного класу чистоти. Під якістю води розуміють характеристику її складу і властивостей, які визначають її природність для конкретних видів водокористування. Критерієм якості є ознаки за якими проводиться оцінка якості води.

**Матеріали і методи досліджень.** Для оцінки якості вод за гідрохімічними показниками в акваторії північно-західної частини Чорного моря використані матеріали суднових експедиційних досліджень, проведених Українським науковим центром екології моря (УкрНЦЕМ) за період з 1990 по 2005 рр. Використані також дані щорічників за період 2000-2010рр, які містять інформацію про регулярні спостереження за якістю морських вод, що проводяться 11 територіальними управліннями з гідрометеорології та моніторингу навколишнього середовища або їх підрозділами в рамках програми моніторингу стану морських вод, а також даних регіонального центру «Моніторинг Арктики» і спеціалізованих експедиційних досліджень науково-дослідних інститутів Росгідромету.

Матеріали досліджень відносяться до північно-західного шельфу Чорного моря. Всього за вказаний період в інформаційній базі УкрНЦЕМ з північно-західного шельфу Чорного моря зібрані дані спостережень на 3252 станціях, виконаних в 130 експедиційних рейсах і на 347 берегових гідрологічних станціях.

Просторовий розподіл кількості гідрологічних станцій на досліджуваній акваторії досить нерівномірний (рис.2.3).

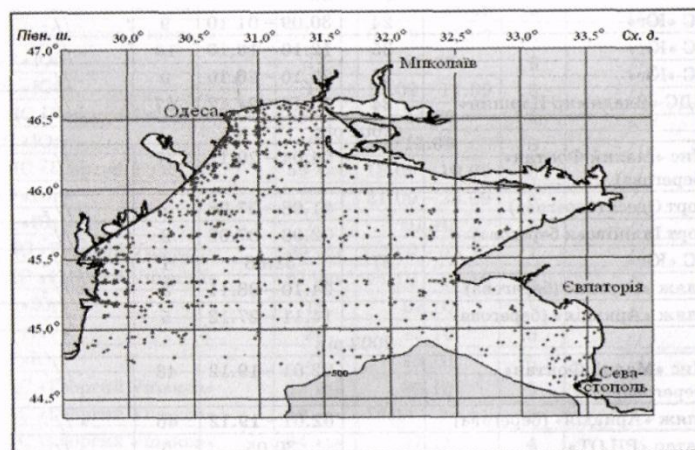


Рисунок 2.3 Розташування гідрологічних станцій спостережень на акваторії північно-західного шельфу Чорного моря.

Районування вод Північно-західного шельфу Чорного моря було проведено Українським центром екології Чорного і Азовського морів. У зв'язку з необхідністю збільшення масштабу усереднених даних, як область усереднення були обрані великі райони, границі яких відповідали середньому положенню границь основних водних мас північно-західної частини Чорного

моря в межах поверхневого квазіоднорідного шару або горизонтальної проєкції цих границь для глибинних горизонтів [ 5].

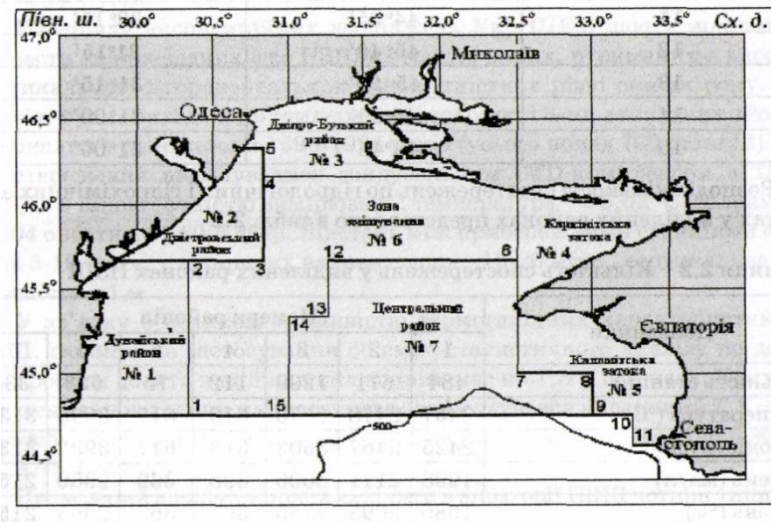


Рисунок 2.4 Карта районування вод Північно-західного шельфу Чорного моря.

Моніторинг гідрохімічного режиму і забруднення північно-західної частини Чорного моря проводився в Дельті річки Дунай (Дунайська ГМО); у Сухому лимані, в районі вхідного каналу і очисних споруд м. Іллічівськ (ГМБ «Іллічівськ»); Гирло річки Південний Буг і Бузький лиман (Миколаївський обласний центр з гідрометеорології); в акваторії портів Одеса (Одеський гідрометцентр Чорного і Азовського морів), Ялта (МГ «Ялта»); в Дніпровському лимані (Миколаївська ЦГМ); гирло річки Дніпро.

Для оцінки якості вод та порівняння за цим параметром різних акваторій розраховані значення індексу забруднення вод (ІЗВ), що дозволяють віднести води досліджуваного району до певного класу чистоти (табл. 2.1).

Таблиця 2.14 Класи якості вод і значення ІЗВ

Клас якості вод		Діапазон значень ІЗВ
Дуже чисті	<b>I</b>	$ІЗВ < 0,25$
Чисті	<b>II</b>	$0,25 < ІЗВ \leq 0,75$
Помірно забруднені	<b>III</b>	$0,75 < ІЗВ \leq 1,25$
Забруднені	<b>IV</b>	$1,25 < ІЗВ \leq 1,75$
Брудні	<b>V</b>	$1,75 < ІЗВ \leq 3,00$
Дуже брудні	<b>VI</b>	$3,00 < ІЗВ \leq 5,00$
Надзвичайно брудні	<b>VII</b>	$ІЗВ > 5,00$



Для морських вод ІЗВ розраховується за формулою:

$$ІЗВ = \sum_{i=1}^4 \frac{C_i}{ГДК_i} \div 4, \quad (1)$$

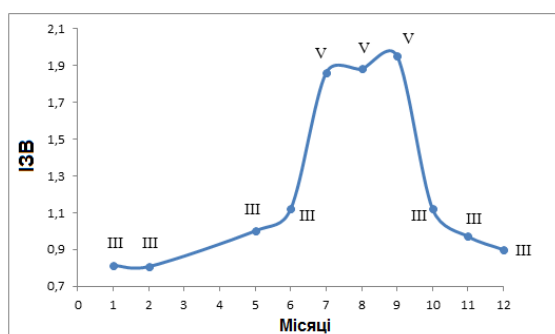
де  $C_i$  – концентрація трьох найбільш значних забруднювачів і розчиненого у воді кисню; ГДК - граничнодопустима концентрація гідрохімічного показника.

Значення у формулі (1) розчиненого у воді кисню розраховується діленням нормативу на реальний його вміст (табл.2.15).

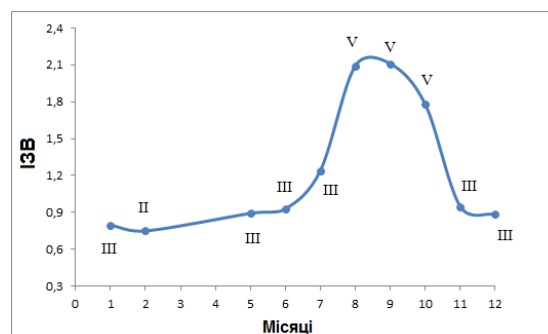
Таблиця 2.15 Нормативи вмісту розчиненого у воді кисню

Вміст розчиненого у воді кисню $C$ , мг/дм <sup>3</sup>	Норматив, мг/дм <sup>3</sup>
$6 \leq C$	6
$5 \leq C < 6$	12
$4 \leq C < 5$	20
$3 \leq C < 4$	30
$2 \leq C < 3$	40
$1 \leq C < 2$	50
$C < 1$	60

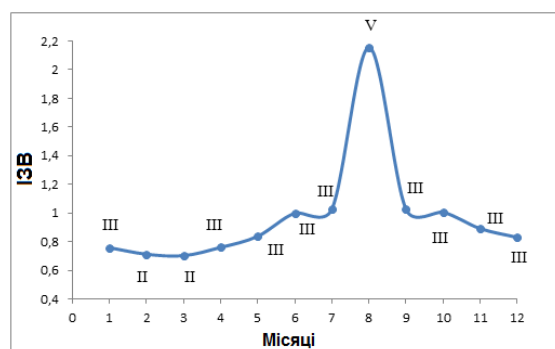
Для розрахунку індексу ІЗВ у водах північно-західної частини Чорного моря використані середньо багаторічні дані у поверхневому шарі води за вмістом нітратів, нітритів, амонійного азоту, нафтових вуглеводнів, синтетичних поверхнево-активних речовин (СПАР), фенолів і розчиненого у воді кисню за період 1990-2010 рр. На рис.2.3 представлена сезонна мінливість значень ІЗВ для різних районів північно-західного шельфу Чорного моря. Для морських вод значення ІЗВ розраховані за формулою 1.



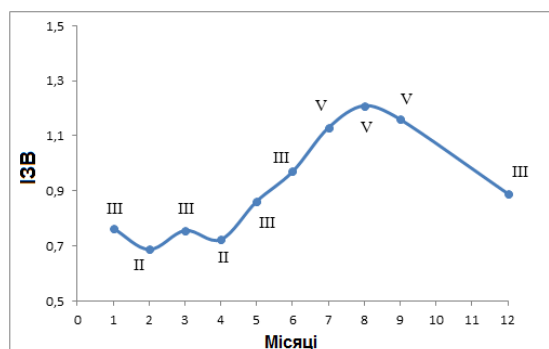
а)



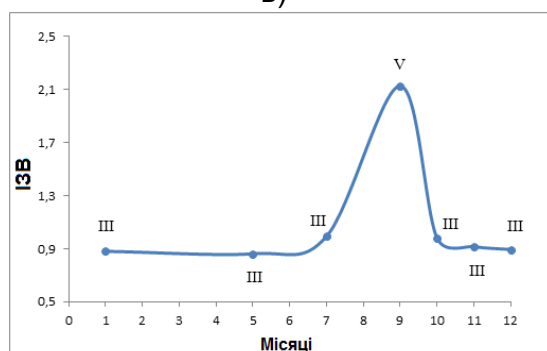
б)



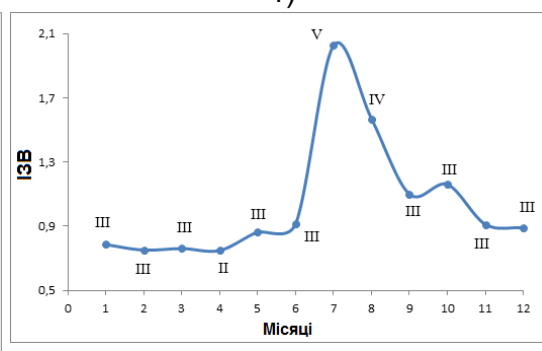
в)



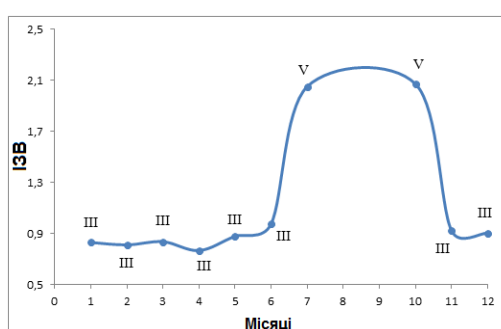
г)



д)



е)



ж)

Рисунок 2.5 Сезонна мінливість ІЗВ для різних акваторій північно-західного шельфу Чорного моря: а) Дунайський район, б) Дністровський район, в) Дніпро-Бузький район, г) Каркінітська затока, д) Каламітська затока, е) зона змішування, ж) центральна акваторія.

Отримані значення ІЗВ на досліджуваній акваторії, змінювалися в межах 0,68-2,15, що відповідає II-V класам якості вод, тобто «чисті»-«брудні». Порівняльна оцінка якості морських вод показала, що води північно-західної частини Чорного моря характеризуються в основному III класом, тобто «помірно забруднені». Також у досліджуваній акваторії в літній сезон року спостерігаються води, які класифікуються, як «брудні» (V клас якості води) і характеризуються індексами забрудненості вод 2,02-2,15. За допомогою отриманих значень сезонної мінливості ІЗВ побудована карта просторового розподілу індексів забруднення в акваторії північно-західного шельфу Чорного моря (рис.2.6).

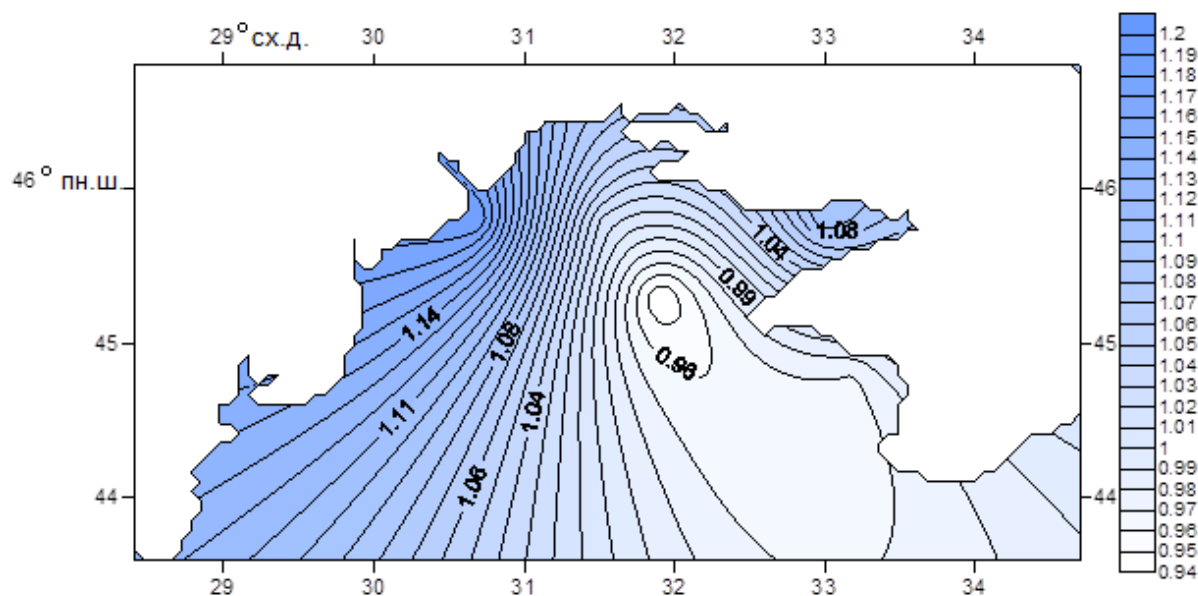


Рисунок 2.6 Просторовий розподіл значень ІЗВ в північно-західній частині Чорного моря

Просторовий розподіл значень ІЗВ показав, що найбільше забруднення спостерігається в Дунайському і Дністровському районах, де ІЗВ спостерігається в межах 1,11-1,2. Аналізуючи отримані результати ІЗВ в північно-західному шельфі Чорного моря виявлено, що в 70% випадків спостерігається III клас якості вод, що відповідає помірно забрудненим водам (табл. 2.16).

Таблиця 2.16 Повторюваність класів якості вод

Клас якості вод		Число випадків, %
Дуже чисті	<b>I</b>	0
Чисті	<b>II</b>	8,5
Помірно забруднені	<b>III</b>	70,4
Забруднені	<b>IV</b>	1,4
Брудні	<b>V</b>	20
Дуже брудні	<b>VI</b>	0
Надзвичайно брудні	<b>VII</b>	0

Найбільший внесок у забруднення північно-західної частини Чорного моря вносять іони нітритів, що становить 60% від усіх досліджуваних спостережень. Оскільки основним джерелом надходження у водойми сполук азоту є річковий стік, господарські побутові стічні води, тому в аеробних умовах відбувається процес біологічної трансформації. Сечовина окислюється урбобактеріями в аміак, а монофіцируючі бактерії окислюють аміак до нітритів, а останні нітрофіцируючими бактеріями до кінцевого стабільного забруднення нітратами. Проведені дослідження показали, що основний внесок у забруднення вод північно-західного шельфу Чорного моря вносить вміст нітритного азоту, який вказує на свіже забруднення даної акваторії. Побудована карта просторового розподілу нітритного азоту у водах північно-західної частини Чорного моря (рис. 2.5). У Дністровському районі, в якому спостерігались максимальні концентрації нітритів, діапазон мінливості концентрацій склав величини від аналітичного нуля до 94,9 мкг/дм<sup>3</sup>. Середні багаторічні концентрації нітритів значно менші: для пригирлових районів вони складають відповідно для Дунайського, Дністровського і Дніпро-бузького районів значення – 8-29 мкг/дм<sup>3</sup>. Підвищений вміст нітритів вказує на посилення процесів розкладання органічних залишків в умовах більш повільного окислювання нітритів до нітратів, що показує на забруднення водойми, тобто є важливим санітарним показником.

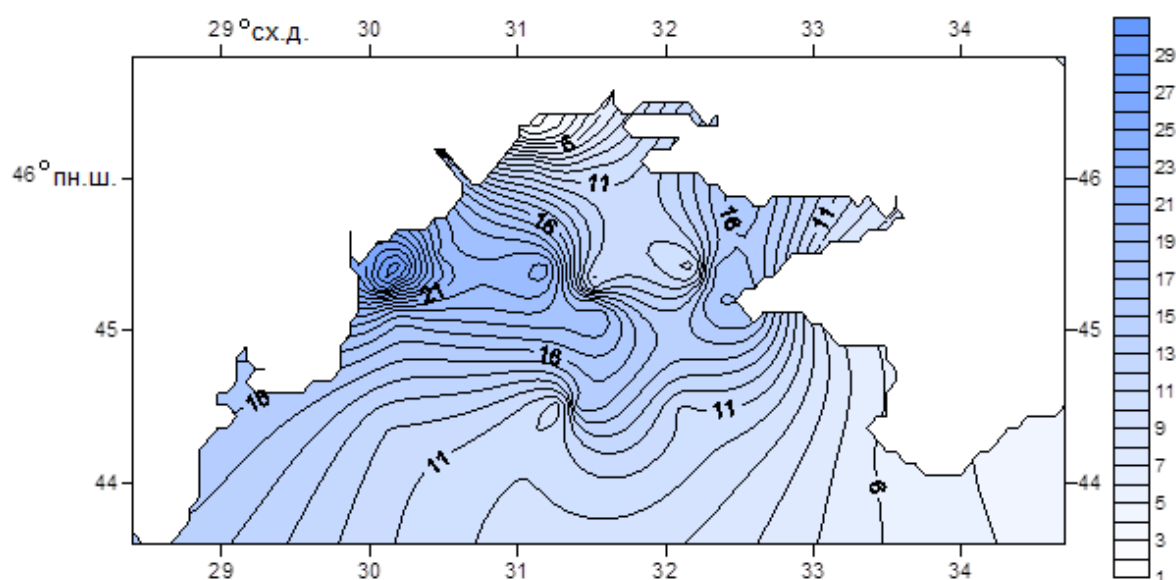


Рисунок 2.7 Просторовий розподіл нітритного азоту ( $\text{мкг/дм}^3$ ) в поверхневому шарі північно-західної частини Чорного моря

Поява нітритів у підвищених кількостях можлива в районах спуску у воду стічних вод підприємств. Крім цілей оцінки якості вод, інформація про розподіл та зміни концентрації нітритів представляє інтерес при вивченні процесів самоочищення водойм, а також в гідробіологічних та мікробіологічних дослідженнях.

Оскільки для розрахунку індексу ІЗВ використовувались дані концентрацій найбільш значних забруднювачів, доцільно було розглянути міжрічну мінливість концентрацій різних хімічних забруднювальних речовин у водах північно-західного шельфу Чорного моря за період 2000-2008 рр. (рис.2.7).

В останні роки значно зросла кількість речовин, що потрапляють у воду для використання боротьби з нафтою, наприклад детергентів, токсичність яких перевищує токсичність самої нафти. Детергентами є СПАР і звичайно накопичуються на межі розділу океану з атмосферою.

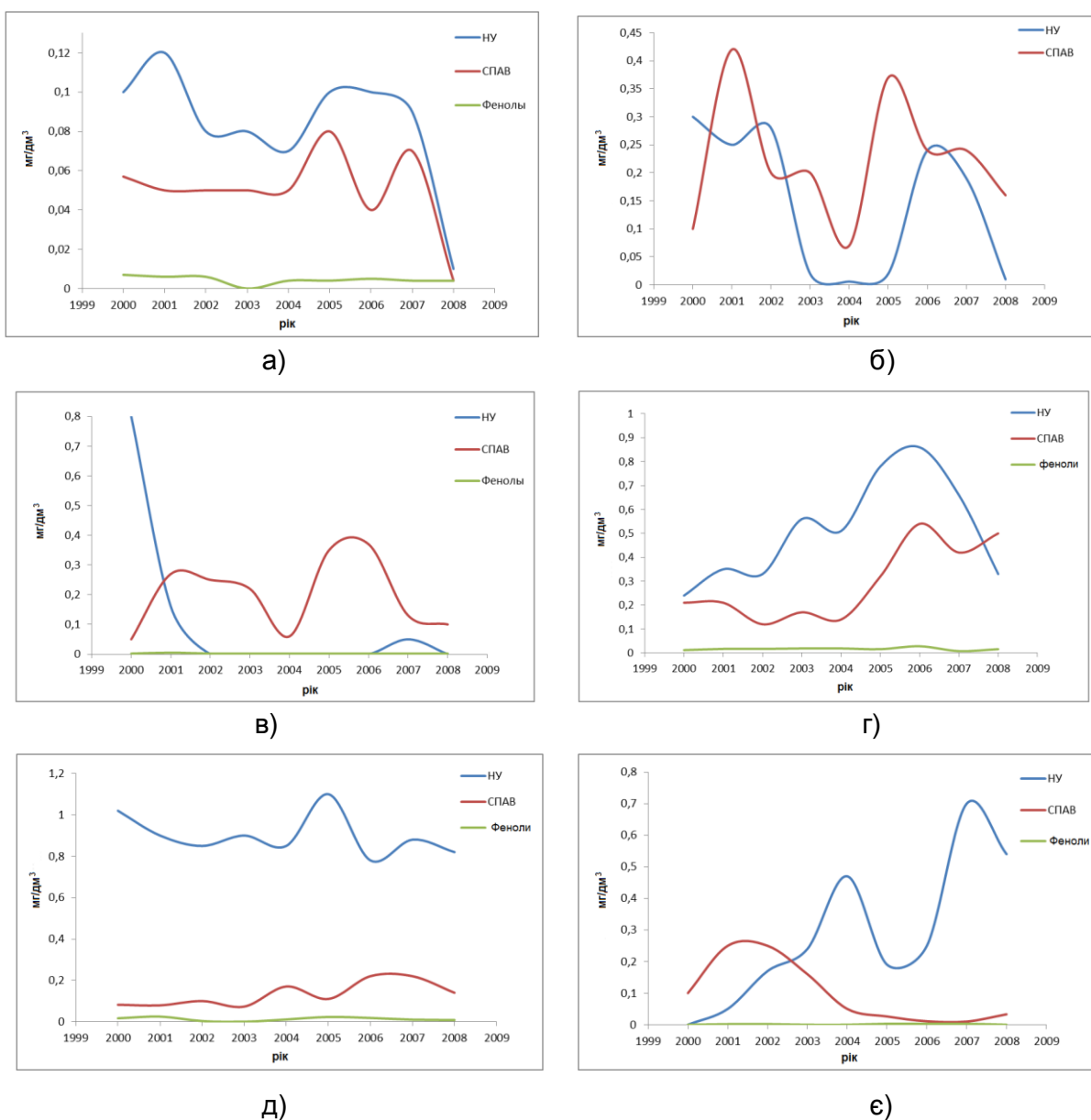


Рисунок 2.8 Міжрічна мінливість концентрацій нафтових вуглеводнів (НУ), синтетично поверхнево-активних речовин (СПАР), фенолів: а) акваторія дельти р. Дунай, б) Сухий лиман, в) вхідний канал і очисні споруди м. Іллічівськ, г) акваторія порту Одеса, д) гирло р. Південний Буг, е) акваторія порту Ялта

Розглядаючи міжрічну мінливість концентрацій різних хімічних забруднювальних речовин у досліджуваній акваторії досить чітко простежується синхронний розподіл нафтових вуглеводнів і синтетичних поверхнево-активних речовин (рис.2.6). Потрапляючи у водойми СПАР виснажують запас розчиненого у воді кисню (витрачається на окислення детергентів) і підвищують концентрацію нафтових вуглеводнів, за рахунок емульгування останніх у поверхневих плівках СПАР. Виявлений взаємозв'язок між СПАР і нафтовими вуглеводнями ( $r_{xy}=0,68$ ), де чітко простежується спочатку збільшення СПАР, потім нафтових вуглеводнів

(рис.2.8). Найбільш забрудненими районами нафтовими вуглеводнями є акваторії дельти р. Дунай, порту Одеса, гирло р. Південний Буг, де концентрації досягають  $0,7-1,1 \text{ мг/дм}^3$ , що складає 14 – 22 ГДК). Найбільш забрудненими районами СПАР є акваторії порту Одеса, де концентрації досягають  $0,5 \text{ мг/дм}^3$ , що становить 5 ГДК; Сухого лиману (до  $0,45 \text{ мг/дм}^3$  – 4,5 ГДК); вхідного каналу і очисних споруд м. Іллічівськ ( $0,05-0,39 \text{ мг/дм}^3$ ). Розглянута також міжрічна мінливість розподілу фенолів, які є високотоксичними сполуками і дуже негативно впливають на живий організм. Джерелами надходження фенолів у морське середовище можуть бути побутові, промислові і сільськогосподарські стічні води, аварійні розливи, витоки при транспортуванні, а також перенос повітрям внаслідок випаровування з поверхні води і ґрунту. Крім того в об'єктах морського середовища присутні феноли природного походження, продуцировані морськими водоростями – макрофітами. Найбільш забрудненою акваторією фенолами є район порту Одеси і акваторія дельти р Дунай де концентрації досягають  $0,010 \text{ мг/дм}^3$ , що становить 10 ГДК. Таким чином, оцінка якості вод за гідрохімічними показниками показала ступінь забрудненості вод північно-західної частини Чорного моря. Показано, що на стан забруднення вод впливають як техногенні так і природні джерела. Найбільший вплив на забруднення вод чинять антропогенні джерела, до яких належать побутові, промислові і сільськогосподарські стічні води, аварійні розливи і т. д.

## ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 4. Черное море. Л.: Гидрометеоздат. 1986. 98 с.
2. Горбач С.Б., Дьяков Н.Н., Тимошенко Т.Ю., Левицкая О.В. Ледовый режим северо-западной части Черного моря. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ – Гидрофизика. 2009. Вып. 18. С. 296-304.
3. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2. Черное море. Севастополь: ЭКОСИ – Гидрофизика. 2012. 421 с.
4. Ю.П. Ильин Климатические изменения гидрометеорологических условий Черного моря. Глобальные и региональные изменения климата. Київ: Ника-Центр. 2011. С. 322-333.
5. Гідрологічні та гідрохімічні показники стану північно-західного шельфу Чорного моря: довідковий посібник / І.Г. Орлова, М.Ю. Павленко, В.В. Український та ін. – К.: КНТ, 2008. – 616 с.
6. Михайлов В.І., Пятакова В.Ф., Монюшко М.М. „Вплив забруднюючих речовин, які надходять зі стоком Дунаю в екосистему північно-західної частини Чорного моря”/Вісник Одеського державного екологічного університету”, вип. 5, Одеса, 2008.
7. Айзатулин Т.А. Кинетика трансформации биогенных элементов и потребление кислорода в морской воде / Т.А. Айзатулин, А.В. Леонов // Океанология. – 1975. – Т. 15, Вып. 4. – С. 622-632.
8. Израэль Ю.А. Антропогенная экология океана / Ю.А. Израэль, А.В. Цыбань. – Л.: Гидрометеоздат, 1989. – 528 с.
9. Коршенко А.Н., И.Г. Матвейчук, Т.И. Плотникова, В.П. Лучков, В.С. Кирьянов. Качество морских вод по гидрохимическим показателям / Ежегодник. Москва, Метеоагентство Росгидромета, 2006 – 202 с.



## **РОЗДІЛ 3 ГІДРОЛОГІЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ МІНЛИВОСТІ ДЛЯ РІЗНИХ ЧАСОВИХ МАСШТАБІВ**

### **3.1 ТЕНДЕНЦІ ДОВГОТЕРМІНОВИХ ЗМІН ПОЛІВ ТЕМПЕРАТУРИ, СОЛОНОСТІ, РІВНЯ ВОД ТА ЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ ЧОРНОГО МОРЯ**

Розглядаються гідрологічні характеристики мінливості для різних часових масштабів: багаторічних, сезонних та згінно-нагінних та характеристики льодового режиму в Азовському морі.

Короткоперіодна і сезонна мінливість гідрологічного режиму, яка пов'язана з географічним положенням, морфометрією, кліматичними умовами, значним надходженням річкових вод та систематичним розвитком процесів згону та нагону. В період з 1982 по 2005 рр., в Чорному морі спостерігається відносно швидкий нагрів поверхневого шару (величина потепління дорівнює 0,96 °C). Багаторічна тенденція до зниження солоності відзначалася в зимовий і літній гідрологічні сезони року.

За весь досліджуваний період (1947-2012рр) рівень моря в Одесі підвищився на 14см, що узгоджується з аналогічними оцінками для всього Чорного моря.

Показаний ефект нівелювання антропогенних факторів негативного впливу на морське середовище в результаті відомих кліматичних змін за рахунок зниження інтенсивності стійно-нагінних коливань в північно-західній частині Чорного моря.

Кліматичні характеристики полів солоності і температури отримані за даними гідрологічних спостережень за період 1903-1982 рр. і представлених в роботі [1]. Їх можна вважати за порівняльну базу, так як вже відмічалось в багатьох дослідженнях, період інтенсивного підвищення температури приземної температури і відповідних кліматичних змін, почався з кінця 80-х років ХХ століття. Зміни режимних характеристик термохалінних полів, що відбулися за останні три десятиліття [2; 3; 4], дозволяють оцінити масштаби і тенденції кліматичних збурень в полях температури і солоності в шельфовій зоні ПЗЧМ.

Використовувались спостереження за рівнем моря на станціях Одеса (1947-2012рр.), Іллічівськ (1986-2013рр.), Южний (1986-2011рр.), Цареградське гирло (1975-2010рр.). До 1990 року данні опубліковані в [5], а за останні роки ряди доповнювались спостереженнями з таблиць ТГМ. Для аналізу багаторічної та сезонної мінливості використовувались середньомісячні значення рівня, а мінливості згінно-нагінних коливань - екстремальні (максимальні та мінімальні) строкові значення рівня.

Найбільш тривалий ряд спостережень є для станції Одеса- довжина ряду складає 66 років. Ряд розбито на два періоди - 1947-79рр. та 1980-2012рр. тривалістю 33 роки. За рекомендаціями Всесвітньої Метеорологічної Організації для оцінки кліматичних змін гідрометеорологічних характеристик ряд спостережень повинен бути не менш 30 років. Таким чином, за даними спостережень на станції Одеса виконано аналіз кліматичної мінливості багаторічних, сезонних та згінно-нагінних коливань рівня. На інших станціях тривалість рядів спостережень є такою: станція Цареградське гирло – 36 років, станція Іллічівськ – 28 років, станція Южний – 26 років. Тривалість рядів спостережень є достатньою для оцінки мінливості рівня різного часового масштабу.

Для отримання кількісних характеристик мінливості використовувались традиційні математичні методи обробки інформації – статистичний, кореляційний, регресійний аналіз.

**Поле температури.** Водну товщу Чорного моря, за характером сталих у багаторічному плані просторових неоднорідностей і наявності сезонних коливань в полі температури, можливо умовно поділити на три шари. Найбільш мінливим є діяльний шар, в якому спостерігаються сталі вертикальні, горизонтальні і сезонні зміни поля температури. За його нижню границю орієнтовно приймають горизонт 200 м, де розмах сезонних коливань, пов'язаних з річним циклом потоків тепла через поверхню, зменшується більше, чим у сто разів у зрівнянні з розмахом на горизонті 0 м.

Діяльний шар Чорного моря за механізмом зміни тепловмісту вод, в свою чергу, можна поділити на два шари. Перший – з переважно вертикальним обміном тепла, включає в себе верхній квазіоднорідний шар (ВКШ) і шар сезонного термокліну. Другий – холодний проміжний шар (ХПШ), зміна тепловмісту якого (у крайній мірі в зимовий сезон) відбувається, головним чином, за рахунок горизонтальної адвекції вод, що ізопікнічно розповсюджуються у верхніх шарах постійного халокліну.

В цілому Чорне море відносно тепле. Середня річна температура верхнього десятиметрового шару близько 14,7 °С. Однак північні райони моря в зимовий сезон зазнають значного охолодження, що призводить до замерзання вод.

Характерною особливістю поля температури в верхніх шарах моря є сезонна сталість мінімуму температури в північно – західній частині моря і максимуму в південно – східній. На нульовому горизонті найменша температура води відмічається в середньому в лютому (відповідно від 2-4 °С до 8,5-9,5 °С), а найбільша – в серпні (від 21-22 °С до 24-25 °С).

Для прибережних районів моря характерні різкі внутрішньодобові коливання температури води, викликані згінно-нагінними явищами. Найбільш помітні ці явища в теплі періоди року, коли вертикальні градієнти температури води максимальні і термоклін розташований на невеликій

глибині. Згонно – нагонна циркуляція не обмежується вузькою прибережною смугою, вона є невід’ємною частиною переважаючих в Чорному морі дрейфових течій і приймає участь в перерозподілі водних мас по глибині і акваторії моря, обумовлюючи обмін поверхневих і глибинних прибережних вод з водами центральних частин моря [6].

У діяльному шарі Чорного моря чітко відстежується закономірності внутрішньорічної мінливості. В кінці зими в шарі 0-50 м встановлюється відносна гомотермія.

Весняне підвищення температури в західній частині моря спостерігається вже в березні. До середини квітня процеси формування сезонного термокліну охоплюють усе море, і до травня вертикальні градієнти температури в поверхневих шарах перевищують  $0,5 \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ . Максимум травневої температури води ( $15\text{-}16 \text{ } ^\circ\text{C}$ ) співпадає з основними осередками опріснення. Весняний термоклін, що примикає до поверхні моря, легко руйнується вітровим перемішуванням, що обумовлює велику мінливість весняного поля температури, яке може суттєво відрізнятись від кліматичного.

У мірі прогріву вод просторова мінливість температури поверхневого шару зменшується. Вже в червні вона становить  $2 \text{ } ^\circ\text{C}$ . Положення мінімумів температури влітку відповідає районам з найбільшою повторюваністю згінних синоптичних ситуацій, які викликають прибережні апвелінги.

Осіннє вихолоджування вод моря починається у вересні. До листопада температура поверхневого шару падає у зрівнянні з серпнем в середньому на  $10 \text{ } ^\circ\text{C}$ . Глибина осінньо-зимового перемішування обмежується сталою халінною структурою вод. Термічне згушення при зимовому охолодженні невелике. Влітку внесок термічної компоненти в густинну стратифікацію верхньої чорноморської водної маси значно перевищує внесок сольової.

Сезонний термоклін стає визначаючим елементом структури вод на глибинах 20-30 м. В зимовий період середнє багаторічне поле температури води на горизонті 20 м однотипне з поверхневим. У мірі прогріву сформований термоклін починає заглиблюватися. Добре просліджується фазове запізнення досягнення річного максимуму температури, пропорційне глибині горизонту. Поблизу берегів шар стрибка температури має більшу товщину і заглиблення, чим у відкритому морі. В кліматичному плані осереднені найбільші градієнти в термокліні відмічаються в середньому по морю на глибині 20 м і становлять  $-0,25 \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ . Однак нестабільність положення сезонного термокліну створює значні горизонтальні градієнти температури води на горизонті 20 м і суттєві відмінності конкретних розподілів від середнього багаторічного.

Інтенсивність вертикального турбулентного обміну теплом швидко зменшується з глибиною. У весняно – літній період цей процес блокується в сезонному термокліні. В осінньо – зимовий – розповсюджується до глибин приблизно 50 м. Тому в холодний період року розподіл температури на

горизонті 50 м подібний тому, який є у верхніх шарах. В теплий період року неоднорідність поля температури на цьому горизонті зменшується, і значення температури води в серпні становлять в основному 7,5-8 °С. Суттєва перестройка поля температури починається восени, коли сезонний термоклін поглиблюється в результаті вітрового перемішування. Інтенсивність вертикального турбулентного обміну значно вище на периферії моря і тому на горизонті 50 м прибережні води прогріваються до 10 °С. Максимальний розмах сезонних коливань температури приходить на західну частину моря і становить 3,4 °С.

Аналіз тенденцій кліматичних змін температури вод північно-західного шельфу (ПЗШ), показує, що в основному вони стосуються зимового сезону. В західній частині ПЗШ у поверхневому шарі середня температура підвищилася в зимовий період на два градуси, а в придонному – більше ніж на 3 °С [4].

Багаторічна мінливість температури води в Одеському районі за даними ГМС «Одеса-порт» в період 1962 – 2002 рр. розглянута в роботі [6]. Кліматична норма середньої річної температури води в поверхневому шарі складала 11,0 °С, при зимовій нормі 1,9 °С і літній 19,8 °С. За період 1990 – 2005 років середня річна температура поверхневого шару води становила 11,5 °С, температура зимового сезону 2,7 °С, літнього 20,2 °С.

Найбільш холодними були 1993, 1997 і 2003 роки, із середньорічною температурою води відповідно 9,4; 10,0 і 10,4 °С. Високі значення температури води (12,0; 12,8; 12,7; і 12,9 °С) припадають відповідно на 1994, 1999, 2001 і 2002 роки.

Середній багаторічний розмах внутрішньорічних коливань температури води склав 20,4 °С, при відзначеному максимумі 22,7 °С у 1999 році і мінімумі 16,1 °С у 1990 році. За період 1990 – 2005 рр. у між річному ході спостерігається значущий тренд зростання температури води. У цілому за цей період середня річна температура води підвищилася на 1,2 °С, від 10,8 °С на початку періоду до 12,0 °С наприкінці.

У багаторічному ході температури води зимового гідрологічного сезону виділяється одна явно виражена хвиля з періодом 7 років. Мінімуми температури води (0,1 °С і 0,5 °С) відзначалися в 1996 і 2003 роках відповідно. Найбільш теплими в ряді міжрічної мінливості температури води зимового гідрологічного сезону були 1990 і 2001 роки (4,1 °С і 4,2 °С) відповідно. Розмах коливань середньої місячної температури води в зимовий сезон у середньому склав 2,3 °С, при максимумі 5,2 °С (2002 рік) і мінімумі 0,2 °С (1993 рік). Статистично значущого тренда в ході зимової температури води за розглянутий період не спостерігалось.

Найбільш виражений і статистично значущий тренд підвищення температури води спостерігався в літній гідрологічний сезон. Середня літня температура води за цей період підвищилася на 2,7 °С (від 18,8 до 21,5 °С).

У міжрічному ході літньої температури води виявляються цикли з періодом 3 і 5 років. Максимуми припадають на 1992, 1994, 1999 і 2001 роки з температурою води відповідно 20,5; 21,9; 22,0; і 23,5 °С. Найбільш холодними в ряді міжрічної мінливості температури води літнього гідрологічного сезону були 1993, 1998 і 2003 роки (16,7; 18,6; і 18,4 °С відповідно). Розмах коливань середньої місячної температури води влітку в середньому складав 3,6 °С, при максимумі 6,2 °С (1991 рік) і мінімумі 0,8 °С (1994 рік).

У перехідні сезони (навесні і восени) також відзначена тенденція підвищення температури води, однак статистично значущий тренд відповідає тільки осінньому періоду.

У середньому розмах змін середньої місячної температури води весняного гідрологічного сезону складає 8,9 °С, а осіннього 10,0 °С. Інтенсивне прогрівання поверхневих вод навесні спостерігалось в 1999 році (11,9 °С), а інтенсивне вихолоджування – восени 2001 року (13,6 °С). Найбільш стабільні умови весняного гідрологічного періоду в режимі температури води відзначені в 2000 році (розмах 5,5 °С), а осіннього – у 1996 році (розмах 6,6 °С). У багаторічному ході температури води весняного сезону виявляються коливання з періодом 4 роки. В осінньому сезоні виділяються два дворічних і один п'ятирічний цикли.

Слід зазначити, що підвищення температури води весняно-осіннього сезонів обумовлено як умовами радіаційного режиму, так і іншими факторами. Поряд з радіаційним режимом, значно впливає на температуру поверхні моря режим вітру, а також прісний стік річок. При підвищеному стоці річок за рахунок великих вертикальних градієнтів солоності підвищується стійкість поверхневого шару води, в результаті чого вертикальний обмін ослаблений, і теплонакопичення відбувається у більш тонкому шарі. Це спричиняє зростання температури поверхневого шару води. В умовах зниженого стоку річок стійкість поверхневого шару вод зменшується, і тепло в результаті турбулентного обміну поширюється в більш глибокі шари. При цьому температура поверхні води за рівних умов радіаційного і вітрового режимів знижується. Це підтверджується наявністю від'ємної кореляції між середніми річними значеннями температури і солоності води. В період 1990 – 2005 років коефіцієнт кореляції температури і солоності води склав -0,67, при 95 % довірчому рівні значущості 0,5. За більш тривалий період 1950 – 2005 роки коефіцієнт кореляції складав -0,34, при 95 % довірчому рівні значущості 0,25 [2].

Таким чином, можна констатувати, що у період 1990 – 2005 років спостерігалась тенденція до підвищення температури поверхневого шару води (статистично значуща в літньо-осінній період). У цілому ж за весь період наявних даних спостережень на ГМС «Одеса-порт» (1950 – 2005 рр.) температура поверхні води підвищилася на 0,5 °С [7].

*Поле солоності.* Аналіз поля солоності в північно-західній частині Чорного моря в останні три десятиліття показав, що багаторічні зміни середньої зимової солоності вод ПЗШ мають достатньо означені тренди, які вказують на її зниження в кліматичному плані. В якійсь мірі це обумовлено значним зростанням кількості пізніх осінніх і, особливо, зимових водопіль. В 1990 – 2011 рр. спостерігалось вісім (2 пізніх осінніх і 6 зимових) водопіль, в той час як за 1947 -1989 рр. їх було тільки чотири.

Кліматична норма середньої річної солоності за період 1948 – 2002 рр. за даними ГМС «Одеса-порт» дорівнює 14,67 ‰ [2] із мінімумом навесні (12,96 ‰) і максимумом 15,74 ‰ (у літній гідрологічний сезон) табл. 3.1.

Таблиця 3.1 Середня місячна солоність поверхневих вод за даними ГМС «Одеса-порт», ‰ за період 1948 – 2002 рр.

Місяць											
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
15,0	14,4	13,9	13,0	12,9	14,2	15,7	15,7	15,7	15,2	14,8	15,0
5	3	0	9	6	5	4	4	2	7	0	7

У період 1990 – 2005 років середня річна солоність поверхневого шару води ПЗШ трохи знизилася і склала 14,63 ‰, (13,66 ‰ у весняний гідрологічний період і 15,39 ‰ – у літній).

На режим солоності поверхневого шару вод ПЗШ значно впливає прісний стік річок. Механізм взаємозв'язку поля солоності Чорного моря з річковим стоком досліджувався у багатьох роботах і між стоком р. Дніпро і середньою річною солоністю на ГМС «Одеса-порт» за даними спостережень за період 1948 – 1982 рр. виявлено зв'язок з коефіцієнтом кореляції – 0,75. Аналогічна оцінка кореляції, яка була отримана за даними спостережень у 1950 – 2005 роках, показала, що значення коефіцієнту кореляції не змінилося і склало – 0,75. За період 1990 – 2005 рр. коефіцієнт кореляції склав - 0,86 при 95 % довірчому рівні значущості 0,5 [2].

У між річному ході середньорічних витрат за період 1990 – 2005 рр. відзначається тенденція збільшення витрат води з 1196,8 м<sup>3</sup>·с<sup>-1</sup> (1990 р.) до 1411,3 м<sup>3</sup>·с<sup>-1</sup> (2005 р.). Однак характеристика тренда не перевищує 95 % рівня значущості, оціненого за F-критерієм Фішера. Вірогідно значущих трендів не спостерігається й у багаторічній мінливості середніх сезонних витрат Дніпра. В осінній гідрологічний сезон, на відміну від зимово-літнього періоду з тенденцією до підвищення витрат, відзначається слабка не значуща тенденція до їхнього зменшення.

У ході середньої річної солоності води за період 1990 -2005 рр. виділяються коливання з періодом 3, 5 і 6 років. Найбільш високий солевміст поверхневих вод спостерігався в 1993, 1997 і 2003 роках, із середньою річною солоністю води відповідно 16,05; 16,08 і 15,41 ‰. Низькі значення солоності води (14,37; 13,73; 12,67 і 13,51 ‰) припадають відповідно на 1991, 1994, 1999 і 2005 роки. Середній багаторічний розмах внутрішньорічних коливань солоності води склав 4,82 ‰, при відзначеному максимумі 9,11 ‰ у 1998 році і мінімумі 2,95 ‰ у 1990 р.

В цілому по гідрологічних сезонах найбільший розмах у змінах солоності води спостерігався навесні (2,72 ‰) при повеневому стоці річки Дніпро. Екстремальні значення середньої місячної солоності води спостерігався в квітні 1999 року – 8,04 ‰ (мінімум) і в березні 1997 року – 18,75 ‰ (максимум).

За період 1990 – 2005 рр. у між річному ході середньої солоності води спостерігався значущий тренд зниження солевмісту. В цілому за розглянутий період середня річна солоність води знизилася на 1,36 ‰ – від 15,34‰ у 1990 р. до 13,98 ‰ – у 2005 р.

Достовірні тренди середніх сезонних значень солоності спостерігалися в зимовий і літній гідрологічні сезони року. Зміни весняних і осінніх значень солоності води не перевищували 95 % рівня значущості. Однак багаторічна тенденція до зниження солоності відзначалася й у ці сезони.

Особливістю багаторічного ходу солоності в літні сезони є кліматичне підвищення її в західній частині. Слід відзначити, що в період 1986 – 1995 рр. мінімум солоності поверхневих в районі острова Зміїний спостерігався на рівні 4 ‰, що пояснюється надходженням слабо трансформованих дунайських вод. За період 1996 – 2005 рр. мінімальна солоність мала величину 11,50 ‰, але за декаду 1986 – 1995 рр. 25 разів спостерігалася солоність нижче 11,40 ‰.

У цілому можна констатувати, що в період 1990 – 2005 рр. спостерігалася тенденція до збільшення стоку Дніпра і зниження солоності в Дніпро-Бузькому районі (переважно в зимові і літні сезони року).

**Рівень.** За даними спостережень за середньомісячними значеннями рівня на різних станціях виконано розрахунки середнього багаторічного значення рівня моря за всі місяці року та за рік. Для порівняння в таблиці 3.2 наведено середньомісячні та середні за рік значення рівня всього Чорного моря за два кліматичних періоди з роботи [8].

Таблиця 3.2 – Рівень Чорного моря за різні кліматичні періоди, [8]

Місяць Період	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За рік
1946-1975pp.	473	474	476	478	480	483	481	476	469	464	464	468	474
1976-2005pp.	479	479	479	482	487	487	484	480	476	473	473	477	480

Згідно з досліджуваннями [8], середній багаторічний рівень Чорного моря за період 1976-2005pp. дорівнює 480см. На всіх станціях північно-західній частини моря рівень вище середнього рівня всього моря. Найбільші позитивні відхилення спостерігаються на станції Цареградське гирло -14 см, на інших станціях відхилення складають 7-9 см.

Перевищення рівня моря на станціях північно-західної частини в порівнянні з усім морем обумовлено природними факторами – річковим стоком, стеричними ефектами, характером згінно-нагінних коливань. Середні багаторічні значення рівня моря на станціях Одеса, Іллічівськ та Южний приблизно співпадають, а на станції Цареградське гирло рівень моря приблизно на 15см вище, що можна пояснити стоком р. Дністер. Між річна мінливість середнього за рік рівня характеризується розмахом коливань. На станціях Южний, Іллічівськ та Цареградське гирло розмах коливань складає 36-37 см, а на станції Одеса – лише 23 см.

Мінімальні абсолютні річні значення рівня на різних станціях спостерігаються в різні роки. Максимальні абсолютні річні значення рівня на всіх станціях припадають на 2010 рік, що підтверджує висновок роботи [9], що рівень Чорного моря в цьому році досягнув свого абсолютного максимуму за всю 150-річну історію спостережень. Якщо порівняти розмах між річних коливань за різні кліматичні періоди на станції Одеса, то можна зазначити, що за останні 33 роки розмах коливань середнього річного рівня моря знизився з 33см до 23 см, тобто на 30%.

Взаємозв'язки між річних коливань середнього річного рівня на різних станціях наведено в таблиці 3.3 ( за період 1986-2012pp.). Як видно з таблиці, між річні коливання рівня моря за середніми річними даними на станціях Южний, Іллічівськ та Цареградське гирло практично синфазні. Коефіцієнти кореляції є близькими до 0.9, а при осередненні ковзним середнім по 5-ти рокам зростають практично до 1.



Таблиця 3.3 – Коефіцієнти кореляції між парами станцій середніх річних значень рівня моря (нижче діагоналі), та при осередненні ковзним середнім по 5-ти рокам (вище діагоналі).

станція \ станція	Одеса	Іллічівськ	Южний	Цареградське гирло
Одеса	1	-0,566*	-0,606*	-0,555*
Іллічівськ	0,178	1	0,966*	0,993*
Южний	0,342	0,864*	1	0,993
Цареградське гирло	0,381	0,948*	0,889*	1

Примітка : \* - кореляція значуща на рівні 0,01

Коливання середніх річних значень рівня моря на станції Одеса статистично слабо пов'язані з між річними коливаннями на інших станціях. При осередненні по 5-то рокам виявляються статистично значущі від'ємні коефіцієнти кореляції, які свідчать про протилежний характер коливань.

В роботі [10] наведено результати аналізу декадної мінливості середнього річного рівня на станціях західної частини моря. Показано, що на тлі загального підвищення рівня в десятирічних трендах спостерігаються періоди наперемінного зростання або зниження рівня. Зокрема, за період 1980-2000рр. на станції Одеса в десятирічних коливаннях середнього річного рівня спостерігається від'ємний тренд. Винятковість станції Одеса можливо пов'язана з вертикальними рухами суши.

Виконувався також аналіз лінійних трендів рідів середніх річних значень рівня моря на різних станціях. В таблиці 4 наведено характеристики лінійних трендів – кутові коефіцієнти, коефіцієнти детермінації, величини загальної зміни рівня, та внесок тренду в загальну дисперсію ряду.

Таблиця 3.4 – Характеристики лінійних трендів в коливаннях середніх річних значень рівня в північно-західній частині Чорного моря.

Станція, період Хар-ка	Одеса 1947- 1979 рр.	Одеса 1980- 2012 рр.	Одеса 1947- 2012 рр.	Южний 1986- 2011 рр.	Іллічівськ 1986- 2013 рр.	Цар.Гирло 1986-2010 рр.
a (см · рік <sup>-1</sup> )	0,30	-0,08	0,21	0,79	0,70	0,64
R <sup>2</sup>	0,20	0,02	0,30*	0,56*	0,47*	0,39*
Δ (см)	10,9	-2,6	13,9	20,5	19,6	16,0
в (%)	11,1	10,0	26,7	23,2	27,8	28,6

Примітка: a – кутовий коефіцієнт тренду ( см · рік<sup>-1</sup> ), R<sup>2</sup> – коефіцієнт детермінації, Δ - зміна рівня, см , в - внесок тренду в загальну дисперсію ряду (%), \* - значущі тренди на рівні 0,01.

Як видно з таблиці, найбільш суттєві зростання середнього річного рівня спостерігаються на станціях Южний та Іллічівськ, і дорівнюють близько 20 см. На станції Цареградське гирло за той же період підвищення рівня склало 16 см. Внески лінійних трендів в загальну дисперсію рідів дорівнюють 23%-28%, що підтверджує значущість тренду. На станції Одеса найбільш суттєві зростання рівня спостерігались за період 1947-79рр., а за період 1980-2012рр. рівень моря відчував хвильові коливання зі слабким від'ємним трендом. Підвищення рівня за 66-річний період (1947-2012рр.) склало 14 см. Відмінність тенденцій зміни рівня моря на станції Одеса від інших станцій обумовлена, на наш погляд, вертикальними рухами суші

Згінно-нагінні коливання рівня в північно-західній частині Чорного моря, особливості та закономірності впливу на екосистему. Основними факторами, які визначають режим коливань рівня в синоптичному діапазоні частот є вітер та атмосферний тиск. При цьому вітру належить вирішальна роль, а коливання рівня проявляються в вигляді згінно-нагінних коливань. Їх розвиток визначається співвідношеннями напрямів діючого вітру та конфігурації берегової смуги. З цієї причини розмах згінно-нагінних коливань рівня на різних станціях, навіть близько розташованих одна від одною, можуть суттєво відрізнятися.

Визначення показників штормової активності в останні роки привертає увагу багатьох вчених, зокрема в зв'язку зі змінами клімату в Чорному морі. Для північно-західній частини моря такі дослідження не виконувались. В той же час в цьому районі розташовані найважливіші морські порти, і вплив

згінно-нагінних коливань рівня на їх роботу є суттєвим, а також вплив на екосистему.

Аналіз значних згінно-нагінних коливань рівня (відхилення більш за 30 см) показує, що повторювальність згонів на всіх станціях вище за повторювальність нагонів – перевищення складає 7%-10%, за виключенням станції Цареградське гирло, де воно досягає лише 1.5%. Повторювальність значних нагонів за два кліматичних періоди на станції Одеса практично не змінилась, а повторювальність аналогічних згонів знизилась з 51% до 45%. Зниження повторювальності значних згонів в останні роки добре узгоджується зі зниженням середньої швидкості вітру над Чорним морем [5].

Для дуже значних згінно-нагінних коливань рівня ( відхилення більш за 50см ) повторювальність згонів також є вищою за повторювальність нагонів, крім станції Цареградське гирло, де ці величини приблизно однакові. Перевищення повторювальності згонів над нагонами є найбільшим для станції Южний - 6.73% та 0.96% відповідно. Для станції Одеса за останній кліматичний період повторювальність дуже значних згонів зменшилась з 13.64% до 8.08%, але ж є найбільшою величиною для всіх станцій північно-західній частини Чорного моря, що підтверджує відомості з літературних джерел про найбільш інтенсивні згони на станції Одеса.

Небезпечні згони на станції Одеса обумовлені діями вітру північного, північно-західного та північно-східного напрямів. Згідно з роботою [11], за останні 30 років в багаторічній мінливості сумарної повторювальності швидкості вітру північного та північно-східного напрямів спостерігаються значущі на рівні не нижче 95% від'ємні тренди. Північно-західний вітер відчуває не значущий позитивний тренд. Таким чином, зниження повторювальності небезпечних згонів викликано зменшенням потужності північного та північно-східного вітрів за період 1980-2012рр. Таким чином, в зниження інтенсивності згінно-нагінних коливань в північно-західній частині Чорного моря більш суттєвий вклад вносить зростання мінімального строкового рівня, тобто зменшення розмаху згонів.

Вплив адвективних струмів в придонному шарі, як показників мінливості сучасного стану моря в межах українського шельфу.

Мінливість гідрофізичних полів, зокрема, температури і солоності, а також згінно – нагінних коливань на сучасному етапі відбиваються на якості умов морського середовища ПЗЧМ. До причини, що викликає згінно-нагінні струми, відноситься діяльність вітру над поверхнею моря, який зумовлює квазі-односпрямовану течію на поверхні моря і нахил рівня моря. При цьому за рахунок гравітаційної складової балансу сил, починає відбуватися вирівнювання рівня, а в придонному шарі виникає компенсаційне протягом зворотного напрямку. За умови згінного вітру, з боку берега у напрямку у відкрите море, формується течія у море практично того ж напрямку, рівень знижується і, за рахунок компенсаційного течії в

придонному шарі придонна водна маса починає переміщатися у напрямку до берега, зберігаючи при цьому всі властиві їй властивості.

До цих властивостей відносяться, в першу чергу, температура, солоність і наявність або відсутність розчиненого кисню або сірководню. При цьому, безпосередньо у берегової лінії чітко проявляється явище апвелінгу (upwelling), тобто вихід на поверхню водної маси з іншими значеннями температури і солоності на відміну від фонових, характерних для теплового періоду року на чорноморському шельфі. За значеннями зниженої температури і підвищеної солоності можна судити про інтенсивність апвелінгу, або згону, а також визначити вертикальну швидкість в море знаючи місце розташування ізотерм і ізагалін в придонному шарі і відзначити наявність знижених значень розчиненого кисню або сірководню у воді.

Дефіцит розчиненого кисню в придонному шарі відзначений, за даними, отриманими прямими вимірами в вересні 2017р. при виконанні океанографічної зйомки

Так, за терміни спостережень з травня по жовтень в 2017р. явних піків зниженої температури і підвищеної солоності було 8. Під час апвелінгу, протягом теплої пори року зазначалося наявність сірководню в прибережній зоні моря. Таким чином, встановлений процес розвитку деструкції органічної речовини в придонному шарі впродовж всього літнього періоду. Цей важливий факт, свідчить про триваючий процес евтрофікації чорноморських вод і, як наслідок, скорочення розчиненого кисню в придонному шарі і формуванні тут сірководню в теплий період року. Однак, за спостереженнями за 2018 р. згінно – нагінні коливання в літній період (відхилення більш за 30 см – значні коливання) практично були відсутні і сірководень в прибережному шарі не відзначалося. Даний факт поєднується з розглянутими вище закономірностями коливань рівня тобто в зниження інтенсивності 84онно-нагінних коливань в північно-західній частині Чорного моря більш істотний внесок вносить зростання мінімального термінового рівня, тобто зменшення розмаху сгонов. Таким чином, слід дуже нетривіальний висновок про деяке нівелювання антропогенних факторів негативного впливу на морське середовище в результаті відомих кліматичних змін.

### **3.2 ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЬОДОВОГО РЕЖИМУ В АЗОВСЬКОМУ МОРІ**

У другому розділі розглядалися питання мінливості характеристик льодового режиму в північно-західній частині Чорного моря. В цієї частині виконано аналіз мінливості характеристик льодового режиму в Азовському морі як за літературними даними, так і за результатами власного досліджень за даними спостережень на станції Маріуполь за останні роки.

### 3.2.1 Огляд літературних джерел з проблеми вивченості льодових умов Азовського моря

Льодовий режим Азовського моря досить добре вивчений. За 90-річний період дослідження накопичено, узагальнено і проаналізовано великий фактичний матеріал про льодові умови Азовського моря.

Перші дослідження, були зроблені на основі вкрай обмежених спостережень берегових гідрометеорологічних станцій, що відносяться до початку 30-х років минулого століття і були узагальнені в [13,14], з огляду на специфіку використаних даних, в яких описані льодові умови в прибережній зоні і в відкритих частинах моря.

Систематичні планові зйомки льодового покриву за допомогою авіації були організовані на Азовському морі з зими 1949-1950 рр., після цього була створена якісно нова основа спостережень за льодовими умовами у відкритому морі. У 1962 р. дані авіарозвідок, узагальнених за десятирічний період, і льодових спостережень на берегових гідрометеостанціях були представлені у вигляді атласу [15].

Льодовий режим, як Азовського моря в цілому, так і окремих його районів, був детально описаний в [16] за матеріалами, які були накопичені до 1958 р. У роботі А.Н. Криндіна [17] розглянута мінливість льодовитості і положення кромки льоду в Азовському морі, а також показана їх залежність від сезонних і між річних змін атмосферних процесів. На основі виявленого зв'язку отримані емпіричні рівняння для прогнозу льодовитості і положення кромки льоду Азовського моря.

У льодовому розділі довідкового посібника [18] представлені режимні характеристики льодового покриву моря, великий картографічний матеріал, що охоплює період спостережень до 1977 року, а також інформація про льодові умови мореплавання по трасі Маріуполь - Керч. Останнє режимне узагальнення льодових умов представлено в довіднику [19], де розглянуті також тенденції зміни льодового режиму Азовського моря за період спостережень до 1986 року.

У дослідженнях льодового режиму, виконаних в останні роки, розглядався зв'язок мінливості льодовитості Азовського моря з кліматичними змінами [20, 21, 22]. У роботах [23, 24] була зроблена спроба оцінити закономірності льодових умов на Азовському морі та в Керченській протоці на основі супутникового моніторингу за 15 років (1992-2007 рр.). В роботах [25,26] представлено аналіз аномальних льодових умов в Азовському морі.

**Прибережні райони.** Знання мінливості льодового режиму в прибережній зоні моря представляє особливий інтерес для морської господарської діяльності. Часові ряди спостережень за льодовим комплексом в прибережній зоні Азовського моря мають неоднакову тривалість. Найбільш тривалі ряди отримані за даними станції Генічеськ за 1893-2008 рр. і станції Таганрог за 1893-1994 рр.. За даними льодових спостережень на берегових пунктах розраховані середні багаторічні дати основних льодових характеристик в періоди утворення і танення льоду в прибережній зоні: у межах України по 2008 рік включно, у межах Росії - до 1994 року. Статистичні дані по мінливості характеристик льодового режиму для берегових станцій опубліковані в [27].

Льодовитість Азовського моря тісно пов'язана з сумою середніх добових від'ємних температур повітря над морем за льодовий сезон [6]. За цим критерієм зими зазвичай поділяються на три типи: суворі, помірні і м'які. Для визначення типу зими використовується сума негативних температур повітря за зимовий період. Зима вважається суворою, якщо сума від'ємних температур повітря за льодовий сезон (жовтень-квітень) перевищує  $-400^{\circ}\text{C}$ , помірною в межах від  $-200^{\circ}\text{C}$  до  $-400^{\circ}\text{C}$  і м'якою - менш  $-200^{\circ}\text{C}$  [27].

Процес льодоутворення поширюється зі східної частини Таганрозької затоки на західну і південну і триває близько двох тижнів.

Перше льодоутворення в прибережній частині Азовського моря відбувається в північно-східній частині Таганрозької затоки в кінці листопада. Опрісненість і мала глибина затоки, при різкому зниженні температури повітря і води, сприяє утворенню місцевого льоду спочатку у вигляді крижаних голок, які швидко утворюють плями крижаного сала на поверхні води, а при невеликому хвилюванні - шугу. Під час випадання снігу на поверхні води утворюється сніжура (сніжниця). При подальшому зниженні температури утворюються у вигляді заберегів нерухомі форми льоду – нілас, крижана кірка, які при хвилюванні утворюють млинчастий лід - невеликі крижини у вигляді дисків.

Про таку послідовність льодоутворення свідчать середні багаторічні дати появи льоду: в Таганрозі 26 листопада, в Єйську 11 грудня, в Маріуполі 14 грудня. Одночасно з покриттям льодом західній частині Таганрозької затоки йде утворення льоду і в інших мілководних районах моря - в Ясенський затоці і Утлюкському лимані. У районах Генічеська і Приморсько-Ахтарська середні багаторічні дати появи льоду - 6 та 11 грудня, відповідно.

У другій та третій декаді грудня перший лід з'являється уздовж північного (в Бердянську 20 грудня) і західного (в Стрілковому 28 грудня) узбережжя моря. У південних районах лід з'являється значно пізніше - в січні (1 січня - в Темрюку, 8 січня - в Керчі, 12-13 січня - в Опасному і Мисовому). Найпізніше лід з'являється в південній частині Керченської протоки - в районі Завітного - 18 січня, але ймовірність цього явища не перевищує 60%. Багаторічний діапазон дат фактичного початку льодоутворення в

прибережній частині моря ще більший і становить приблизно від 2 до 3,5 місяців.

У Таганрозькій затоці в аномально теплі зими лід може утворитися на місяць пізніше середньої багаторічної дати (26 грудня), при цьому льодоутворення на півдні моря вперше може відбуватися на початку березня або відсутнє зовсім.

В період замерзання в Азовському басейні можлива кількаразова поява і зникнення льоду. Кількість очищень моря від льоду на початку льодового сезону на деяких прибережних станціях може досягати 12 разів. Тому дата початку стійкого льодоутворення в багаторічному плані досить умовна. Але, незважаючи на це, дата стійкого льодоутворення в середньому багаторічному режимі відображає послідовність зміни фаз в наростанні льодового покриву Азовського моря. Перехід від початкових форм льоду до початку стійкого льодоутворення становить, в середньому, від 4 до 18 днів для північних районів моря, а на півдні моря цей період приблизно в 2 рази коротше, так як лід в цій частині моря з'являється пізніше.

Початок утворення сталого припаю (з 22 грудня в Таганрозі до 15 січня в районі Мисового) передують поява крижаного заберегу з нілсних форм льоду, який потім змерзається з плавучим льодом, перетворюючись в молодий лід. На деяких пунктах цей процес відбувається одночасно з початком стійкого льодоутворення, як, наприклад, в районі Опасного. У суворі зими до кінця другої декади листопада припаєм покривається вся прибережна смуга Таганрозької затоки і Утлюкського лиману. У м'які зими в південній частині моря стійкий припай не утворюється. Між появою припаю і першим повним замерзанням моря в прибережній смузі, як правило, проходить від декількох днів до двох і більше тижнів [6].

Середні багаторічні дати остаточного замерзання моря в прибережній зоні припадають на період з 28 грудня по 16 січня. До кінця грудня припаєм покрита східна частина Таганрозької затоки; повністю затока покрита нерухомим льодом до кінця першої декади січня. До цього часу встановлюється припай в Утлюкському лимані і в Ясенській затоці. З середини другої декади січня до початку третьої все північне, західне і східне узбережжя покриваються припаєм.

За розрахованими середніми багаторічними датами припай на узбережжі моря встановлюється на період від одного (на півдні) до трьох (Таганрозька затока) місяців. Після досягнення свого максимального розвитку до кінця лютого, при підвищенні температури повітря, припай відчуває зрушення і зламується. Зрушення припаю призводять до того, що на ньому утворюються тріщини. З появою ділянок чистої води, внаслідок великої поглинальної здатності останньої, починається процес швидкого танення льоду.

Остаточна руйнація припаю в прибережній зоні моря, в середньому багаторічному аспекті, відбувається в першій - другій декадах березня. У Керченській протоці цей процес спостерігається дещо раніше, в кінці лютого.

Період очищення від льоду має різну тривалість залежно від типу зими і району моря. Остаточне очищення узбережжя моря від льоду відбувається

протягом від 6 до 25 днів після руйнування припаю. Першими очищається від льоду Керченська протока і Темрюкська затока (початок березня). Пізніше за все (20-28 березня) очищаються Таганрозька затока і райони скупчення льодів, що дрейфують під дією вітру (Утлюкський лиман і Арабатська стрілка).

Тривалість льодового періоду (від дати появи початкових видів льоду до його повного зникнення) на прилеглих акваторіях берегових станцій залежить від ступеня суворості зими. У середньому тривалість льодового сезону на узбережжі моря становить від 100-125 діб в Таганрозькій затоці і західних районах моря до 60-70 днів - у південній частині акваторії. Однак, протягом льодового сезону лід, як правило, не відзначається щодня, тому число днів з льодом будь-яких форм виявляється значно менше тривалості льодового сезону, особливо в м'якій зими. У південній частині узбережжя число днів з льодом за сезон в середньому становить 40-50 діб, в інших районах моря 75-110 діб [15].

**Відкрите море.** Результати аналізу льодових умов у відкритих частинах Азовського моря представлено в [15], для чого були використані 300 карт льодових авіарозвідок, виконаних за 1949-1991 рр. Після їх обробки були побудовані середні місячні карти ймовірності наявності припаю, розподілу льоду різної згуртованості в залежності від типу зим, а також карти торосистості.

Льодовий режим відкритих районів моря аналогічний в загальних рисах льодовому режиму прибережної частини моря. За тимчасовим масштабом процес льодоутворення у відкритих частинах Азовського басейну затримується внаслідок того, що охолодження води відбувається повільніше в більш глибоких районах моря в порівнянні з мілководними прибережними районами.

На початку льодового сезону (кінець листопада) лід можна зустріти в відкритих частинах Таганрозької і Ясенської заток, а також в Утлюкському лимані. У першій декаді грудня можлива поява плавучого льоду на всій акваторії моря, але в центральній і південно-східній частинах ймовірність зустрічі з ними невелика. Також мала вірогідність наявності припаю в кінці грудня.

Несталий лід на початку сезону в Таганрозькій затоці схильний до вітрового віджимання і дрейфу в відкриту частину моря. Форми плавучих льодів різноманітні, а розподіл і згуртованість їх залежать від напрямку і сили вітру. У січні льодовий покрив продовжує розвиватися в північному і північно-західному районах відкритого моря, поширюючись також на захід і на південь.

До кінця січня крижаний покрив досягає свого максимального розвитку, при цьому найменш льодовитою виявляється центральна глибоководна частина моря. Імовірність наявності припаю в цьому районі не перевищує 10%. З середини лютого намічається тенденція до зменшення льодового



покриву. До кінця місяця найменш льодовитими виявляються центральний і південно-східний райони моря.

На початку березня ймовірність наявності припаю на всій акваторії моря не перевищує 20%. В кінці березня ймовірність зустрічі припаю такої забезпеченості відзначається в західних районах моря і в Таганрозькій затоці. На початку квітня зустріти лід можна на всій акваторії моря з ймовірністю від 5 до 30%, а на початку травня - тільки в південно-західному районі, де скупчується лід, що приноситься з інших районів. Вітри північних румбів сприяють в кінці льодового сезону виносу льоду в Керченську протоку.

Площа моря, зайнята нерухомим льодом, і згуртованість різних форм льоду змінюється в значних межах, в залежності від суворості зими. У м'які зими (найбільш часто повторювані в сучасний період) нерухомий лід переважно спостерігається в північній частині моря і в Таганрозькій затоці. У такі зими спостерігається велика різноманітність форм плавучого льоду, а також неодноразова поява і зникнення льоду під час льодового сезону. Центральна частина моря зазвичай залишається вільною від льоду, плавучий лід може з'явитися в кінці січня - початку лютого, в невеликій кількості і ненадовго.

Строки очищення моря від льоду в м'які зими, в середньому, припадають на першу і другу декади лютого на півдні і південному сході і на першу-другу декади березня - на півночі і заході моря.

На основі аналізу карт ймовірної наявності припаю і льоду різної згуртованості за грудень, січень, лютий і березень, можна простежити динаміку основних характеристик льодового покриву Азовського моря в помірні і суворі зими. У січні-лютому цих зим в море переважають дуже згуртовані і суцільні льоди (9-10 балів). Ймовірність їх наявності зменшується в напрямку від берегів до центру моря - від 80-60% в помірні зими до 70-100% в суворі зими.

Остаточне очищення моря від льоду відбувається до кінця квітня, рідше - до початку травня, приблизно на місяць пізніше, ніж в м'які зими.

Особливістю льодового покриву Азовського моря є його значна торосистість. Висота торосів у відкритому морі, як правило, не перевищує 1 м. На прибережних мілинах торосисті нагромадження іноді досягають 5-12 м. На підставі льодових розвідок були побудовані карти торосисті Азовського моря [15]. Найбільша торосистість і максимальне число бар'єрів утворюється в західній частині відкритого моря і у коси Федотова. Це пов'язано з переважаючим вітровим дрейфом льоду в цей район, наявністю великого числа банок і мілководних ділянок, що і створює сприятливі умови для початку утворення нашарувань, торосів і гряд торосів [27].

Льодова обстановка в зимовий період є визначальною для безпеки судноплавства на трасі Маріуполь - Керч, де особливі труднощі виникають при проведенні судів криголами біля входу в Керченську протоку через велику кількість торосистого льоду.

В роботі [28] розглядаються основні типові льодові умови на основних трасах Азовського моря. На трасі Таганрог- Керченська протока в м'які

зими в лютому переважають льоди товщиною 5-10 см і чиста вода, в помірні зими товщина льоду досягає 15-25 см, а в суворі - 40-50 см. Бар'єри торосів в Таганрозькій затоці як в помірні, так і в суворі зими по висоті приблизно однакові, тому що вони утворюються як правило раніше утворення припаю. Їх висота складає 1-1,5 м. Висота торосів в центральній частині моря в помірні і суворі зими значно менше тих, що утворилися в прибережній зоні (до 12-14 м) і складає в середньому 1-2 м.

В лютому протяжність льодового плавання на трасі Таганрог- Керченська протока в м'які зими складає в середньому 75 миль, в помірні зими - 110 миль, а в суворі – 180 миль (вся траса покрита льодом). В середині квітня протяжність льодового плавання на трасі після м'якої і помірної зими дорівнює нулю, а після суворі зими на підходах до Керченській протоки з півночі можуть спостерігатися окремі плями льоду різної згуртованості на ділянках траси протяжністю 20-50 миль.

Особливістю льодового режиму Азовського моря є щорічне утворення льоду на його акваторії, навіть у відносно м'які зими. Берегові частини моря і Таганрозька затока покриваються суцільним крижаним покривом. У центральній частині акваторії моря льоди плавучі. В окремі роки льодові умови можуть суттєво ускладнювати або робити тимчасово неможливим в деяких районах судноплавство, а також вносити складності в безпечну експлуатацію газодобувних платформ в тих частинах моря, де можливий інтенсивний дрейф льодових полів. Основними факторами, що визначають льодові умови Азовського моря, є географічне положення (внутрішньоконтинентальне в південній частині помірною поясу), ізольованість від Світового океану, характер і інтенсивність атмосферних процесів, а також мілководність моря, низька солоність в порівнянні з океаном і складна орोगрафія берегів .

У холодний період року Азовське море знаходиться під впливом області підвищеного тиску, розташованої на півночі і північному сході, і циклонічних вторгнень із заходу і південного заходу. Часті східні і північно-східні вітри приносять континентальні полярні і арктичні маси повітря і викликають сильні морози. Порівняно низькі і порізані бухтами і лиманами мілинні берега моря не перешкоджають вторгненню холодних арктичних повітряних мас і сприяють швидкому замерзанню води. Циклонічна діяльність, навпаки, призводить до змінної і порівняно теплої погоди, відсуваючи льодоутворення на морі. Велика мінливість атмосферних процесів визначає крайню нестійкість льодових умов Азовського басейну.

Між сумою середньодобових від'ємних температур повітря над морем за льодовий сезон спостерігається тісний зв'язок з льодовитістю Азовського моря. У суворі зими припаєм покривається вся прибережна зона Азовського моря на ширину видимого горизонту з боку льодових пунктів, тривалістю від місяця (на півдні моря) до 3-4 місяців (на північному сході). В помірні зими припай повністю покриває Таганрозьку затоку на 1-3 місяці, а вздовж північних і північно-західних берегів простягається смугою шириною 3-4 милі. На заході, сході і південному сході ширина припаю знаходиться в

межах 2 миль, а в південних районах вона рідка досягає 0,5 милі. У м'які зими припай спостерігається тільки в прибережній зоні Таганрозької і Ясенської заток і Утлюкського лиману.

Товщина молодого припайного льоду до кінця третьої декади листопада в Таганрозькій затоці і біля берегів Ахтарської затоки складає в середньому 8-11 см. Протягом грудня припай встановлюється вздовж усього узбережжя моря, крім району Стрілецького. До кінця місяця його товщина в Ахтарській і Бердянській затоках і в Утлюкському лимані досягає 16 см, в Таганрозькій і Темрюкській затоках - до 22-23 см. У Керченській бухті товщина припаю може досягати 20 см, в районі мису Казантип - 10 см. Протягом січня товщина припаю збільшується на 10-14 см в Таганрозькій затоці і на 5-8 см - в південній частині моря. У цьому ж місяці припай уздовж Арабатської стрілки може досягати товщини до 30 см. У лютому і на початку березня процес наростання льоду протікає повільніше, але досягає максимальних значень за сезон: 40-50 см в Таганрозькій затоці, 20-35 см - в інших районах акваторії моря. Максимальні значення товщини припаю припадають на суворі зими і можуть досягати 95 см в районі Арабатської стрілки, 75 см - в Таганрозькій затоці і 70 см - на східному і північно-західному узбережжі. У південних районах моря товщина припаю в суворі зими не перевищує 40-50 см.

В помірні зими на півночі Азовського моря середня товщина припайного льоду в січні становить 20-30 см, в лютому складає 30-40 см, в березні дорівнює 30-45 см. У м'які зими, якщо припай утворюється, то товщина його невелика: в північній половині моря становить 10-20 см, в південній - не перевищує 10 см.

В помірні і суворі зими лід найчастіше з'являється в кінці першої - на початку другої декади січня. Між першою появою льоду і першим замерзанням моря в такі зими проходить близько 10 діб. Крижини змерзаються, утворюючи суцільний нерухомий покрив. Утворення суцільного припаю, коли вся видима поверхня моря покривається нерухомим льодом, може відбуватися неодноразово. За льодовими картами чітко простежується напрямок процесу льодоутворення від берега до центру моря. Найменша кількість льоду в січні спостерігається в південній частині моря, а в лютому і березні - в східній.

Азовське море повністю замерзає (покривається припаєм) на значний термін (місяць і більше) тільки в надзвичайно суворі зими. Найбільш складна льодова обстановка в суворі і помірні зими відзначається з кінця січня до середини березня в західних і південно-західних районах моря, а також біля входу в Керченську протоку, де зазвичай спостерігаються поля сильно торосистого льоду. Руйнування припаю в такі зими затягується, і, як правило, відбувається в третій декаді березня. Останньою очищається західна частина моря - в кінці квітня початку травня.

Переважання того чи іншого типу атмосферної циркуляції протягом сезону визначає ступінь суворості зими щодо льодових умов [27].

### 3.2.2 Тенденції багаторічних змін льодових умов Азовського моря

Тенденції багаторічних змін льодових умов Азовського моря аналізуються в багатьох наукових дослідження останніх років. Зокрема, в [15] використовувалися дані спостережень за льодовим комплексом на морській береговій мережі за 1924-2008 рр. (для російських пунктів за 1924-1994 рр.). Льодові умови проаналізовані за даними за 30-річний період (1978-2008 рр.). Було проведено порівняння льодових характеристик цього періоду з попереднім періодом (1924-1977 рр.). Для виявлення загальної тенденції багаторічних змін показників льодових умов на берегових пунктах обчислювались лінійні тренди по всьому ряду (1924-2008 рр.) і за окремі періоди (1924-1977рр. і 1978-2008 рр.) для кожної льодової характеристики.

Аналіз зим за типами за період 1978-2008 рр. в порівнянні з попереднім періодом показує, що спостерігається значне скорочення повторюваності суворих зим (більш ніж в 4 рази) при збільшенні повторюваності м'яких зим (в 1,5 рази). Повторюваність помірних зим істотно не змінилася.

Отримані дані узгоджуються з уявленнями про сучасні кліматичні зміни. Зокрема, згідно з [29], з середини 70-х років ХХ століття спостерігається найбільше за всі століття глобальне зростання температури повітря. Зміна великомасштабної атмосферної циркуляції в холодний період року проявляється в зміщенні Північно-Атлантичного і Сибірського максимумів і Європейської улоговини на схід, що призводить до порівняно теплій погоді та м'яким зим [30].

Для більш детальної характеристики сучасних льодових умов на Азовському морі необхідно додатково розглянути такі показники льодового сезону, як дати першої появи льоду, число днів з льодом, число днів з припаєм і максимальну товщину припаю. Порівняння середніх дат першої появи початкових форм льоду сучасного періоду (1978-2008 рр.). Згідно з [15], лід став з'являється пізніше в районах Керчі, Завітного і Стрілецького - на 8 днів, Бердянська - на 6 днів, Маріуполя, Мисового і Опасного - на 3-4 дні, Таганрога - на 2 дні.

Середні дати повного очищення моря від льоду стали спостерігатися раніше - від 4-8 днів на півдні моря до 11-17 днів на іншому узбережжі моря. Істотно скоротилася кількість днів з льодом - від двох днів в районі Таганрога і Єйська до 14-20 днів на іншому узбережжі.

Максимальне наростання льодового покриву скоротилося за 30-річчя з 1978р. по 2008р. на 5-20 см. Аналіз багаторічних тенденцій тривалості льодового періоду і числа днів з льодом за період спостережень 1924-2008 рр. на узбережжі Азовського моря в межах України показав, що в багаторічних змінах спостерігаються негативні тренди, а зменшення числа днів з льодом становить від 2,4 до 6,5 доби за 10 років. Пом'якшення льодових умов свідчить про загальне потепління Азовського моря в зимовий сезон, що підтверджується значущими позитивними багаторічними трендами зимової температури води за даними спостережень на береговій мережі[27].

### 3.2.3 Тенденції багаторічних змін льодових умов в останні роки за даними спостережень на станції Маріуполь

Для аналізу багаторічних змін льодових умов в останні роки використовувалися дані за 2007-2019рр, які було отримано з [19]. Аналізувались такі характеристики - тривалість льодового періоду, дати появи льоду і очищення моря від льоду. Для порівняння використовувалися дані характеристик льодового режиму за різними типами зими ( таблиця 3.5) і багаторічні характеристики для різних часових періодів ( таблиця 3.6) з [27].

Таблиця 3.5 - Характеристики льодового режиму Азовського моря за типами зим за даними прибережних спостережень на станції Маріуполь з [15]

Тип зими	Період (роки)	Дата першої появи льоду	Дата повного очищення від льоду	Число днів з льодом	Тривалість льодового сезону (дні)	Максимальна товщина льоду (см)
сувора	1924-2008 рр.	06.12	02.04	111	117	80
помірна	1924-2008 рр.	12.12	21.03	91	100	70
м'яка	1924-2008 рр.	21.12	10.03	55	80	39

Таблиця 3.6 - Середні дати першого льодоутворення, повне очищення від льоду, тривалість льодового режиму, число днів з льодом, (Маріуполь)

Періоди (роки)	Середні дати появи льоду	Середні дати повного очищення від льоду	Тривалість льодового періоду	Кількість днів з льодом
1924-2008 рр.	14.12.	20.03.	96	82
1924-1977 рр.	13.12.	23.03.	100	89
1978-2008 рр.	16.12.	14.03.	89	69

Вихідні дані для аналізу – тип зими, дати початку льодоутворення і повного очищення від льоду, тривалість льодового періоду і товщина припаю за досліджуваний період - представлено в таблиці 3.7.

Таблиця 3.7 - Тип зими, дати початку льодоутворення, повного очищення, тривалість льодового періоду (дні) і товщина припаю (см) за 2007-2019 рр., на станції Маріуполь

Сезони	Тип зими	Дата першого льодоутворення	Дата повного очищення від льоду	Тривалість льодового періоду (дні)	Товщина припаю (см)
2007-08	помірна	15.12.2007	11.03.2008	89	35
2008-09	м'яка	23.12.2008	24.02.2009	63	25
2009-10	помірна	22.12.2009	23.03.2010	91	25
2010-11	м'яка	18.01.2011	28.03.2011	69	20
2011-12	сувора	29.11.2011	10.04.2012	133	45
2012-13	помірна	18.12.2012	5.03.2013	77	27
2013-14	помірна	17.12.2013	24.03.2014	97	21
2014-15	помірна	25.11.2014	10.02.2015	77	11
2015-16	м'яка	12.01.2016	16.02.2016	35	21
2016-17	сувора	22.11.2016	13.03.2017	111	32
2017-18	м'яка	16.01.2018	13.03.2018	56	12
2018-19	м'яка	4.12.2018	4.02.2019	62	10

З таблиці 3.7 можна бачити, що дати першої появи льоду приходяться як на кінець листопада, так і на другу половину січня. Якщо дата першого льодоутворення припадає на листопад, то певно що зима буде помірною або суворою, а якщо на січень - м'якою. Якщо льодоутворення настає у грудні то точно сказати якою буде зима важко, вона може бути як помірною, так і м'якою.

За досліджуваний період тривалість льодового періоду в середньому склала 60 днів, але ж змінювалась в широких межах – від 35 днів до 135 днів.

Максимальна товщина припаю не завжди пов'язана з тривалістю льодового режиму. Так, при тривалості льодового режиму 35 днів (зима 2015-16 рр.) товщина припаю дорівнює 21 см., а при тривалості 77 днів (зима 2014-15 рр.) товщина припаю склала 11 см. Проте при тривалості льодового режиму 85 і більше днів товщини припаю були більш ніж 30 см - зимові сезони 2007-2008 рр., 2011-2012 рр. і 2016-2017 рр.. Середня товщина припаю на станції Маріуполь за досліджуваний період склала 24 см і змінювалась від 10 см до 45 см.

За досліджуваний період на Азовському морі було дві суворі зими - 2011-12 рр. і 2016-17 рр. У ці зими Азовське море покривалося льодом повністю. На рисунку 1 з [19] показана льодова обстановка за 31.01.2017 р., з якого видно, що вся акваторія покрита льодом, а в районі Маріуполя товщина припаю в цей день досягала 20 см, в районі Генічеська – 7-12 см, і навіть в Керченські протоки спостерігався лід початкового виду.

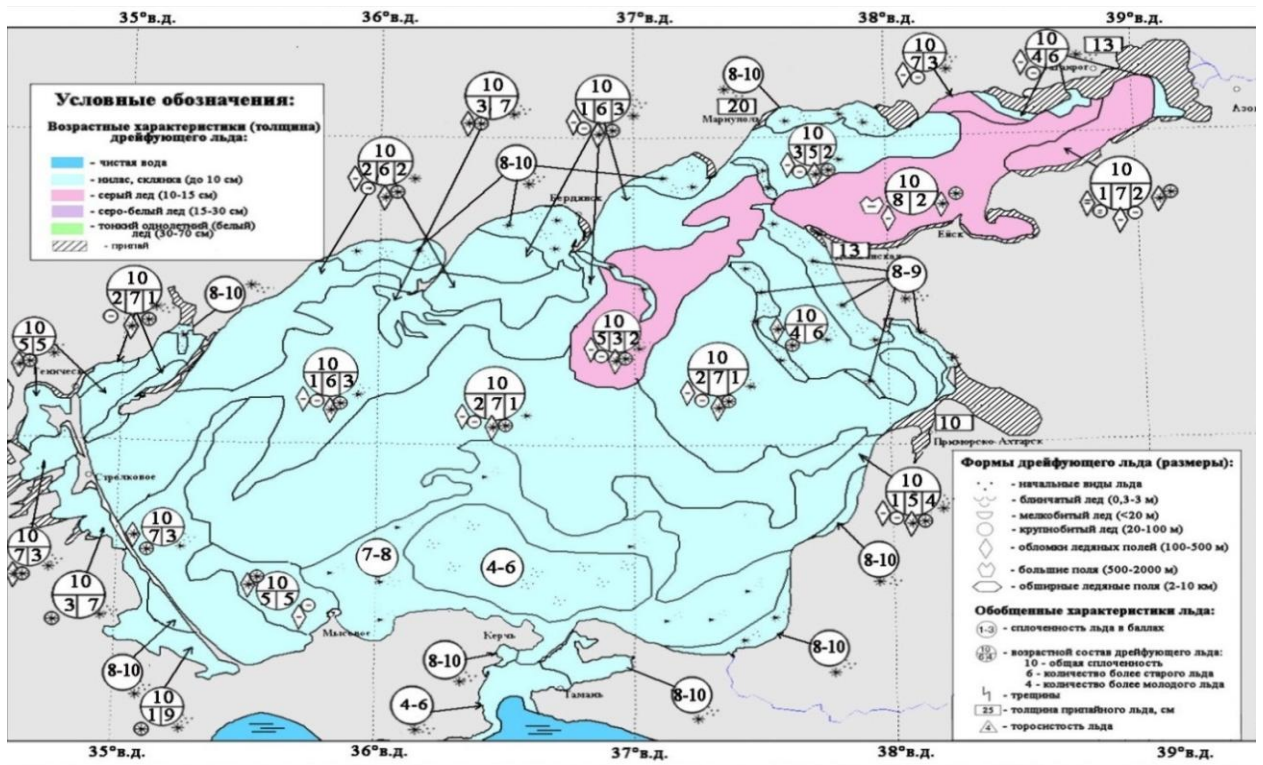


Рисунок 3.1 - Льодові умови в Азовському морі 31.01.2017 з [31]

За період 2007-2019 рр. суворі зими спостерігались в 16%, і по 42% припадає на помірні і м'які зими.

Представляє інтерес проаналізувати мінливість дат появи льоду і дат очищення від льоду за останні роки і порівняти їх з попередніми роками. Результати порівняння дат появи льоду на станції Маріуполь за досліджуваній період з багаторічними нормами за різні періоди представлено в таблиці 3.8.

З аналізу таблиці видно, що в більшості випадків дати появи льоду на станції Маріуполь настають пізніше в порівнянні з попередніми трьома періодами. Середні дати появи льоду за останні 12 років порівняно з середніми датами першого періоду настають в середньому на 4 дні пізніше, другого – на 5 днів пізніше, а третього - на 6 днів пізніше.

Аналогічні порівняння проводились для дат очищення від льоду, результати яких представлено в таблиці 3.8. Середні дати очищення моря від льоду для розрахованого періоду настають раніше в порівнянні з попередніми трьома періодами і є такими: на 12 днів раніше в порівнянні з періодом 1924-2008 рр., на 14 днів раніше в порівнянні з періодом 1924-1977 рр. і на 7 днів раніше в порівнянні з періодом 1978 -2008 рр.

Таблиця 3.8 - Відхилення дат появи льоду від середніх багаторічних дат за різні періоди на станції Маріуполь

Періоди	1924-2008 рр.		1924-1977 рр.		1978-2008 рр.	
	Відхилення у днях	Оцінка	Відхилення у днях	Оцінка	Відхилення у днях	Оцінка
2007-2008	-1	пізніше	-2	пізніше	1	раніше
2008-2009	-9	пізніше	-10	пізніше	-7	пізніше
2009-2010	-8	пізніше	-9	пізніше	-6	пізніше
2010-2011	-35	пізніше	-36	пізніше	-33	пізніше
2011-2012	15	раніше	14	раніше	17	раніше
2012-2013	-4	пізніше	-5	пізніше	-2	пізніше
2013-2014	-3	пізніше	-4	пізніше	-1	пізніше
2014-2015	19	раніше	18	раніше	21	раніше
2015-2016	-31	пізніше	-30	пізніше	-27	пізніше
2016-2017	23	раніше	22	раніше	25	раніше
2017-2018	-33	пізніше	-34	пізніше	-31	пізніше
2018-2019	10	раніше	9	раніше	12	раніше

В таблиці 3.9 представлено результати порівняння тривалості льодового періоду на станції Маріуполь за досліджуваний період з трьома попередніми періодами. Порівняння показують, що тривалість льодового періоду за досліджуваний період зменшились на 14, 20 та 10 днів відповідно.

Аналіз всіх характеристик льодового режиму на станції Маріуполь за останні 12 років показує, що дати появи льоду настають пізніше, а очищення від льоду - раніше середніх багаторічних дат, і як наслідок відбувається зменшення льодового періоду. З цього можна зробити висновок про продовження тенденції про полегшення льодових умов в Азовському морі і зокрема на станції Маріуполь. В той же час за останні 12 сезонів було 2 суворі зими, чого не було вже багато років, але цей ряд замалий, щоб казати про тенденцію похолодання.



Таблиця 3.9 - Відхилення дати очищення моря від середніх багаторічних дат за різні періоди на станції Маріуполь

Періоди	1924-2008 рр.		1924-1977 рр.		1978-2008 рр.	
	Відхилення у днях	Оцінка	Відхилення у днях	Оцінка	Відхилення у днях	Оцінка
2007-2008	9	раніше	12	раніше	3	раніше
2008-2009	24	раніше	27	раніше	19	раніше
2009-2010	-3	пізніше	0	однакова	-9	пізніше
2010-2011	-8	пізніше	-5	пізніше	-14	пізніше
2011-2012	-21	пізніше	-18	пізніше	-27	пізніше
2012-2013	15	раніше	18	раніше	9	раніше
2013-2014	-4	пізніше	-1	пізніше	-10	пізніше
2014-2015	38	раніше	41	раніше	32	раніше
2015-2016	32	раніше	35	раніше	26	раніше
2016-2017	7	раніше	10	раніше	1	раніше
2017-2018	7	раніше	10	раніше	1	раніше
2018-2019	44	раніше	47	раніше	38	раніше

Таблиця 3.10 - Відхилення тривалості льодового періоду ( в днях) від середньої тривалості льодового періоду на станції Маріуполь, за різні періоди

Періоди	1924-2008 рр.		1924-1977 рр.		1978-2008 рр.	
	Відхилення у днях	Оцінка	Відхилення у днях	Оцінка	Відхилення у днях	Оцінка
2007-2008	7	менше	11	менше	0	однакова
2008-2009	33	менше	37	менше	26	менше
2009-2010	5	менше	9	менше	-2	більше
2010-2011	27	менше	31	менше	20	менше
2011-2012	-37	більше	-33	більше	-44	більше
2012-2013	19	менше	23	менше	12	менше
2013-2014	-1	більше	3	менше	-8	більше
2014-2015	19	менше	23	менше	12	менше
2015-2016	61	менше	65	менше	54	менше
2016-2017	-15	більше	-11	більше	-22	більше
2017-2018	40	менше	44	менше	33	менше
2018-2019	34	менше	38	менше	27	менше

## ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАНЬ

1. Альтман Э.Н., Гертман И.Ф., Голубева З.А. Климатические поля солености и температуры воды Черного моря. – Севастополь: СО ГОИН, 1987. – 109 с.
2. Гідрологічні та гідрохімічні проказники стану північно-західного шельфу Чорного моря: довідковий посібник / [відповід. ред. І.Д. Лоева]; І.Г. Орлова, М.Ю. Павленко, В.В. Український та ін. – Київ: КНТ, 2008. – 616 с.
3. Поля солоності північно-західної частини Чорного моря (1955 – 2005 рр.): Довідковий посібник / Ю.І. Попов, І.Г. Рубан – Одеса: ТЕС, 2015. – 116 с.
4. Матыгин А.С., Сытов В.Н., Попов Ю.И., Ковалишина С.П. Изменчивость климатических характеристик морских вод в северо – западной части Черного моря. // Вестник ГМЦ ЧАМ - 2013. – № 2(16). - С. 97- 105.
5. Каталог наблюдений над уровнем Черного и Азовского морей. Государственный комитет по гидрометеорологии / Государственный океанографический институт. Севастопольское отделение. – Севастополь. 1990. – 269с.
6. Богданова А.К. Стгонно-нагонная циркуляция и термический режим Черного моря. – Тр СБС, 1959. Т. XI. С. 262-283.
7. Андрианова О.Р., Белевич Р.Р., Скипа М.И. Об особенностях изменчивости основных климатических характеристик Одессы в XX столетии. // Морской гидрофизический журнал, 2005. №4. – С. 19-29.
8. Горячкин Ю.Н. , Иванов В.А. Уровень Черного моря : прошлое, настоящее и будущее / Под ред. акад. НАН Украины В.Н.Еремеева. - Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006 – 210с.
9. Горячкин Ю.Н. Изменчивость уровня Черного моря – Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук. – Севастополь: МГИ НАН Украины. - 2012 , -38с.
10. Андрианова О.Р., Буров А.М., Скипа М.И. Особенности декадной изменчивости среднемесячных и экстремальных высот уровня в западной части Черного моря. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: 2010, вып.23, с.40-46.
11. Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н., Горячкин Ю.Н., Дьяков Н.Н., Кубряков А.А., Станичный С.В. Гидрометеорологические условия морей Украины.- т.2. Черное море. – Севастополь: 2012, - 420с.
12. Берлинский Н. А. , Попов Ю. И. Формирование придонной гипоксии и сероводорода на шельфе Черного моря // Вісник Харківського

- національного університету Імені В.Н. Каразіна, Серія «Екологія», Вип. 18. Харків, 2018, С. 6-13.
13. Гидрометеорологический справочник морей СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1937. Т.3, вып. 1-3.
  14. Теодорович А.А. Льды Азовского моря. Тбилиси: Гидрометеиздат, 1944. 60 с.
  15. Атлас льдов Черного и Азовского морей. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 70 с.
  16. Гидрометеорологический справочник Азовского моря. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 853 с.
  17. Крындин А.Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда на Черном и Азовском морях. ГОИН, 1964. Вып.76.
  18. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Том 3. Азовское море. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 220 с.
  19. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 5. Азовское море. СПб : Гидрометеиздат, 1991. 236 с.
  20. Дьяков Н.Н., Фомин В.В., Горбач С.Б. Ледовый режим Азовского моря в суровые зимы. Труды УкрНИГМИ, 2000 . Вып. 248. С. 254-258.
  21. Дьяков Н.Н., Иванов В.А. Сезонная и межгодовая изменчивость гидрологических характеристик прибрежной зоны Азовского моря. В сб: Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное исследование ресурсов шельфа. Севастополь: 2002. С. 39-46.
  22. Дьяков Н.Н., Горбач С.Б., Тимошенко Т.Ю. Современные тенденции многолетних изменений ледовых условий Азовского моря. УкрНИГМИ: 1999. Вып. 247. С. 244-249.
  23. Боровская Р.В. Особенности ледового режима Керченского пролива за последние 15 лет по данным спутниковых наблюдений. В сб. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное исследование ресурсов шельфа. Севастополь: 2006. Вып. 14. С. 253-258.
  24. Боровская Р.В., Ломакин П.Д., Панов Д.Б., Спиридонова Е.О. Современное состояние ледовых условий в Азовском море и Керченском проливе на базе спутниковой информации. Севастополь: НАН Украины. МГИ, 2008. 42с.
  25. Фомина Т.В. Об аномальных зимах на Азовском море. Сборник работ ГО ЧАМ. 1964. вып. 2. С. 88-92.
  26. Фомичева Л.А. Льды в Азовском море. Труды ГОИН. 1986. Вып.186. С. 3-10.

- 27.Ильин Ю.П., Фомин В.В., Дьяков Н.Н., Горбач С.Б. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 1. Азовское море. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. 402 с.
28. Думанская И. О. Типовые ледовые условия на судоходных трассах морей европейской части России для зим различной суровости. Труды Гидрометцентра России, 2014. Вып. 350. С. 120-138.
- 29.Кондратьев К.Я. Изменения глобального климата, реальность, предположения и вымыслы. 2002. Вып.1. С. 3-23.
30. Свердлик Т.А. Эволюция крупномасштабной атмосферной циркуляции воздуха Северного полушария во второй период современного глобального потепления. Труды УкрНИГМИ. 1999 . Вып. 247. С.63-75.
31. Оперативный модуль ЕСИМО (карты ледообразования на Азовском море) URL: <http://hmc.meteorf.ru/sea/> (дата звернения 18.02.2019)

## **РОЗДІЛ 4 АНАЛІЗ НЕБЕЗПЕЧНИХ МОРСЬКИХ ГІДРОЛОГІЧНИХ ЯВИЩ В ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ ЧОРНОГО МОРЯ І ЙОГО ПОРТАХ**

### **4.1 НЕБЕЗПЕЧНІ МОРСЬКІ ГІДРОЛОГІЧНІ ЯВИЩА В ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ ЧОРНОГО МОРЯ І ЙОГО ПОРТАХ ЧОРНОГО МОРЯ І ЙОГО ПОРТАХ**

В попередніх звітах за 2018- 2019 рр. докладно розглядалися питання мінливості характеристик льодового режиму в північно-західній частині Чорного і Азовського морів. В представленому звіті виконано аналіз небезпечних морських гідрологічних явищ в північно-західній частині Чорного моря і його портах.

В Чорному та Азовському морях та їх портах до переліку особливо небезпечних явищ відносяться такі [1,2,3,4]:

1. Швидкість вітру більш  $15 \text{ м} \cdot \text{сек}^{-1}$ .
2. Висота хвиль в Чорному морі – 6 м та вище, в Азовському морі – 3м та вище. В портах Одеса, Южний і Чорноморськ – висота хвиль 3,5 м та вище.
3. Тягун в бухтах та портах інтенсивністю 3 бали та вище.
4. Ранній початок стійкого льодоутворення:
  - у Таганрозькій затоці – раніше 10 листопада,
  - у північній частині Азовського моря – раніше 20 листопада,
  - у південній частині Азовського моря – раніше 10 грудня,
  - у північно-західній частині Чорного моря - раніше 10 грудня, у його лиманах – раніше 1 грудня.
5. Натиск льоду, який спричиняє руйнування портових та інших гідротехнічних споруд.
6. Значний дрейф важких льодових полів густиною 7-10 балів у північно-західній частині Чорного моря, в Азовському морі та Керченській протоці.
7. Утворення прибережного припаю – для Чорного моря товщиною 65 см та більше, для Азовського моря – товщиною 80 см та більше.
8. Обмерзання суден, яке загрожує безпеці їх плавання.
9. Утворення туману випару в затоках, бухтах тривалістю більш однієї доби, видимістю менш 100метрів.
10. Різкі зміни температури та солоності води, зменшення кисню, збільшення сірководню, що спричиняє заморні явища.

11. Зниження чи підвищення рівня моря вище або нижче критичних позначок, які погіршують діяльність флоту і спричиняють затоплення берегових споруд та територій портів. Критичні позначки рівня моря для різних прибережних пунктів та портів різні, вони періодично уточнюються і публікуються в нормативних документах, що використовуються морськими прогностичними підрозділами.

Небезпечні морські гідрологічні явища - морське хвилювання, згінно-нагінні коливання рівня і тягун в акваторіях портів представляють загрозу плавання суден в узбережній зоні моря, їх зіткнення і посадки на мілину, ушкодження корпусу та причалів, а також припинення вантажних робіт в портах. Все це обумовлює великі матеріальні збитки.

Результати аналізу небезпечних згінно-нагінних коливань рівня моря в портах північно-західної частини Чорного моря представлено в [5,6].

В представленому звіті розглядалися такі небезпечні морські гідрологічні явища, як тягун в акваторії порту Чорноморськ, і екстремальні вітрові хвилі на узмор'ї портів Чорноморськ, Одеса і Южний.

Аналіз екстремальних вітрових хвиль на узмор'ї портів Одеса, Чорноморськ і Южний виконано за матеріалами спостережень, які містяться в таблицях ТГМ, за період 1987-2016 рр. З таблиць обирались максимальні в кожному місяці значення вітрових хвиль, а також відповідні дані по напрямках і швидкості вітру.

Як відомо, для визначення явища тягун необхідні дані мареографних спостережень, які відображають коливання рівня в акваторії порту. Нажаль такі спостереження в портах не проводяться. Тому для виконання досліджень цього явища в акваторії порту Чорноморськ використовувались не дані мареографів, а данні по випадках їх фіксації, а також данні про амплітуди горизонтальних і вертикальних коливань суден біля причалів і характеристики вітру (напрями і швидкості) і хвилювання моря, які фіксувались підчас виникнення явища. Такі унікальні спостереження в порту Чорноморськ виконувались за період 1982-2006 рр. і люб'язно представлено керівництвом порту.

### **Небезпечне явище тягун в акваторії порту Чорноморськ**

Тягун – це небезпечне та поки що маловивчене явище природи, яке спостерігається в багатьох портах Світу, в тому числі у портах Чорного моря - Батумі, Поті, Сухумі, Сочі, Туапсе, Новоросійську, Керчі, Феодосії, Ялті, Севастополі, Чорноморську, Констанці, Бургасі, Варні та інших. В північно-західній частині Чорного море небезпечне явище спостерігається в порту Чорноморськ.

Вважається, що причиною тягуну є хвилювання моря, яке проникає через ворота на акваторію порту. Хвилі взаємодіють з водною масою порту, створюючи течії протилежних напрямків, в результаті чого судна, які

пришвартовані біля причалу чи стоять на якорі, роблять обертально – поступальні рухи, зазнаючи при цьому сильної качки. Виникає загроза зіткнення суден, посадки їх на міліну, ушкодження корпусу та причалів. В таких умовах вантажні роботи у портах припиняються, судна виводяться на зовнішній рейд. Тривалість тягуну може досягати більш ніж 30 годин.

За думкою багатьох авторів [7,8,9,10,11] причиною явища тягун є довгі хвилі, які проникають скрізь ворота порту і посилюють сейшові коливання маси води в порту. Такі довгі хвилі виникають в області шторму на деякій відстані від порту при певних умовах в наслідок нелінійної взаємодії двох систем хвиль з різними характеристиками.

За інтенсивністю тягун буває слабкий ( 1 бал), помірний (2 бали) та сильний ( 3 бали). Помірний та сильний тягуни відносяться до небезпечних явищ. Про виникнення тягуну можна судити по спостереженням за коливаннями рівня моря за даними мореографу. При слабкому тягуні умовна висота хвилі на стрічці мореографу складає 11-20 см, при помірному тягуні – 21-30 см, а при сильному – перевищує 30 см. При помірному тягуні відбувається обрив швартових, вантажні роботи припиняються. При сильних тягунах судна виводяться від причалів на зовнішній рейд [7].

Чорне море належить до регіонів, що доволі добре досліджено. Разом з тим, мало уваги приділялося дослідженню інфрагравітаційних хвиль (хвилі з періодом від 30 с до кількох хвилин), обумовлених нелінійною взаємодією вітрових хвиль і брижів. У зв'язку з розширенням транспортних потоків через акваторію Чорного моря і економічної активності чорноморських держав особливий інтерес представляє вивчення тягунів в портах як особливо небезпечного гідрометеорологічного явища .

Історія дослідження цього явища значно коротша, ніж, історія вивчення припливів, або нагонів [8,9,10,11 ]. У країнах Європи і Америки інтерес до нього виник тільки після Другої Світової війни і був зумовлений серйозним ускладненням роботи пасажирського і вантажного флоту в різних портах Світового океану [8]. У портах Чорного моря дослідження тягунів почалися з 1948р. після створення в Туапсе Морської обсерваторії. Проте, таких фундаментальних досліджень прибійного биття, подібно виконаних на Далекому Сході і в Північній Америці, на Чорному морі не проводилося.

В [12] наведено результати розрахунків баротропних сейш для бухт Севастопольського регіону - Карантинна, Козача, Камишова, Кругла (Омега), Південна і Корабельна, які показали, що тільки в бухтах Карантинній, Південній і Корабельній існують умови для утворення тягуна. У Карантинній бухті явище тягун спостерігалось, наприклад, 3 березня 1988 року, коли при повному штилі в бухті підйоми рівня склали 1,5 м з періодом 40-60 с, і 27, 28 лютого 2005 року, коли були зафіксовані періодичні підйоми води до 1 м з періодом коливань 60 с.

Як вказувалось вище, явище тягуна завдає значної шкоди морському флоту. Так, в Батумі в 1951 - 1970 рр. через появу тягуна відбувалося припинення роботи порту тривалістю 6308 год, 619 суден були виведені на зовнішній рейд (в середньому 314 год і 31 судно в рік). Бували випадки, коли тягун знищував портові споруди. У січні 1968 року в результаті сильного тягуна в порту Туапсе були перекинуті дві величезних бетонних ділянки молу, в результаті чого утворився пролом у хвилеломі. Одночасно з цими подіями були зруйновані три причали [12].

В роботі [13] представлено результати аналізу синоптичних умов, що обумовлюють це небезпечне явище. За інформацією, відображеної в гідрометеорологічних картах, щоденниках погоди і на стрічках мареографа за багаторічний період, а також дотримуючись аналітичних розрахунків, вдалося виявити певні типи атмосферних процесів, що сприяють утворенню тягунів в портах Чорного моря. По атмосферних процесах підбиралось поле брижів, час їх виходу з штормовий зони і, на основі аналітичного методу Крилова [9], проводився розрахунок періоду довгоперіодної брижі на підході до порту.

Виявилось, що якщо період підходу бриж є близьким до періоду власних коливань акваторії порту або кратним йому, є ймовірність виникнення тягуна тієї або іншої інтенсивності в залежності від активності та тривалості синоптичних процесів.

По п'яти однорідним в синоптичному відношенні районах Чорного моря (північно-західний, південно-західний, центральний, південно-західний, південно-східний) визначено 9 типів полів хвилювання (брижі): 1 - північно-східний, 2 - східний, 3 - південно-східний, 4 - південно-західний, 5 - західний, 6 - північно-західний, 7 - північний, 8 - південний, 9 - циклонний. Кожен тип має різновиди в залежності від швидкості вітру, його тривалості (12 і 24 ч) і активності атмосферних процесів.

Карти типів синоптичних процесів з відповідними їм картами поля вітру і поля брижів, а також з розрахованими резонансними періодами для акваторій портів довгоперіодних хвиль брижів оформлені у вигляді електронного атласу гідрометеорологічних умов виникнення тягуна в портах Чорного моря [13]. Зокрема, для порту Чорноморськ, синоптичні процеси, що передують тягуну в його акваторії, представлено двома типами.

Тип I. Вихід середземноморських циклонів і пов'язаний з ними локальний циклогенез південно-західній частині Чорного моря. Цей тип ділиться на два підтипа.

I а- середземноморський циклон, розташований над Егейським морем і заходом Малої Азії. Улоговина його виходить на південний захід Чорного моря. Циклон блокований відрогами антициклонів, один з яких - азіатський, розташований над територією Росії і Білорусії, доходить до меридіана Вітебська (тобто на схід від 35° східної довготи), другий - над Малою Азією. Над західною



частиною моря при цьому знаходиться зона сильних вітрів східної чверті (південно-східні, східні і північно-східні), швидкість яких може перевищувати  $20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ . Для цього типу розглядається випадок виникнення помірного тягуну 28 листопада 2000р. коли в порту Чорноморськ при північно-північно-східному вітри швидкістю  $12-17 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  висота хвиль склала  $2,0 \text{ м}$ . Висота низькочастотних коливань досягала  $10 \text{ см}$ , що за шкалою інтенсивності відповідає помірному тягуну. Горизонтальні рухи від причалу до причалу зазнало судно «Дніпрайд», що стояло біля причалу № 3. За даними стрічок мареографа видно, що тягун почався о 19.20 год 25 листопада 2000р. і закінчився о 10.50 год 28 листопада 2000р. Таким чином, загальна тривалість явища склала 63 год. Синоптична ситуація склалася таким чином. Улоговина середземноморського циклону з тиском в центрі  $1004 \text{ мб}$  поширилася на захід Чорного моря. Напрямок штормового вітру був переважно східних румбів з посиленням в районі Чорноморська до  $20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ . Падіння тиску на заході моря за 3 год склало  $2,3 \text{ мб}$ . Відповідно висота вітрових хвиль в штормовій зоні, розташованій смугою від західного берега Криму до берегів Румунії, становила  $6-7 \text{ м}$  з періодом  $9 \text{ с}$ . Через 12 год в порту Чорноморськ період довгоперіодної брижі становив  $108 \text{ с}$ , що кратна періоду порту, рівному  $139 \text{ с}$  (число кратності  $\approx 1,3$ ).

I б - середземноморський циклон блокований відрогами антициклонів, один з яких знаходиться над Малою Азією, а другий - Азорський, над європейською територією, на захід від меридіана Вітебська (на захід від  $35^\circ$  східної довготи). Над західною частиною Чорного моря при цьому спостерігаються сильні північні і північно-східні вітри, швидкість яких іноді перевищує  $25 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ . При цьому типі 9 - 10 січня 1991 року в порту спостерігався помірний тягун. Напередодні, 8 грудня, синоптична ситуація складалася таким чином. Циклон з тиском в центрі  $1000 \text{ мб}$  знаходився над західною частиною Малої Азії. Улоговина його поширилася на всю південну частину Чорного моря. Область високого тиску - над європейською частиною СНД і східною частиною Малої Азії. При штормових вітрах північній чверті і згущення ізобар над західною частиною моря, хвилювання в цій частині моря досягало V балів. При цьому штормовий вітер північного напрямку в районі о. Зміїний з 05.00 год. до 21.00 год. 8 грудня досягав сили  $25 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  з поривами до  $30 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ . В районі Одеси вітер був переважно північного і північно-західного напрямків швидкістю  $10-12 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ , о 23.00 год швидкість вітру північного напрямку досягла  $25 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ , хвилювання моря - IV балів. В районі Гендри вітер північно-східного напрямку з 09.00 до 13.00 год досяг швидкості  $24-26 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ , а з 15 до 23 год.  $29-31 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  з поривами до  $35 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ . Хвилювання моря - V балів. 9 грудня о 09 год. почався слабкий тягун, який до ранку 10 грудня перейшов в помірний. Висота хвиль брижі -  $2 \text{ м}$ . Висота низькочастотних коливань -  $18 \text{ см}$ , що відповідає помірному тягуну. Його дію зазнало на собі судно «Індіан», що стояло біля причалу № 3.

Тип II. Над північно-західними, північними або центральними районами Європейської території СНД розташовується центр великого циклону, улоговина його охоплює північну частину Чорного моря. Над Туреччиною, або Балканами простягається антициклон або гребінь. Над

морем переважають вітри південних напрямків. У західній та північно-західній частинах моря штормові вітри досягають особливої сили (до  $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ). Нерідко в південно-західній частині моря спостерігається локальний циклогенез зі штормовими вітрами і хвилюванням IV - V балів. При цьому типі виник тягун 24 листопада 2001 р. При розвитку штормових вітрів на півдні моря (в районі м.Сіноп) штормове хвилювання в 03.00 год. досягало IV бали. Через 12 год., тобто до 15.00 год. 24 листопада, в Чорноморську розпочався слабкий тягун, і тривав до 11.00 год. 26 листопада (загальна тривалість склала 44 год.). У порту в цей час знаходилося на розвантаженні судно «Юмворт», вантажно-розвантажувальні роботи були припинені. Дана синоптична ситуація формує 3 тип поля брижів. Висота хвиль в порту склала 1,5 м від південного заходу при вітри південного напрямку швидкістю  $9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Висота низькочастотних коливань - 10 см, що відповідає інтенсивності помірного тягуна. Зіставлення періоду брижі, що підійшла, з періодом коливань води в акваторії порту, а також розрахована висота низькочастотних коливань дають підставу зробити висновок про виникнення в порту тягуна помірною інтенсивності, що також підтверджується даними спостережень. Період коливань під час тягуна лежить в діапазоні від 30 с до 4 хв, а горизонтальні переміщення досягають 2-4 м, але іноді бувають і більше.

З аналізу роботи [13] можна зробити такі висновки. Більша частина атмосферних процесів (80%), що обумовлюють тягуни в порту Чорноморськ, припадає на I тип процесів – вихід середземноморських циклонів і пов'язаний з ним локальний циклогенез в південно-західній частині Чорного моря. Однак більша частина (56%) тягунів потужної інтенсивності припадає на II тип процесів, що відповідає розташуванню центру циклона над північно-західними, північними або центральними районами Європейської території СНД, при цьому його улоговина охоплює північну частину Чорного моря, а над Терцією і Балканами розташовано антициклон, або його гребінь. Згідно з виконаними дослідженнями, виникнення тягуна в порту Чорноморськ відбувається після дії над морем східного шторму зі швидкостями вітру  $10-15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  і тривалістю 20 годин.

В розділі звіту представлено результати аналізу тягунів в порту Чорноморськ, для чого використовувались дані по випадках їх фіксації, а також дані по вертикальним та горизонтальним коливанням суден (висота і період) біля причалів за період 1982- 2006 рр. Для аналізу погодних умов, які спостерігались під час виникнення тягуна, розглядалися данні спостережень за напрямками і швидкістю вітру і хвилюванням моря з таблиць ТГМ.

За досліджуваний період в порту Чорноморськ спостерігалось 85 випадів виникнення тягуна. Повторюваність явища по роках неоднакова: в деякі роки не спостерігалось ні одного випадку, а найбільша їх кількість припадає на 1993 р. і досягає 23 випадки. Данні по кількості випадків тягуна по роках показані на рис.4.1

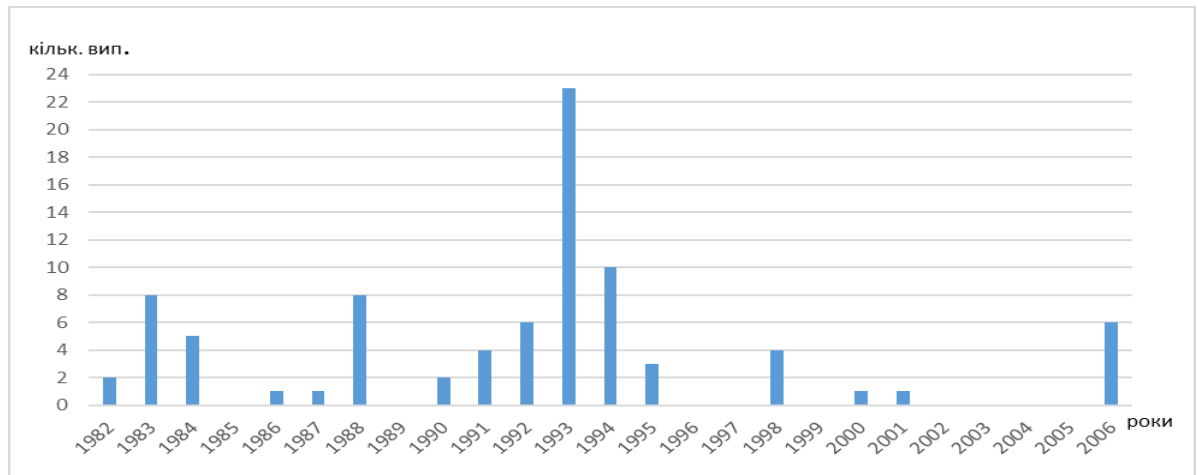


Рис. 4.1 Кількість випадків тягуна по роках в порту Чорноморськ за період 1982-2006 рр.

Найбільша кількість випадків тягуна спостерігається з жовтня по березень, що обумовлено інтенсивністю атмосферних процесів і сильними вітрами над Чорним морем в зимовий період року. Найчастіше вони спостерігалися в листопаді - 21 раз, а в липні і серпні тягунів за весь період зовсім не спостерігалось. Кількість випадків тягуна по місяцях представлено на рис. 4.2

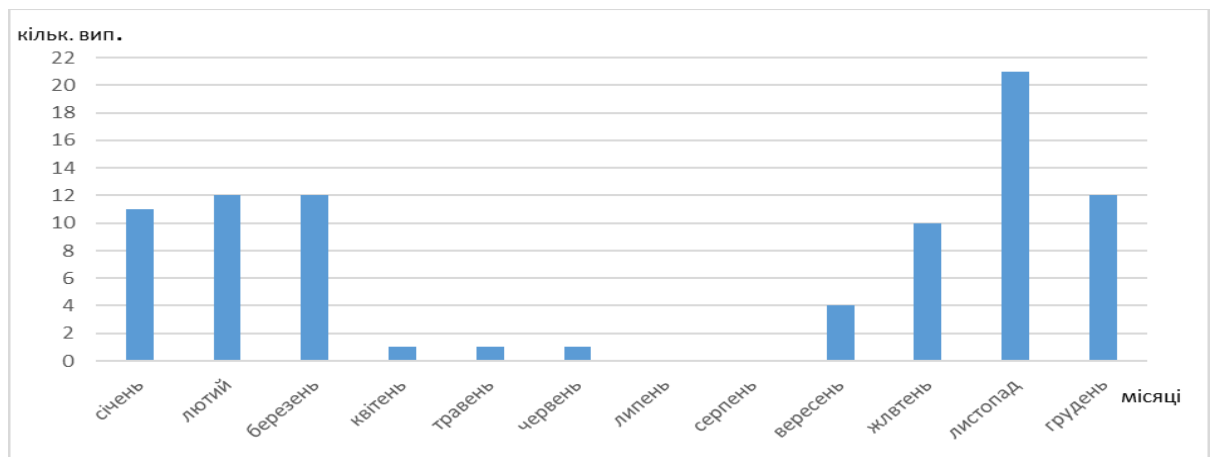


Рис. 4.2 Кількість випадків тягуна по місяцях в порту Чорноморськ за період 1982-2006 рр.

Для аналізу вітрів, які передують виникненню явища, розраховувалась їх кількість по кожному напрямку, результати яких представлено на рис. 4.3.

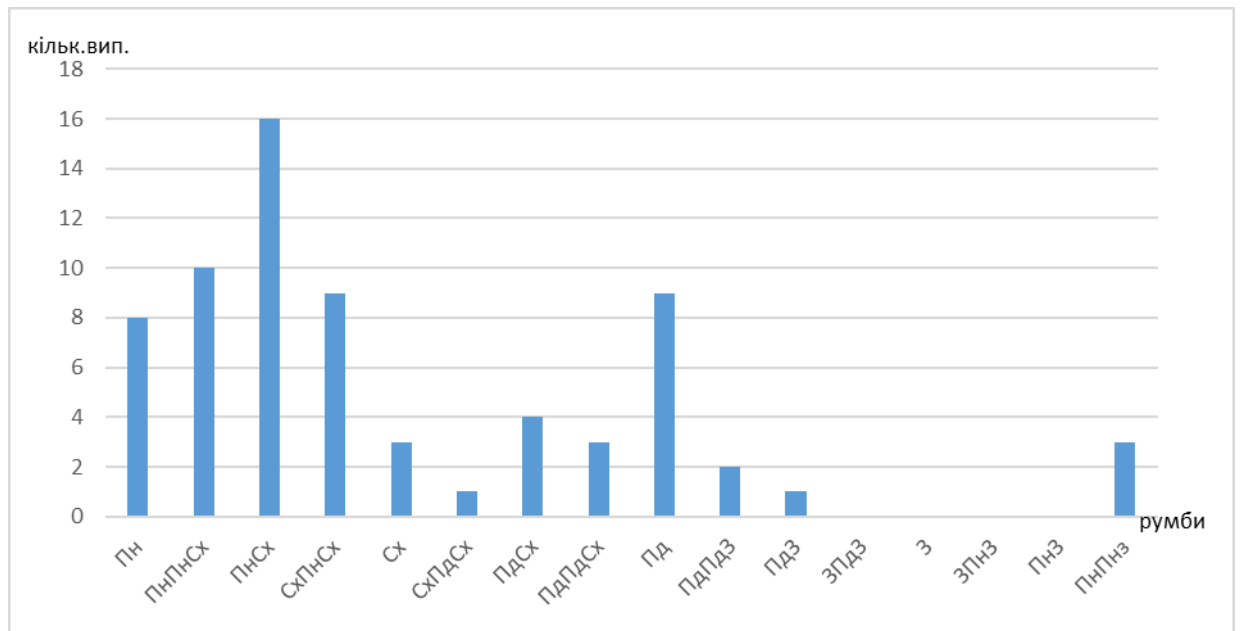


Рис.4.3 Кількість випадків вітру по напрямках при виникненні тягуна в порту Чорноморськ

Як видно з рис 4.3, в більшості випадків виникнення тягуна відбувалося при північно-східному вітрі -16 разів. На північний-північно-східний і східний-північно-східний вітри припадає 10 і 9 випадків відповідно, а на північний – 8 випадків. Сумарно на ці напрями припадає 43 випадки, тобто 50%. Слід також відмітити, що при південних вітрах, які спостерігалися в 9 випадках, також може виникнути тягун. При вітрах західної чверті тягуни в порту Чорноморськ зовсім не спостерігалися. Цей висновок узгоджується з висновками роботи [12] де показано, що виникнення тігуну в порту Чорноморськ відбувається після дії над морем східного шторму.

За даними таблиць ТГМ розраховувались також середні швидкості вітру під час виникнення тягунів, результати яких представлено на рис. 4.4.

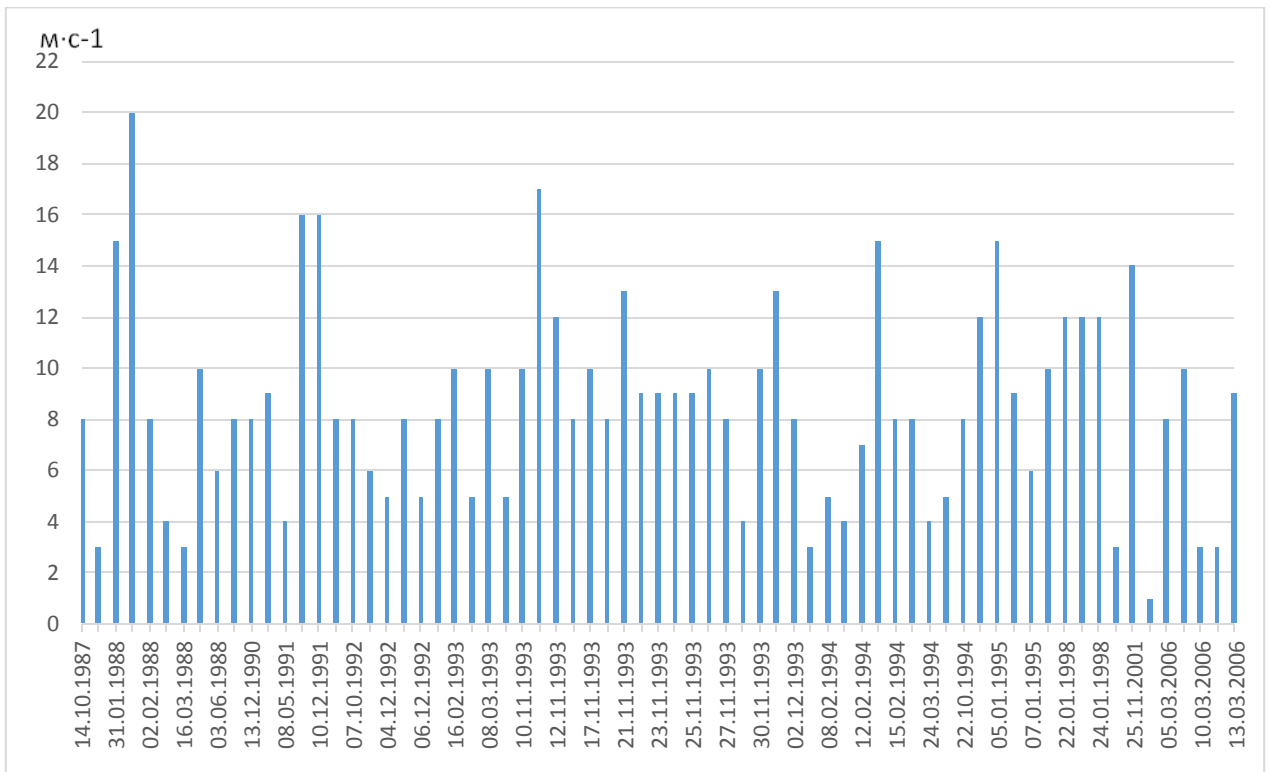


Рис.4.4 Значення середньої швидкості вітру під час виникнення тягуна в порту Чорномоськ

Найбільша середня швидкість вітру спостерігалася 02.02.1988р., вона становила  $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Середня швидкість вітру за весь період спостережень становить  $8,54 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , а найменша -  $1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ .

Аналізувались також данні по висотам і періодам хвиль. Середня висота хвилі за досліджуваний період становить  $1,28\text{м}$ , а максимальна досягла  $3,2\text{ м}$  і була зафіксована 02.02.1988, в цей же день була зафіксована і максимальна швидкість вітру. Середній період хвилювання становить  $3,97\text{сек}$ . Мінімальний період хвилювання був зафіксований 16.03.1988р. і 23.11.2000 р. і становив  $2,4\text{ с}$ . Максимальний період становив  $6,5\text{с}$  і спостерігався 31.01.1988 р.

Як вказувалось вище, під час тягуна у закритій акваторії порту починаються різкі рухи суден, пришвартованих біля причалів, або тих, що стоять на якорі. Горизонтальні переміщення суден і вертикальна качка бувають настільки різкими і сильними, що судна нерідко зриваються з якоря, рвуться швартовні канати, вириваються причальні тумби. Навіть при дуже малих прискореннях у русі суден виникають ударні сили, що можуть пошкодити їх обшивку. Тому представляє інтерес проаналізувати горизонтальні і вертикальні переміщення суден і періоди качки.

Амплітуда і період вертикальних коливань суден біля причалів представлено на рис. 4.5 і 4.6 відповідно. Середня амплітуда вертикальних

коливань становила 22,92см, а середній період – 24 с. Максимальна вертикальна амплітуда коливань зафіксована 7.10.1992 р. і становила 55 см і відбувались такі коливання з періодом 40 с. Мінімальні значення вертикальних коливань становили 5 см і їх період 7 с.

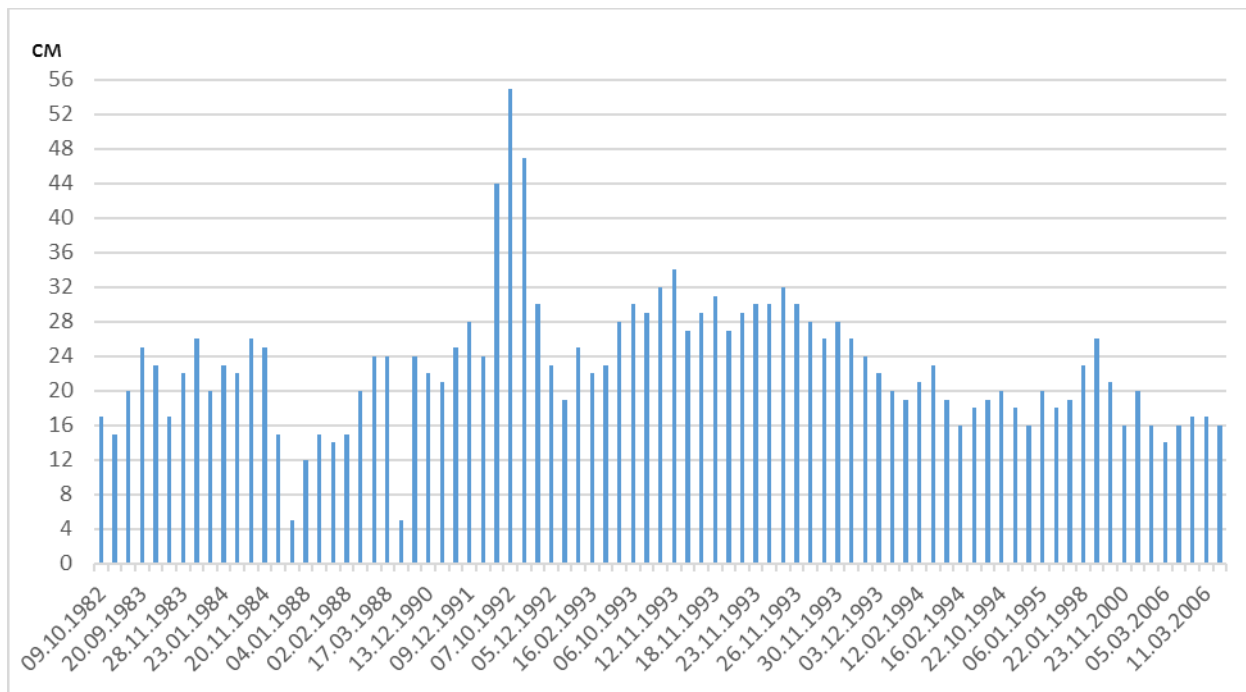


Рис. 4.5 Значення амплитуд вертикальних коливань суден біля причалів під час тягуна по роках.

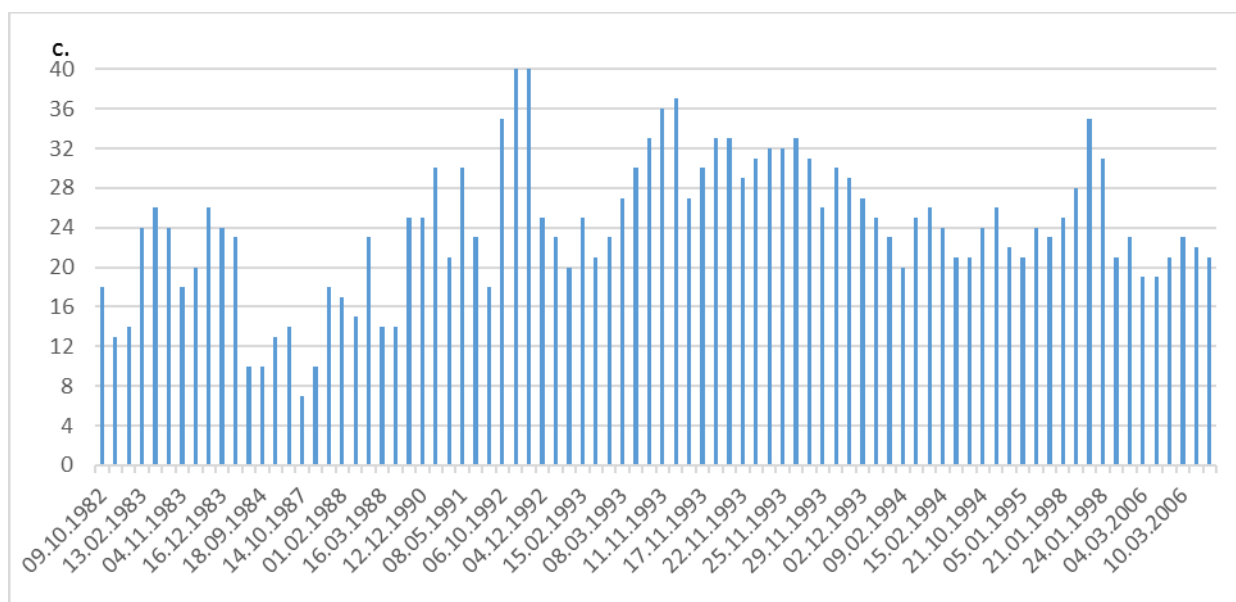


Рис. 4.6 Значення періоду вертикальних коливань суден біля причалів під час тягуна по роках.

Амплітуди і періоди горизонтальних коливань суден представлено на рис. 4.7 і 4.8 відповідно. Середня амплітуда горизонтальних коливань складає 22,35см, а період - 28.75 с. Максимальна горизонтальна амплітуда спостерігалась 7.10.1992р. і становила 65 см, а мінімальна - 23.11.1993р. і становила всього 2см. Максимальні періоди горизонтальної амплітуди спостерігались 16 і 17.03.1988 р. і дорівнювали 49 с, а мінімальний - 14.10.1987 р. – 6с.

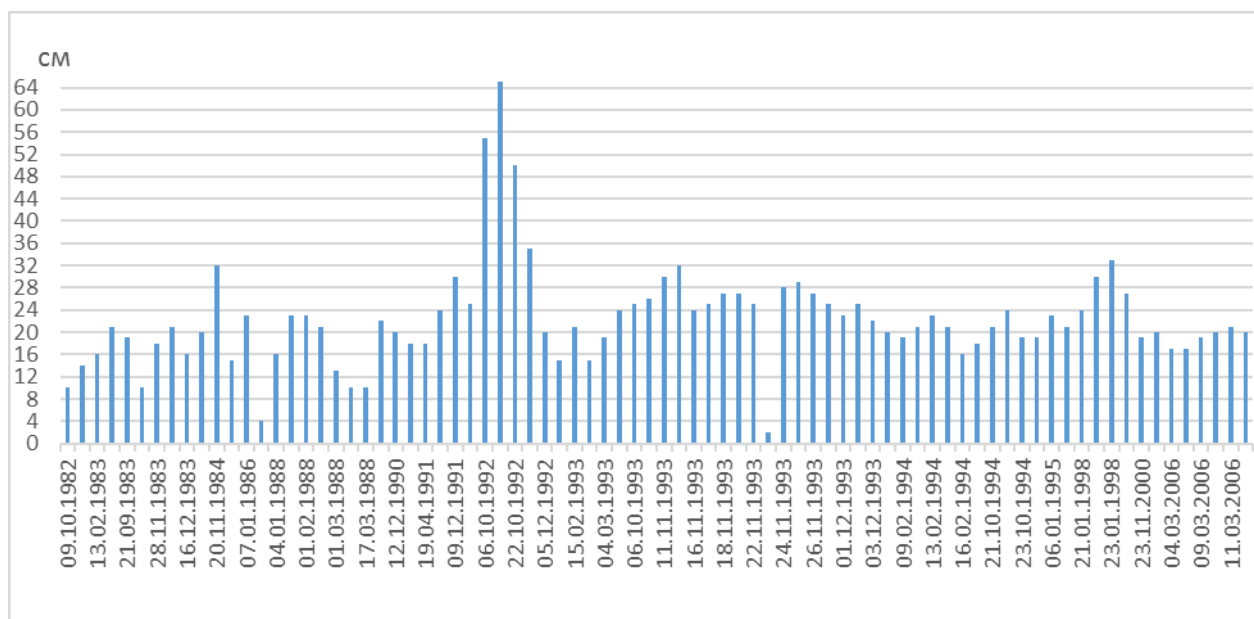


Рис. 4.7 Значення горизонтальних амплитуд коливань суден біля причалів під час тягуна по роках.

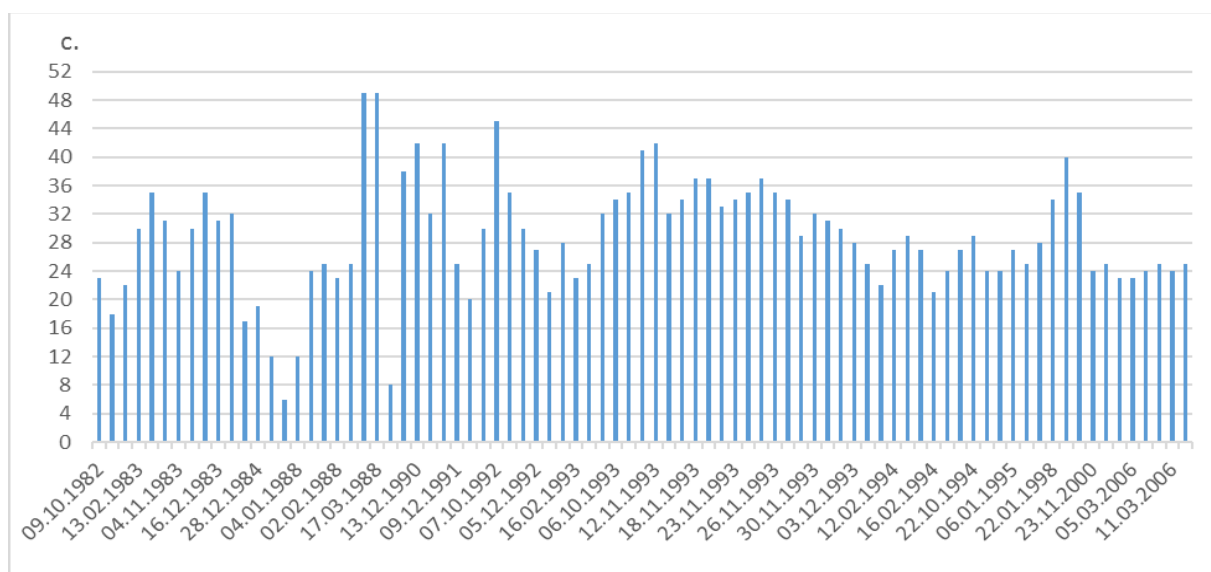


Рис. 4.8 Значення періоду горизонтальних коливань суден біля причалів під час тягуна по роках.



Для аналізу синоптичних процесів, які обумовлюють виникнення тягуна можна навести приклад їх розвитку протягом 4 діб – з 21 по 24 січня 1988 р., коли в порту Чорноморськ було зафіксовано це явище. Протягом вказаного періоду в порту спостерігались вітри східного і південно-східного напрямку швидкістю  $10-12 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , а висота хвиль сягала 2,5 м. При цьому вертикальна амплітуда коливань складала від 17 до 23 см, а горизонтальна - від 28 до 40 см.

Розвиток синоптичних процесів з 21 по 24 січня 1988р. представлено рис. 4.9 -4.12, а карти приземного аналізу атмосферного тиску за 00 год. взяті з [14]. На карті за 21.01.1988р. видно що над Балканами розташувався великий циклон з тиском в центрі 997мб, а над східною Україною - область високого тиску. Над Чорним морем виникла зона взаємодії між цими утворюваннями зі потужними вітрами східного і південно-східного напрямів. На рис.1.1.10 зображена синоптична обстановка за 22.01.1988р, на якій видно що антициклон над східною частиною України посилюється. Тиск в його центрі дорівнює 1047мб, градієнти атмосферного тиску в зоні взаємодії збільшились, що посприяло посиленню вітру та хвилювання від східного напрямку.

23.01.1988р. ситуація зберігалась незмінною, на рис.1.1.11 зображена синоптична карта за цей день. 24.01.1988р. антициклон став слабшим, тиск в його центрі знизився до 1036мб ( рис.4.12).

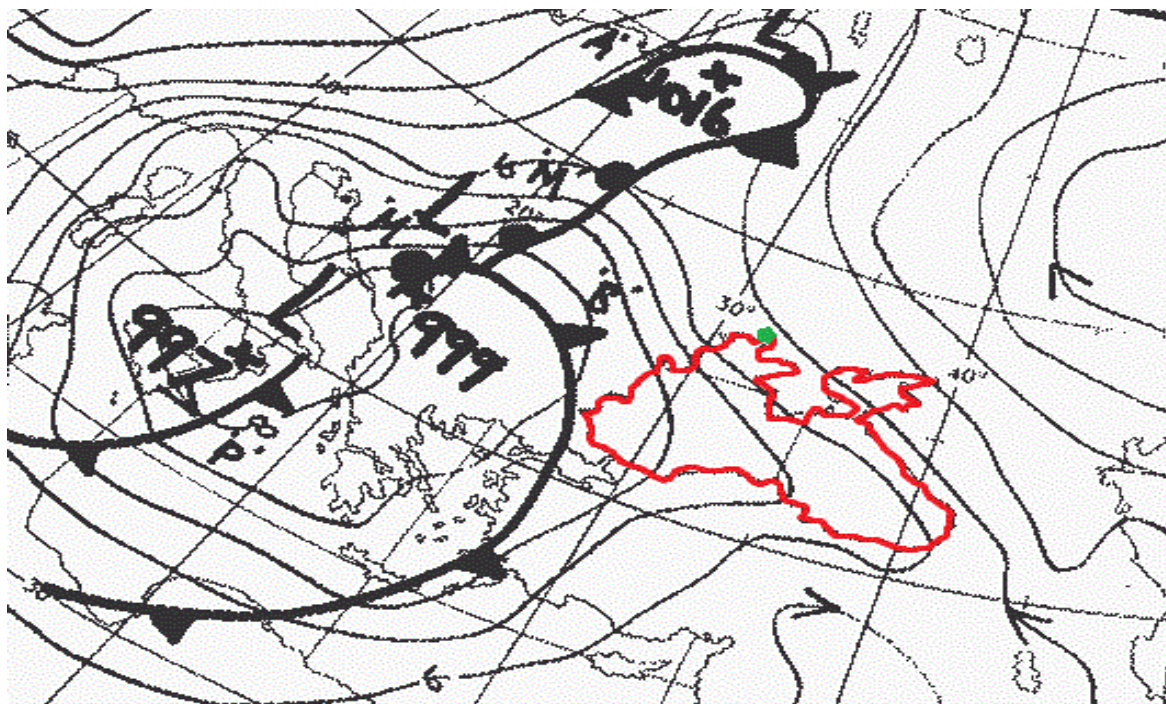


Рис. 4.9 Приземний аналіз атмосферного тиску за 00 г. 21.01.1988 р.



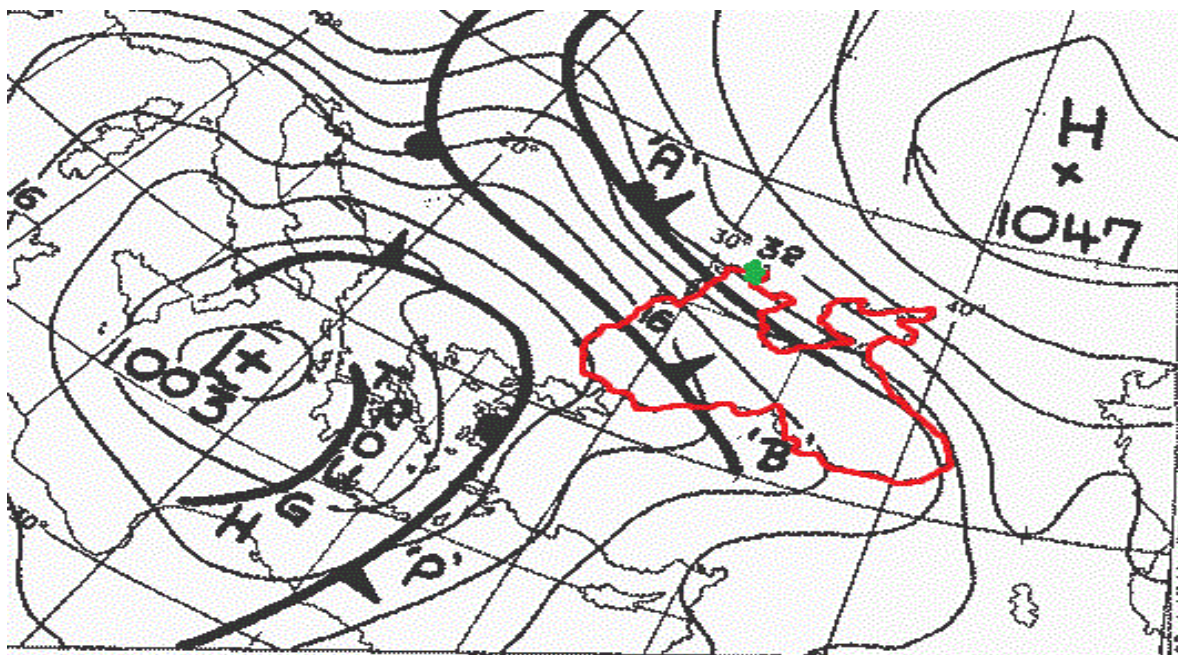


Рис. 4.10 Приземний аналіз атмосферного тиску за 00 г. 22.01.1988 р.

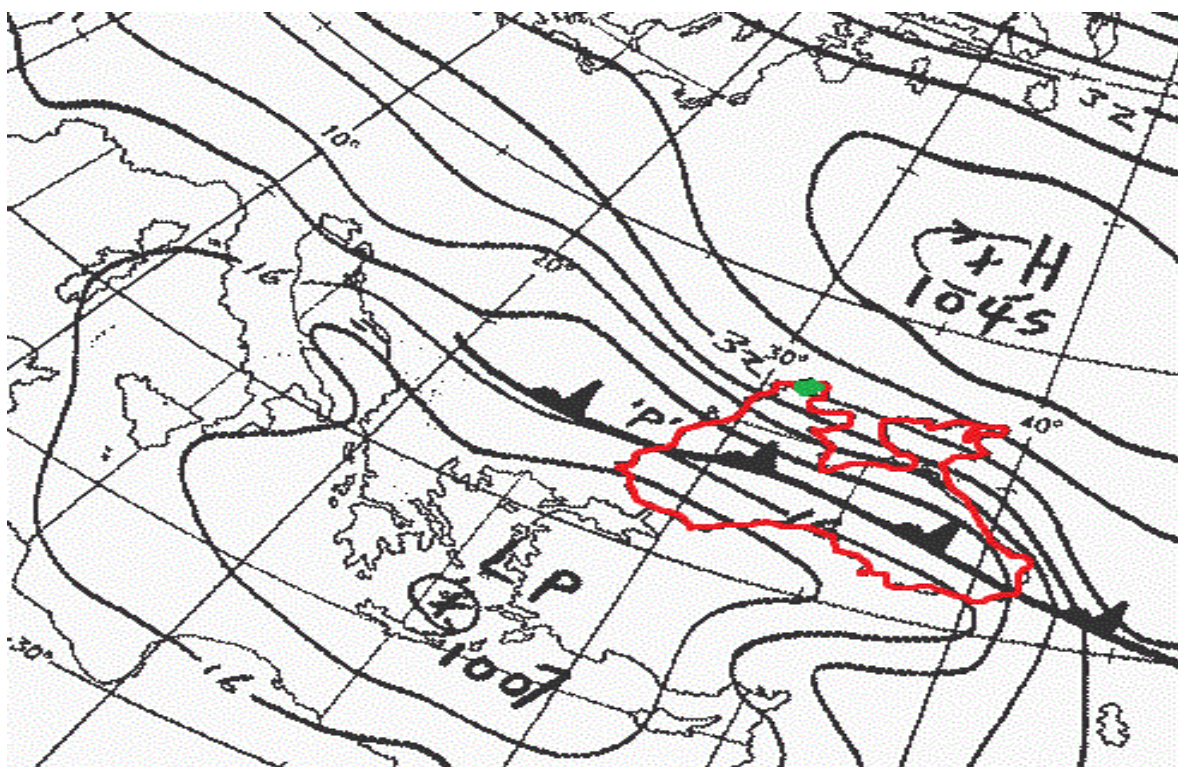


Рис. 4.11 Приземний аналіз атмосферного тиску за 00 г. 23.01.1988 р.



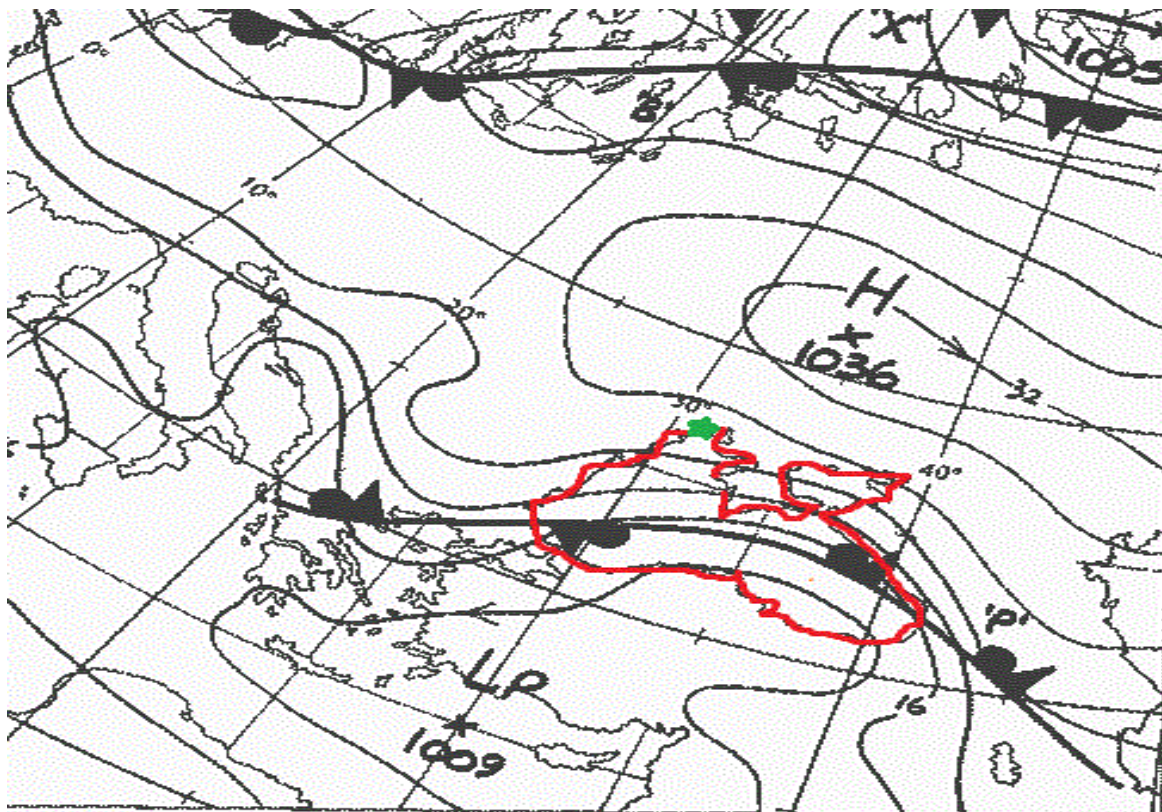


Рис. 4.12 Приземний аналіз атмосферного тиску за 00 г. 24.01.1988 р.

З аналізу синоптичних карт можна зробити висновок, що цей випадок узгоджується з роботою [13], де показано, що тягун в порту Чорноморськ обумовлено виходом середземноморського циклону і пов'язаним з ним локальним циклогенезом в південно-західній частині Чорного моря. Такі процеси формують зону значних градієнтів атмосферного тиску над Чорним морем з потужними і тривалими вітрами східного і південно-східного напрямку, які в свою чергу сприяють розвитку хвиль висотою 2-2,5 м. Приникаючи в акваторію порту такі хвилі викликають небезпечне явище тягун.

З аналізу тягунів в порту Чорноморськ можна зробити такі висновки. За період 1982-2006 рр. в порту Чорноморськ спостерігалось 85 випадів виникнення тягуна. Повторюваність явища по роках неоднорідна: в деякі роки не спостерігалось ні одного випадку, а найбільша їх кількість припадає на 1993 р. і досягає 23 випадки. Найбільша кількість випадків тягуна спостерігається з жовтня по березень, що обумовлено інтенсивністю атмосферних процесів і сильними вітрами над Чорним морем в зимовий період року. Найчастіше вони спостерігалися в листопаді - 21 раз, а в липні і серпні тягунів за весь період зовсім не спостерігалось.

В більшості випадків ( 50%) виникнення тягуна відбувається при помірних та сильних вітрах північного, північно-східного і східного

напрямів. Середня швидкість вітру під час виникнення тягуна за весь період спостережень становила  $8,5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , а найбільша досягала  $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . При цьому середня висота хвилі становить 1,3 м, а максимальна досягала 3,2 м.

Аналіз коливань суден біля причалів показав, що амплітуда вертикальних коливань в середньому становила 23 см, а максимальна досягала 55 см, а їх період становить 24 с і 40 с відповідно. Амплітуда горизонтальних коливань в середньому становить 22 см, а максимальна – 65 см, при цьому періоди таких коливань змінюються від 6 с до 49 с.

Аналіз синоптичних процесів над Чорним морем показав, що виникнення тягуна в порту Чорноморськ обумовлено виходом середземноморського циклону і пов'язаним з ним локальним циклогенезом в південно-західній частині Чорного моря. Такі процеси формують зону значних градієнтів атмосферного тиску над Чорним морем з потужними і тривалими вітрами східного і південно-східного напрямку, які в свою чергу сприяють розвитку хвиль висотою 2-2,5 м.

### **Екстремальні вітрові хвилі на узмор'ї портів Одеса, Чорноморськ, Южний**

Дослідження мінливості хвилювання моря і характеристик вітру є одними з актуальних завдань сучасної географічної науки. На сьогоднішній день дослідження вітро-хвильового режиму в прибережній зоні вкрай важливо для запобігання економічних втрат, зумовлених екстремальними штормами. У свою чергу, успішність прогнозування таких штормів базується на розробках сучасних прогностичних моделей та знанні режимних характеристик гідрометеорологічних параметрів.

Порти Одеса, Чорноморськ та Южний розташовано в північно-західній частині Чорного моря та є одними із великих морських портів України. В основі безпеки виробничих операцій в портах та експлуатації берегової інфраструктури необхідні знання про виникнення екстремальних погодних умов, зокрема, сильних штормів, здатних привести до значних економічних втрат. Враховуючи вищесказане, можна відмітити, що вітер і хвилювання є одними з найбільш важливих елементів, що визначають безпеку мореплавства і берегової інфраструктури.

Результати аналізу вітрового хвилювання в північно-західній частині Чорного моря докладно представлено в [15] і базуються на матеріалах спостережень, які закінчуються 2011 р. В розділі звіту представлено результати аналізу екстремальних вітрових хвиль на узмор'ї портів Одеса, Чорноморськ і Южний за матеріалами спостережень, які містяться в таблицях ТГМ, за період 1987-2016 рр. З таблиць обирались максимальні в кожному місяці значення вітрових хвиль, а також відповідні дані по напрямках і швидкості вітру.

В таблиці 4.1 представлено значення максимальних висот хвиль в портах Одеса, Чорноморськ, Южний та їх дати в різні місяці року за весь період спостережень. Як видно з таблиці, найбільші значення максимальних висот хвиль спостерігаються на узмор'ї порту Одеса - так 26 січня 2005 р. висота хвиль досягала 3.5 м, а 24 вересня 1996 р. – 3,3 м. Це свідчить про імовірність значних хвиль в районі порту Одеса не тільки в зимові місяці, а й спочатку осині. В районі порту Чорноморськ максимальні хвилі спостерігаються в зимові місяці, а найбільше значення досягало 3,4 м в січні 1988 р. В районі порту Южний максимальні висоти хвиль не перевищували 3 м і спостерігалися в березні 2007 р. і в листопаді 2012 р. Ці результати свідчать про те, що в портах північно-західної частини Чорного моря найбільш значні хвилі спостерігаються на узмор'ї порту Одеса, що співпадає з результатами досліджень [15], і саме для порту Одеса за досліджуваний період в двох випадках висота максимальних хвиль досягала небезпечної позначки.

Розглянемо далі для кожного порту окремо характеристики напрямів і швидкості вітру, при яких спостерігаються максимальні хвилі, а також тенденції в між річної мінливості максимальних хвиль.

За даними спостережень для району порту **Одеса** на рис 4.13 представлено графік річного ходу середніх значень з максимальної швидкості вітру, яка спостерігалась підчас виникнення максимальних висот хвиль. Значення швидкості вітру впродовж року змінюються від  $15,9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  в січні до  $12,6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  в червні.

Таблиця 4.1 Значення максимальних висот хвиль в портах Одеса, Чорноморськ, Южний та їх дати в різні місяці року за період спостережень

Порт Місяць	Одеса	Чорноморськ	Южний
Січень	<b>3,5</b> (26.01.2005)	<b>3,4</b> (22.01.1988)	2,5 (6.01.2010, 31.01.2015)
Лютий	2,5 (23.02.2007, 11.02.2010)	2 (15.02.1993, 5.02.2003)	2,5 (4.02.2009)
Березень	3 (23.03.2007)	2,1 (14.03.1995, 23.03.2007)	<b>3</b> (23.03.2007)
Квітень	2 (19.04.2003)	2,6 (12.04.1987)	2 (7.04.1994)
Травень	2,1 (28.05.1989)	1,8 (10.05.1993)	2,5 (6.05.2004)
Червень	2 (26.06.2014)	1,8 (12.06.1988)	2 (7.06.2009)
Липень	1,5 (23.07.2002, 1.07.2013)	2 (8.07.1988)	2 (9.07.2000)
Серпень	2,2 (21.08.1987)	1,6 (21.08.1987)	2 (28.01.2010)
Вересень	<b>3,3</b> (24.09.1996)	2,6 (24.09.1996)	2 (13.09.1996)
Жовтень	3 (12.10.2016)	2,3 (28.10.1987)	2,5 (23.10.2007)
Листопад	2,5 (22.11.1999, 9.11.2000, 5.11.2002)	2,6 (10.11.1993)	<b>3</b> (2.11.2012)
Грудень	2,5 (18.12.2008, 3.12.2012)	2,6 (1.12.1993)	2,5 (3.12.2012)

Примітка: чорним кольором показані максимальні значення висот хвиль

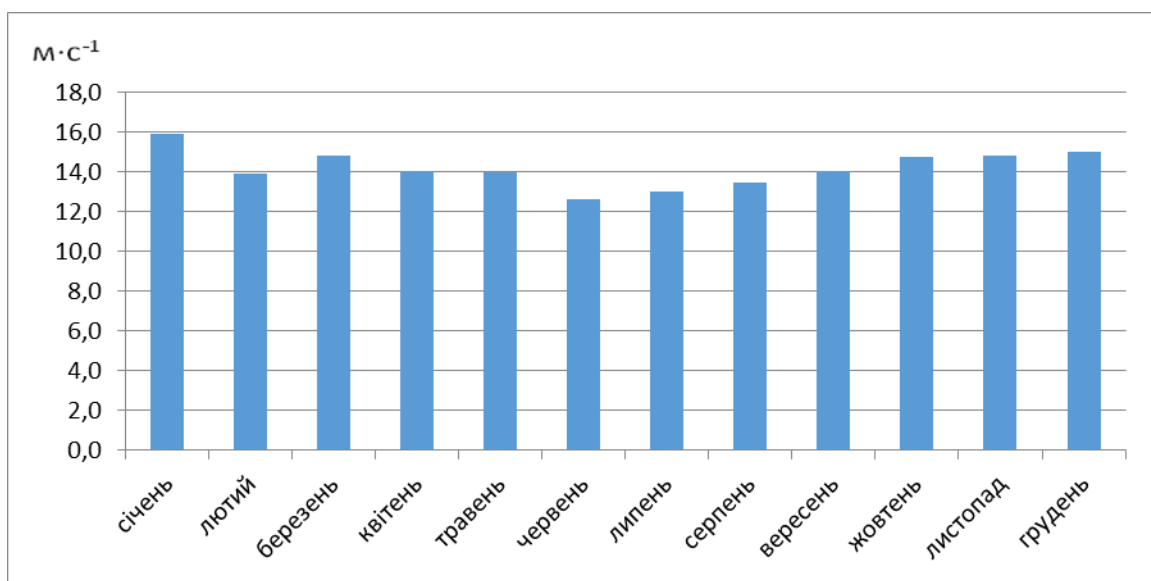


Рис. 4.13 Графік річного ходу середніх значень з максимальної швидкості вітру на узмор'ї Одеси за період 1987-2016 рр.

Також розглядалися напрями вітру, які обумовлюють максимальні хвилі в кожному місяці року. Для цього за даними спостережень за весь період для кожного місяця окремо розраховувались повторюваності вітру (у %) по 16 напрямках. Для ілюстрації на рис. 4.14 – 4.15 представлено графіки повторюваності різних напрямів вітру для січня, квітня, серпня і жовтня, які відображають різні сезони року. В січні максимальні хвилі спостерігаються при вітрах переважно східного-північно-східного, північно-східного і східного напрямів, їх сумарна повторюваність досягає 54%. Іноді хвилі спостерігаються і при південно-східних і північно-західних вітрах, але-ж їх повторюваність значно менше і не перевищує 12%.

В квітні максимальні хвилі спостерігаються при напрямках вітру від північного до південно-східного ( всі 7 пів-румбів ), на їх долю сумарно припадає понад 61% випадків. Також є випадки утворення максимальних хвиль при західних, північно-західних вітрах, повторюваність яких складає 20%. В серпні максимальні хвилі спостерігаються при вітрах від північного до південно-східного напрямів, повторюваність яких становить 58%, а в 20% випадків – при північно-західних вітрах. В жовтні максимальні хвилі спостерігаються при вітрах від північного до південно-південно-східного

(8 пів-румбів), а їх сумарна повторюваність є максимальною за рік і дорівнює 84%.

З аналізу екстремальних хвиль на узмор'ї Одеси можна зробити висновок, що за досліджуваний період екстремальні хвилі на узмор'ї Одеси

спостерігаються не тільки в зимові місяці, але ж можуть бути в іншу пору року. Максимальні хвилі спостерігаються переважно при вітрах від північного до південно-східного напрямів, а їх сумарна повторюваність змінюється протягом року від 54% до 84%.

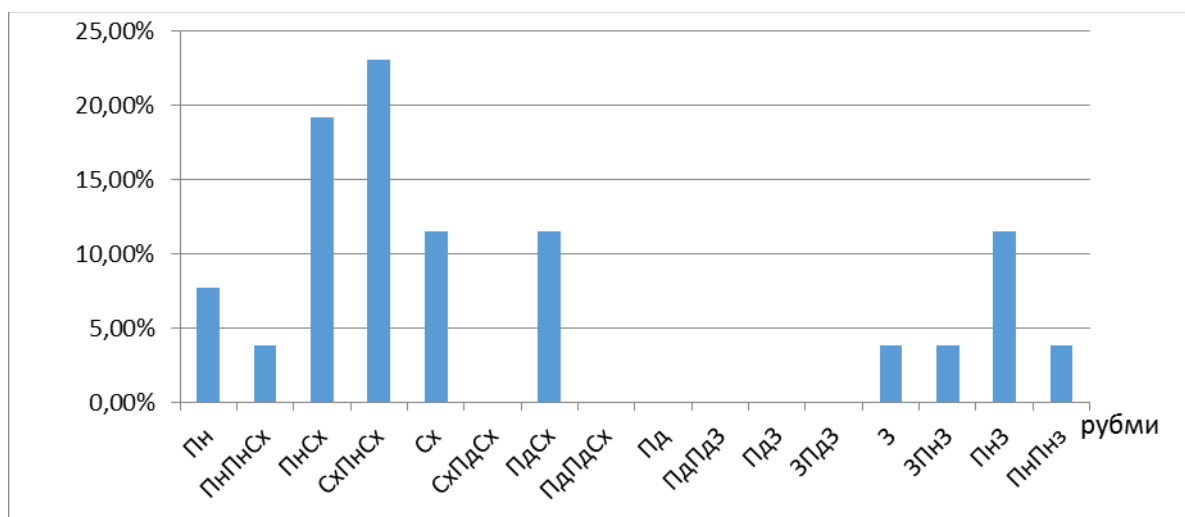


Рис. 4.14 Повторюваність по напрямках вітру, при яких спостерігалися максимальні хвилі в січні на узмор'ї порту Одеса

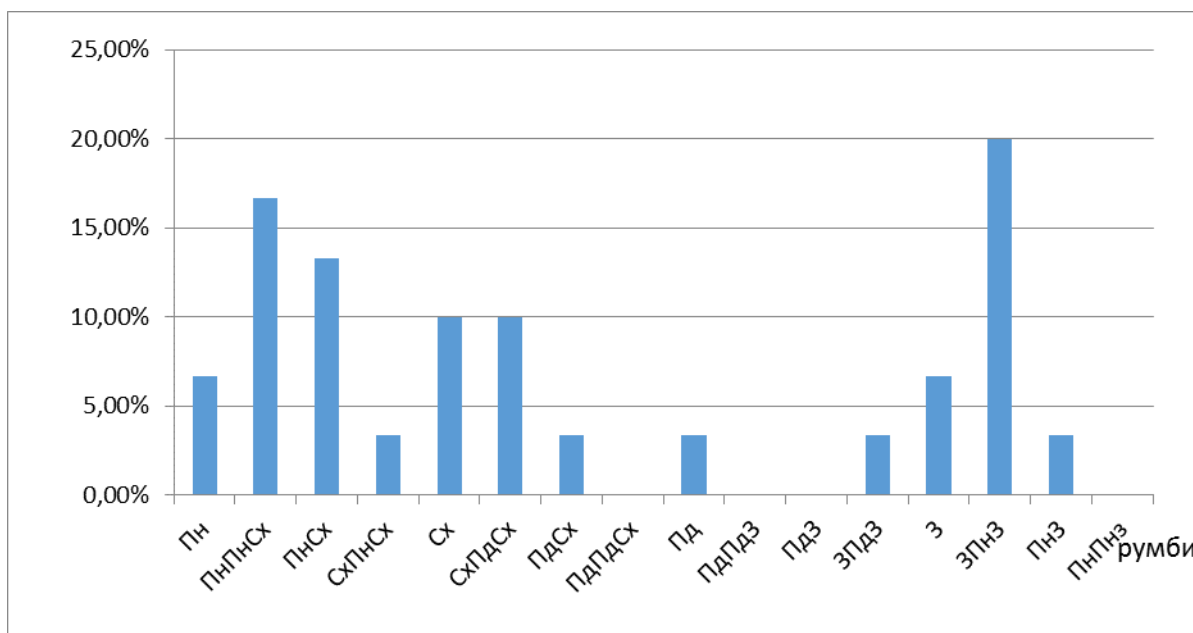


Рис.4.15 Повторюваність по напрямках вітру, при яких спостерігалися максимальні хвилі в квітні на узмор'ї порту Одеса

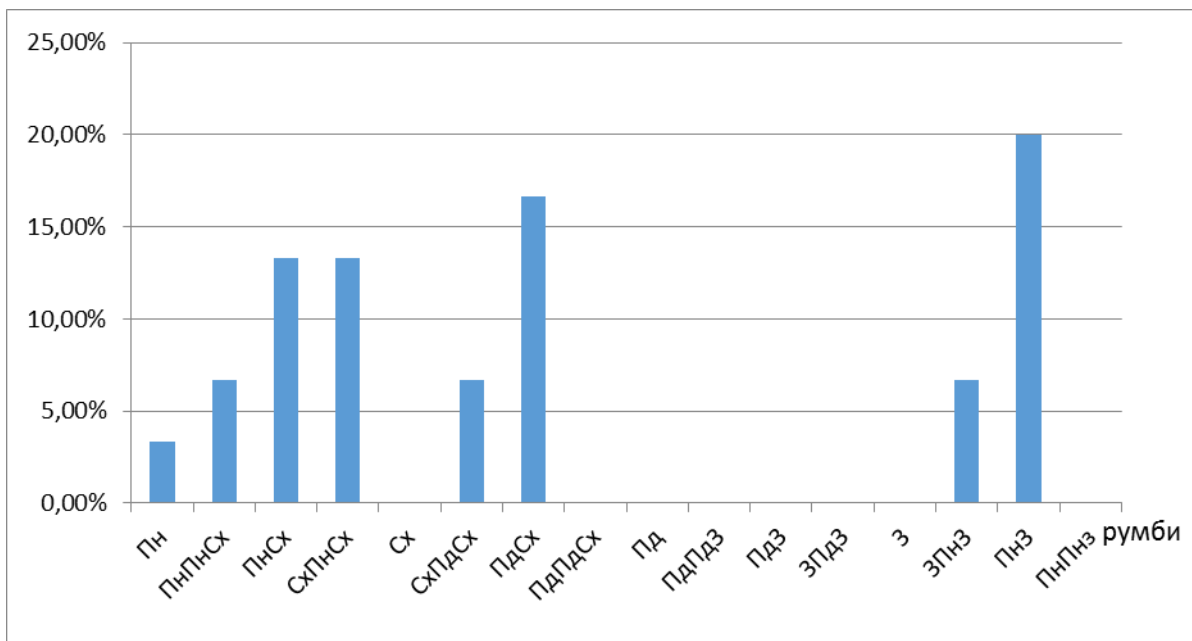


Рис. 4.16 Повторюваність по напрямках вітру, при яких спостерігалися максимальні хвилі у серпні на узмор'ї порту Одеса

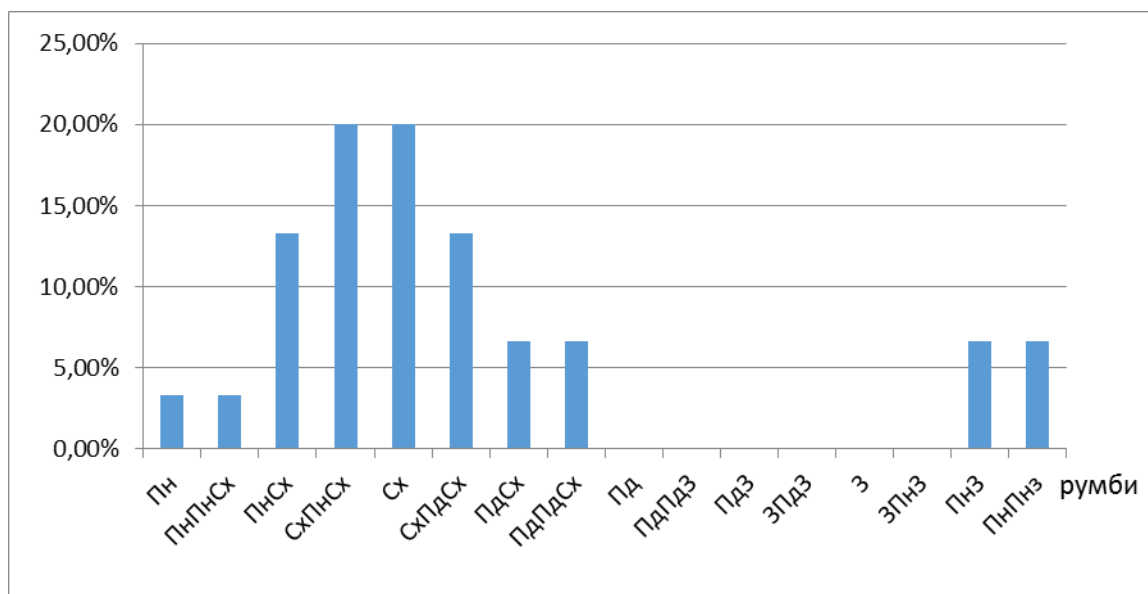


Рис. 4.17 Повторюваність по напрямках вітру, при яких спостерігалися максимальні хвилі у жовтні на узмор'ї порту Одеса



На рис. 4.18 представлено графік між річної мінливості максимальних за рік значень висот хвиль на узмор'ї порту Одеса. Максимальні висоти хвиль, які перевищували значення 3м спостерігалися у 1996р.,1998р.,2005р.,2007р., 2009р.,2010р. та 2016 р., а 26-го січня

2005 р. висота хвиль досягала значення 3,5м, що є стихійним гідрометеорологічним явищем для порту Одеса. Близькими до цієї позначки були і хвилі, які спостерігалися 24-го вересня 1996 р., їх висота досягала значення 3,3 м. З графіку можна також помітити, що в між річній мінливості максимальних висот хвиль спостерігається слабкий позитивний тренд, а також період, близький до двох років.

В роботі [15] представлено результати досліджень між річної мінливості вітрового хвилювання для узмор'я порту Одеса за період 1955 - 2010 рр., Показано, що в період 70-х -80-х років ХХ століття в районі Одеси спостерігалась висока інтенсивність хвилювання, яка після 1986 р. змінилась на різкий спад, який продовжувався до 2010 р. Виявлений нами слабкий позитивний тренд за період 1987-2016 рр. може свідчити про початок нового періоду в між річної мінливості, а саме зростання інтенсивності максимальних хвиль.

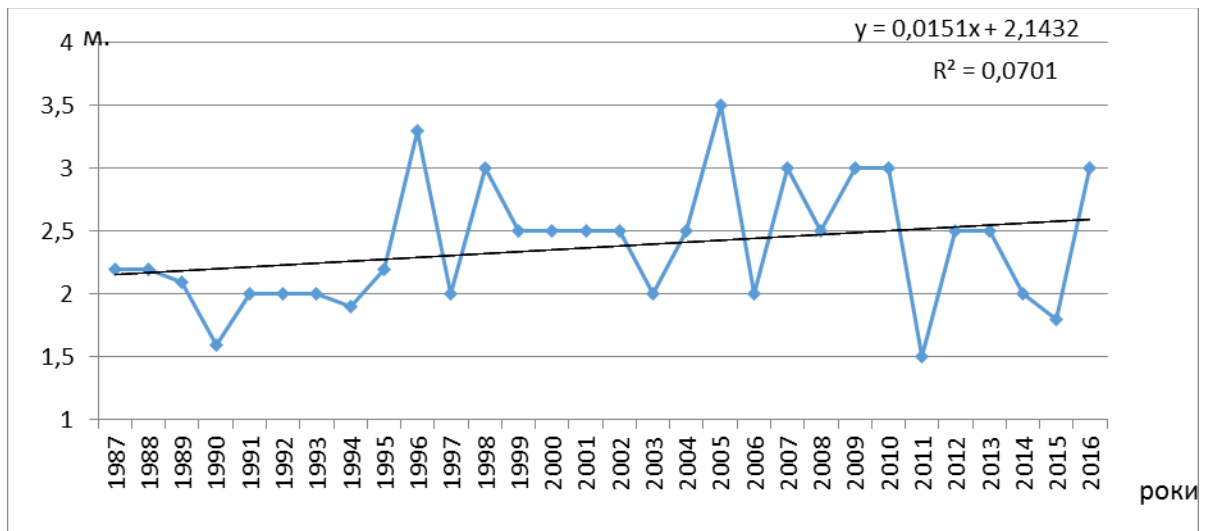


Рис. 4.18 Між річна мінливість максимальних значень висот хвиль на узмор'ї Одеси за період 1987-2016рр.

В районі порту **Чорноморськ** за період спостережень максимальні значення висот хвиль знаходяться в межах від 1.6 м в серпні до 3.4 м в січні. Розрахунки середніх значень з максимальної швидкості вітру, яка спостерігалась підчас виникнення максимальних висот хвиль, показали, що максимальне значення спостерігаються у січні, листопаді та грудні і

дорівнюють  $15,7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , а мінімальне значення - у червні – і дорівнюють  $12,5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Ці характеристики є такими ж, як за даними спостережень для порту Одеса.

Аналіз напрямів вітру, які обумовлюють максимальні висоти хвиль виконувався для кожного місяця року, а на рис. 1.2.7 – 1.2.10. представлено графіки для січня, квітня, серпня і жовтня, які відображають різні сезони року. В січні максимальні хвилі спостерігаються при вітрах переважно північного, північно-східного, східного-північно-східного напрямів, їх сумарна повторюваність досягає 55 %. Іноді хвилі спостерігаються і при південно-східних і північно-західних вітрах, але-ж їх повторюваність значно менше і не перевищує 15%.

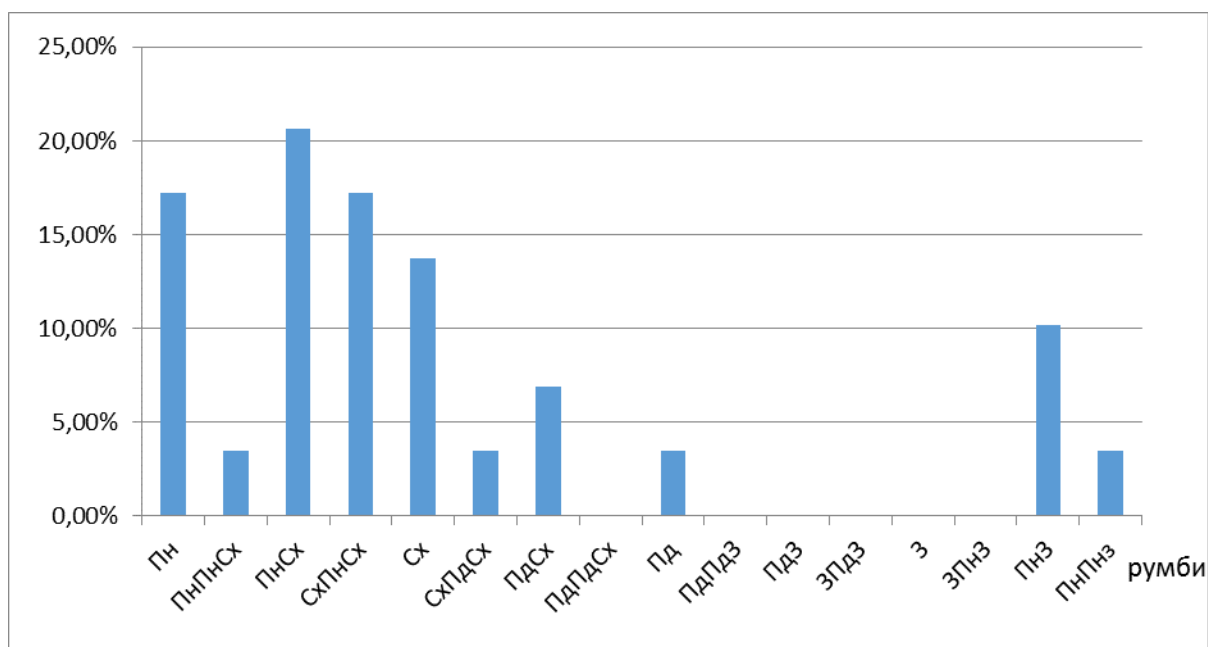


Рис. 4.19 Повторюваність по напрямках вітру, при яких спостерігалися максимальні хвилі в січні

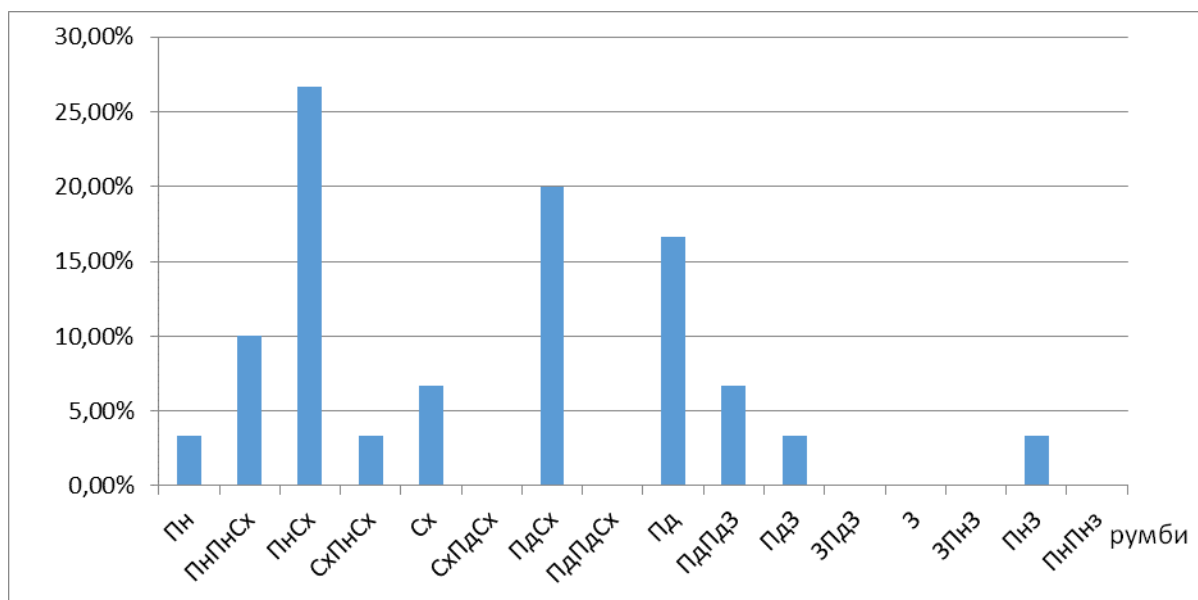


Рис.4.20 Повторюваність по напрямках вітру, при яких спостерігалися максимальні хвилі в квітні

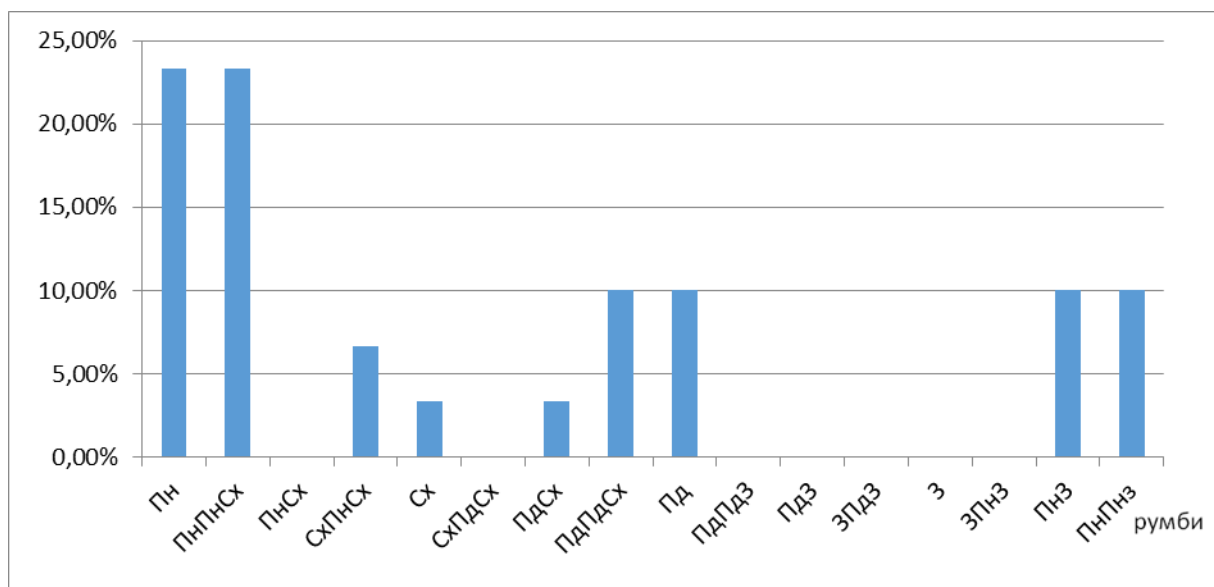


Рис. 4.21 Повторюваність по напрямках вітру, при яких спостерігалися максимальні хвилі у серпні .

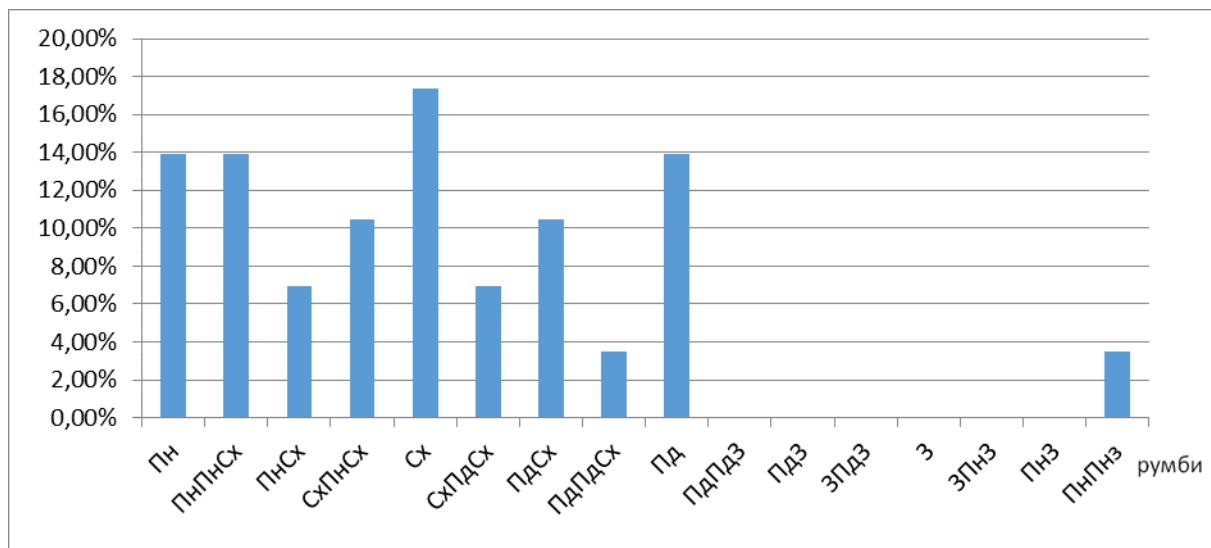


Рис. 4.21 Повторюваність по напрямках вітру, при яких спостерігалися максимальні хвилі у жовтні

В квітні максимальні хвилі спостерігаються при північно-східному, південно-східному та південному напрямках вітру, на їх долю сумарно припадає понад 63% випадків. В серпні максимальні хвилі спостерігаються при вітрах від північних румбів (7 пів-румбів), повторюваність яких становить 67 %, а в 20% випадків – при східних-південно-східних та південно-східних вітрах. В жовтні максимальні хвилі спостерігаються при вітрах від північного до південного ( 9 пів-румбів), а їх сумарна повторюваність є максимальною за рік і дорівнює 96 %.

З аналізу екстремальних хвиль на узмор'ї Чорноморська можна зробити висновок, що за досліджуваний період екстремальні хвилі на узмор'ї Чорноморська спостерігаються не тільки в зимові місяці, але ж можуть бути в іншу пору року. Найбільші висоти хвиль спостерігались в січні 1988р. - 3,4 м. Максимальні хвилі спостерігаються переважно при вітрах від північного до південного напрямів, а їх сумарна повторюваність змінюється протягом року від 55% до 97%.

На рис. 4.22 представлено графік між річної мінливості максимальних значень висот хвиль на узмор'ї порту Чорноморськ. Максимальні висоти хвиль, які перевищували значення 3м спостерігались лише в двох випадках - у 1988р. і у 1998р. Це значно менше, ніж спостерігалось за той же період на узмор'ї порту Одеса. З графіку можна також помітити, що в між річної мінливості максимальних висот хвиль спостерігається слабкий ( статистично не значущий ) негативний тренд, на відміну від між річної мінливості для порту Одеса. Також доволі чітко простежується період, близький до двох років.

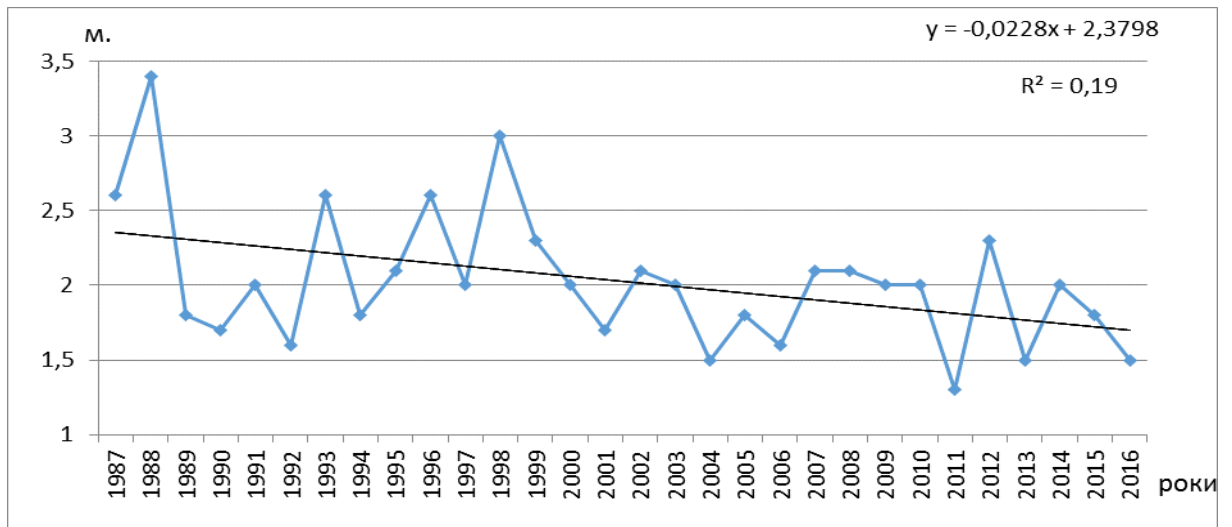


Рис. 4.22 Між річна мінливість максимальних значень висот хвиль на узмор'ї порту Чорноморськ за період 1987-2016рр.

В районі порту **Южний** за досліджуваний період максимальні значення висот хвиль спостерігались в березні (2007 р.) і листопаді

(2012 р.) і досягали 3 м. В літні місяці максимальні висоти хвиль не перевищували значення 2 м. Значення максимальних висот хвиль в порту Южний декілька менше ніж в портах Одеса і Чорноморськ, що можна пояснити захищеністю порту від відкритого моря.

На рис. 4.23 представлено графік річного ходу середніх значень з максимальної швидкості вітру, яка спостерігалась під час виникнення максимальних висот хвиль. Максимальне значення швидкості вітру спостерігається у листопаді і дорівнює  $15,7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , а мінімальне - у липні -  $11,7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Ці значення є приблизно такими, як для порту Одеса і порту Чорноморськ.

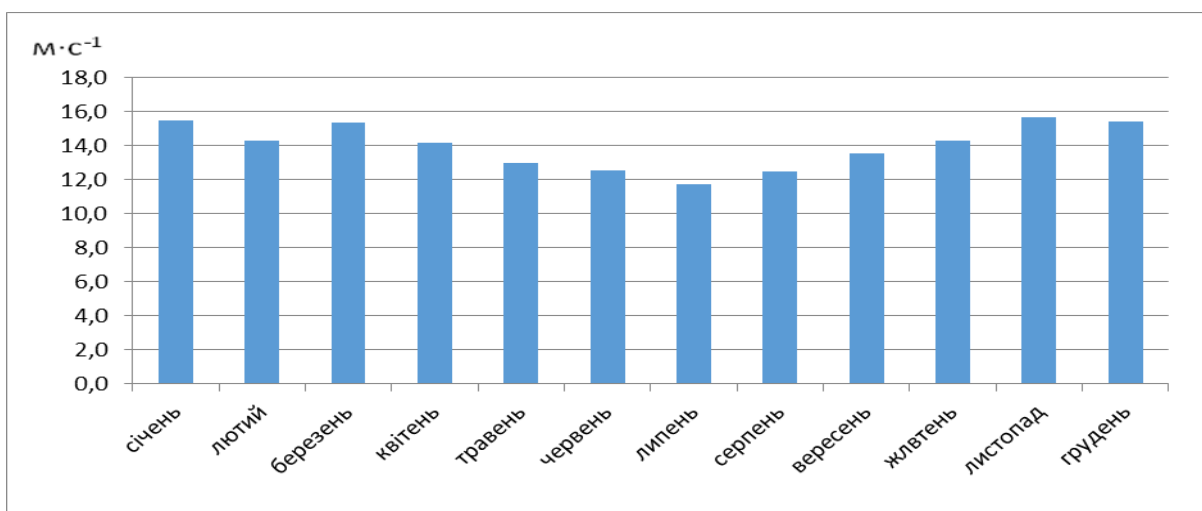


Рис. 4.23 Графік річного ходу середніх значень з максимальної швидкості вітру на узмор'ї порту Южний за період 1987-2016 рр.

Повторюваності напрямів вітру, які обумовлюють максимальні хвилі, представлено на рис. 4.24 – 4.27 для січня, квітня, серпня і жовтня і відображають різні сезони року.

В січні максимальні хвилі спостерігаються при вітрах від північно-східного до південного-південно-західного напрямів, їх сумарна повторюваність досягає 82%. Іноді хвилі спостерігаються і при західних-південно-західних вітрах, але-ж їх повторюваність значно менше і не перевищує 15%.

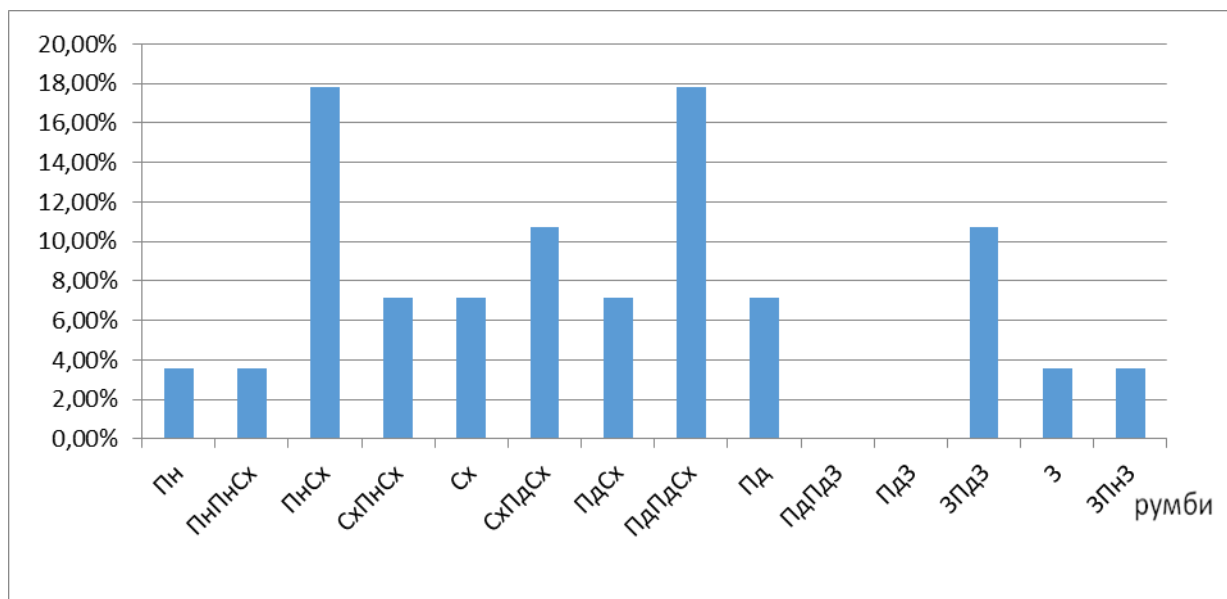


Рис. 4.24 Повторюваність по напрямках вітру, при яких спостерігалися максимальні хвилі в січні

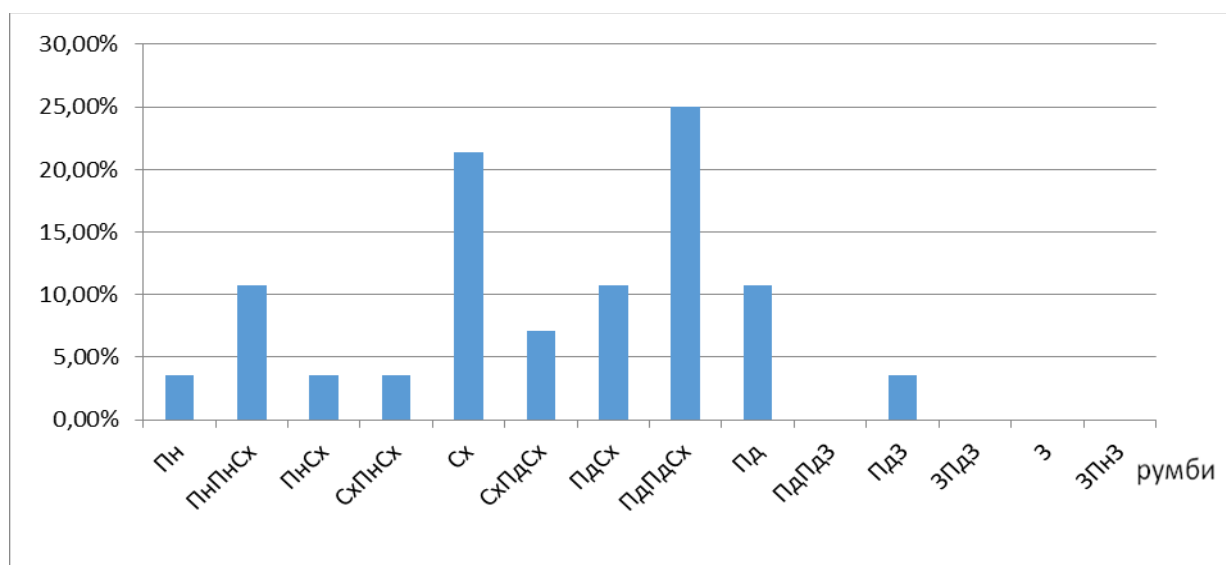


Рис.4.25 Повторюваність по напрямках вітру, при яких спостерігалися максимальні хвилі в квітні

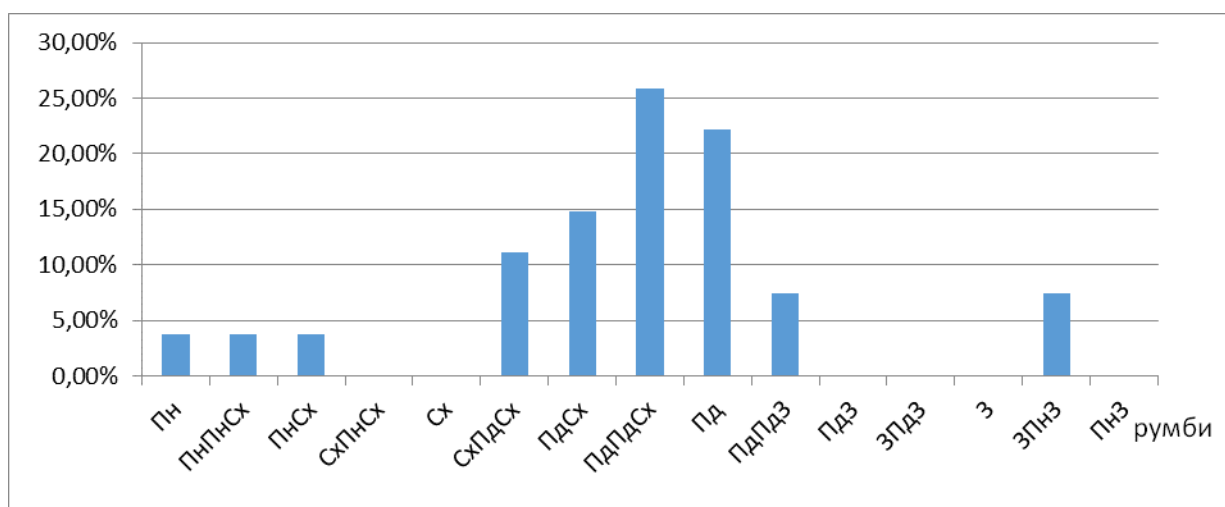


Рис. 4.26 Повторюваність по напрямках вітру, при яких спостерігалися максимальні хвилі у серпні .

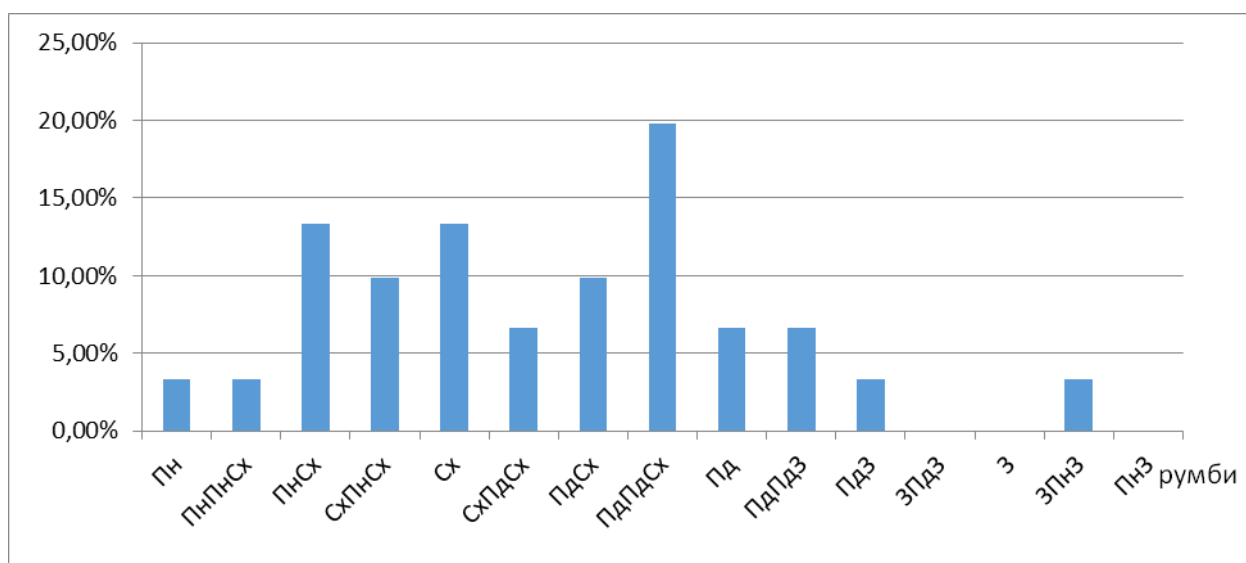


Рис. 4.27 Повторюваність по напрямках вітру, при яких спостерігалися максимальні хвилі у жовтні

В квітні максимальні хвилі спостерігаються від північно-східного до південно-західного напрямках вітру, на їх долю сумарно припадає понад 96% випадків.

В серпні максимальні хвилі спостерігаються при вітрах південного, південно-південно-західного та південно-південно-східного напрямків повторюваність яких становить 63%.

В жовтні максимальні хвилі спостерігаються при вітрах від північно-північно-східного до західного-південно-західного (11 пів-румбів), а їх сумарна повторюваність є максимальною за рік і дорівнює 96 %.

Між річна мінливість максимальних значень висот хвиль в районі порту Южний представлено на рис. 4.28. Максимальні висоти хвиль, які перевищували значення 3м спостерігалися за досліджуваний період лише в двох випадках - у 2007 р. і 2012 р.. В між річній мінливості спостерігається статистично значущий позитивний тренд, а також період, близький до двох років.

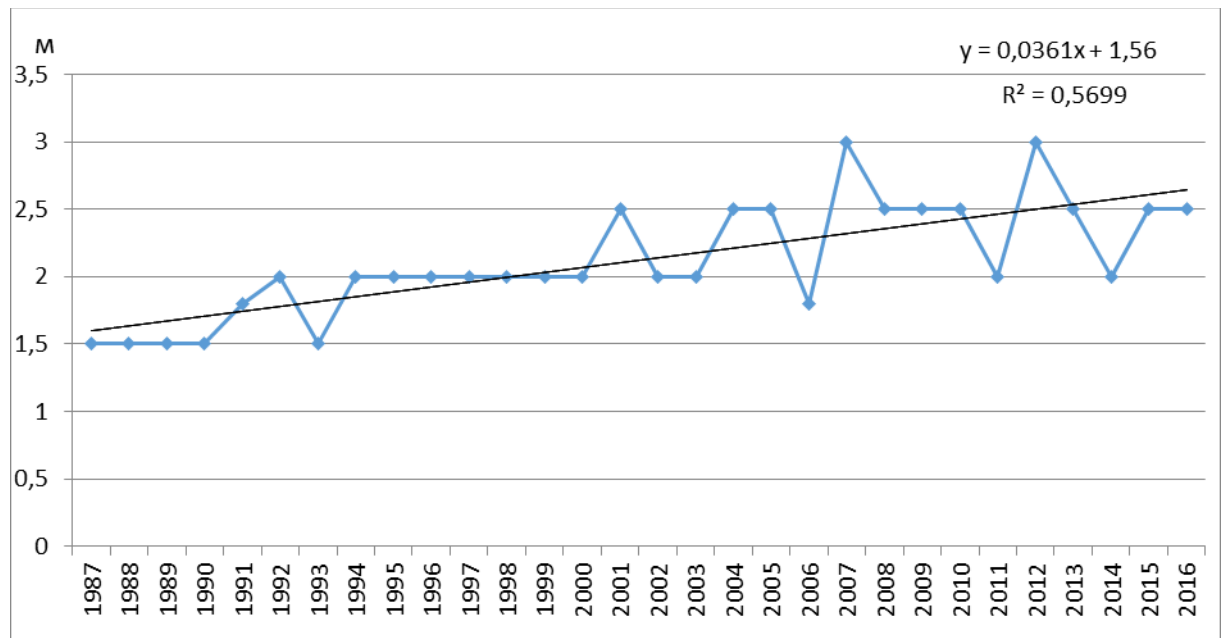


Рис. 4.28 Міжрічна мінливість максимальних значень висот хвиль на узмор'ї порту Южний за період 1987-2016 рр.

Узагальненні результати досліджень максимальних висот хвиль, середніх значень максимальної швидкості вітру і переважні напрями вітру в портах Одеса, Чорноморськ і Южний представлено в таблиці 4.2



Таблиця 4.2 Порівняльні характеристики максимальних висот хвиль, напрямів і швидкості вітру, тенденцій між річної мінливості на узмор'ї портів Одеса, Чорноморськ, Южний за період 1987-2016 рр.

Порт \ Характеристика	Одеса	Чорноморськ	Южний,
Максимальні висоти хвиль	3,5 м	3,4м	3м
Середні значення максимальної швидкості вітру	15,9 м·с <sup>-1</sup>	15,7 м·с <sup>-1</sup>	15,7 м·с <sup>-1</sup>
Переважні напрямки вітру	Від Пн до Пд Сх	Від Пн до Пд	Від ПнСх до Пд
Повторюваність напрямків вітру (%)	54%-84%	55%-97%	62%-97%
Рівняння лінії тренду, коефіцієнт детермінації, R <sup>2</sup>	$y = 0.015x + 2.143$ $R^2 = 0.070$	$y = - 0.022x + 2.37$ $R^2 = 0.19$	$y = 0.036x + 1.56$ $R^2 = 0.56$

З даної таблиці можна зробити висновок що за досліджуваний період небезпечні хвилі ( вище 3,5 м) спостерігалися лише на станціях Одеса та Чорноморськ і досягали 3,5м і 3,4м відповідно. Середні значення з максимальної швидкості вітру на узмор'ї всіх портів дорівнюють 15,7 -15.9 м·с<sup>-1</sup> . При цьому максимальні хвилі спостерігаються для порту Одеса та Чорноморськ при напрямках вітру переважно від північного до південно-

східного та південного румбів, а для порту Южний від північно-східного до південно-західного румбів. Повторюваність таких вітрів сумарно складає 54%-97%. В між річній мінливості максимальних висот хвиль для порту Южний спостерігаються статистично значущий позитивний тренд, коефіцієнт детермінації дорівнює  $R^2=0,56$ . Для порту Одеса в між річній мінливості максимальних висот хвиль також спостерігається слабкий статистично не значущий позитивний тренд, коефіцієнт детермінації дорівнює  $R^2=0,07$  В той же час на станції Чорноморськ за цей період в між річній мінливості максимальних висот хвиль спостерігається слабкий статистично не значущий негативний тренд з коефіцієнтом детермінації  $R^2=0,19$ .

**ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ**

1. Доценко С.Ф., Иванов В.А. Природные катастрофы азово-черноморского региона. НАН Украины, Морской гидрофизический институт. Севастополь, 2010. 174 с.
2. Осипов В.И. Природные катастрофы на рубеже XXI века // Вестник Российской академии наук. 2001. № 4. С. 291 – 302.
3. Шнюков Е.Ф., Митин Л.И., Цемко В.П. Катастрофы в Черном море. Киев: Манускрипт, 1994. 296 с.
4. Гаврилюк Р.В. Прогнози небезпечних морських гідрологічних явищ. Навчальний посібник. Одеський Державний Екологічний Університет, Одеса, 2002. 43с.
5. Гаврилюк Р.В., Корнилов С.В. Сгонно-нагонные колебания уровня в акваториях портов северо-западной части Черного моря и их изменения в современный климатический период. Судовождение, Сборник научных трудов, Одесская национальная морская академия. Одесса, №25, 2015.с.37-46.
6. Гаврилюк Р.В., Корнилов С.В. Изменчивость уровня в северо-западной части Черного моря. Вісник ОДЕКУ, вип.20, 2016. С. 69-76.
7. Методическое пособие по составлению прогноза тягуна. Л., Гидрометеиздат, 1980. 61 с.
8. Bowen A.J., Guza R.T. Edge waves and surf beat // J.Geophys.Res. -1978, - 83, С4.- P. 1913-1920.
9. Крылов Ю.М., Стрекалов С.С., Дугинов Б.А. Физическая модель формирования длиннопериодных колебаний в поле ветровых волн. //Тр. Союзморниипроекта – 1979.- № 52. С. 52-65.
10. Макаров В.А., Трифонов В.Д., Устинов М.М. О явлении тягуна в черноморских портах // Океанология – 1984, № 12. С. 35-42.
11. Иванов В.А., Янковский А.Е. Длинноволновые движения в Черном море. – Киев: Наукова думка, 1992. – 110 с.
12. Балинец Н.А. Регионально-генетические принципы тягуна. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005. - вып.13. с. 179-187.

13. Балинец Н.А. Условия возникновения тягуна в портах Черного моря. //Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.-Севастополь: НПЦ«ЭКОСИ-Гидрофизика», 2007, вып. 15, с 362-369.
14. Интернет-журнал Meteoweb. URL:<http://meteoweb.ru/>
15. Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н., Горячкин Ю.Н., Дьяков Н.Н., Кубряков А.А., Станичный С.В. Гидрометеорологические условия морей Украины. т.2. Черное море. Севастополь: 2012, 420 с.

## 4.2 ЗАБРУДНЮЮЧІ РЕЧОВИНИ У ВОДНОМУ СЕРЕДОВИЩІ

Багато джерел сприяють забрудненню наносів в зоні водозбору річки: вологі і сухі викиди в атмосферу, сільськогосподарські стоки з ферм, тверді і розчинені речовини, що надходять з шахт, скиди зі звалищ, промислових підприємств і очисних споруд і прямі скиди в річки, озера і прибережні області моря.

*Джерела надходження біогенних речовин.* В даний час важко визначити природні і антропогенні джерела біогенних речовин, оскільки навіть природні джерела біогенних речовин (річковий стік, атмосферні опади, донні відкладення) схильні до антропогенної діяльності. Ці джерела, однак, можуть бути розділені на точечні і неточечні джерела. Точечні джерела (муніципальні і промислові стоки) - це викиди забруднюючих речовин, які надходять зі стаціонарного або стаціонарного обладнання, наприклад, з труб, каналів або каналізації.

Точечні джерела регулюються законами, які встановлюють обмеження на типи і кількість забруднюючих речовин, що потрапляють у воду. Неточечними джерелами викидів є річковий стік, атмосферні опади, зливовий стік, підземні води і донні відкладення. Дунай із середнім стоком 204 км<sup>3</sup> в рік є основним джерелом постачання біогенних речовин в Чорне море. За останні 50 років біогенні речовини в річковому стоці значно змінилися. Значення поживних речовин в стоці дельти Дунаю за період 1948-2000 рр. можуть бути розділені на наступні періоди:

Період I (1948-1960) - до зарегулювання і евтрофікації, період II (1977-1985) - початок процесів евтрофікації, а період III (1986-2000) - розвиток процесів евтрофікації. Дунай - друга велика європейська річка з величезним гирлом, розташована в двох країнах України і Румунії. Дунайська площа водозбору охоплює 15 європейських високоіндустріальних країн, які формують високий рівень антропогенного навантаження. Протягом останніх тридцяти років зміни даного навантаження впливають на річку, озера, лимани та Чорне море.

В даний час стік Дунаю повністю зарегульований. Цей фактор змінив гідрологічний режим. Ще одним фактором, що змінив гідрохімічний режим, є підвищення концентрацій біогенних речовин, перш за все азоту і фосфору. Це відобразилось на навколишньому середовищу річки, лиманах і озерах, і північно-західному шельфі Чорного моря. Евтрофікація, «цвітіння води» і придонна гіпоксія в результаті цього процесу, є причиною їх розвитку в північно-західній частині Чорного моря. У гирлової області річки якість води і донних відкладень погіршилась, знизилася улови риби і біорізноманіття організмів. В даний час новим джерелом евтрофікації є донні відкладення в прибережній зоні моря.

*Антропогенна компонента біогенного стоку річок.* З'єднання N і P визнані головним стимулятором процесу евтрофікації. Загальновідомо, що їх зміст в басейні збільшується через попадання промислових, комунальних і сільськогосподарських скидів у водне середовище, оскільки азот і фосфор присутні в складі всіх типів скидів. Не можна розділити ці сполуки на природні (надходять у воду в результаті механічної або хімічної ерозії і т. д.) і антропогенні за допомогою існуючих аналітичних методів. Антропогенний генезис азоту і фосфору бере участь і в природних циклах тому неможливо визначити походження азоту і фосфору [6].

Трансформація річкової води починається в дельті, оскільки швидкість потоку падає в рукавах. В результаті адсорбції частинці разом з сорбованою розчиненою речовиною швидко осідають. Це стосується як сполук фосфору (до 50% від загальної кількості), так і кремнію (до 30%) [7]. Таким чином, в дельті прісна вода стає чистішою, і відбувається процес хімічних перетворень деяких з'єднань.

*Динаміка забруднюючих речовин і евтрофікації в річці Дунай і місцевих водоймах.* Річка Дунай протікає майже по всій Центральній Європі, що означає, що обумовлює надходження відходів в річку від підприємств, розташованих в зоні водозбору. Тому явище «цвітіння води» і періодичні екологічні катастрофи на Дунаї є очевидно наслідками діяльності людини.

За основу взято водойми озер: Ялпуг, Кугурлуй, Кагул, Катлабух, Китай і, звичайно ж, річка Дунай, яка з'єднує всі ці озера один з одним. Основна проблема цих водойм полягає в підвищенні концентрації біогенних речовин (сполук азоту та фосфору). Ці питання мають вирішальне значення для самої річки Дунай і для всіх водойм у басейні.

Загально річне навантаження в районі Рені (Україна) складає 453 тис. тонн загального азоту, 14,3 тис. тонн загального фосфору. Необхідно враховувати, що надлишкова евтрофікація річкової води починається при вмісті азоту з концентрацією 0,2-0,3 мг / дм<sup>3</sup>, фосфору - 0,01-0,02 мг / дм<sup>3</sup>. Середній вміст азоту в дунайській воді в українській частині становить 1,55 мг / дм<sup>3</sup>, фосфору - 0,08 мг / дм<sup>3</sup> (рис. 4.2.1-4.2.4). Основною причиною забруднення (краще сказати надлишкової концентрації) поверхневих вод азотом і фосфорними сполуками є недостатній рівень очищення стічних вод, що надходять з муніципальних, промислових і сільськогосподарських точечних джерел і поверхневого стоку, а також органічного забруднення.

В умовах неглибоких мілководних озер Дунаю і потепління води високі концентрації біогенних речовин є причиною інтенсивного розвитку водоростей і вищих форм рослин (самозабруднення води органічними речовинами) і забезпечують деградацію водних організмів, руйнування водойм, їх замулення і відмирання.

За рівнем забруднення водойм: озера Катлабух, Ялпуг, Кугурлуй і Кагул є «помірно забрудненими», а озеро Китай відноситься до категорії «брудних».

Основною проблемою цих водойм є надмірне забруднення органічними речовинами (що перевищує норми якості води в 6-9 разів), високий рівень мінералізації води (що перевищує допустиме значення до 6 разів).

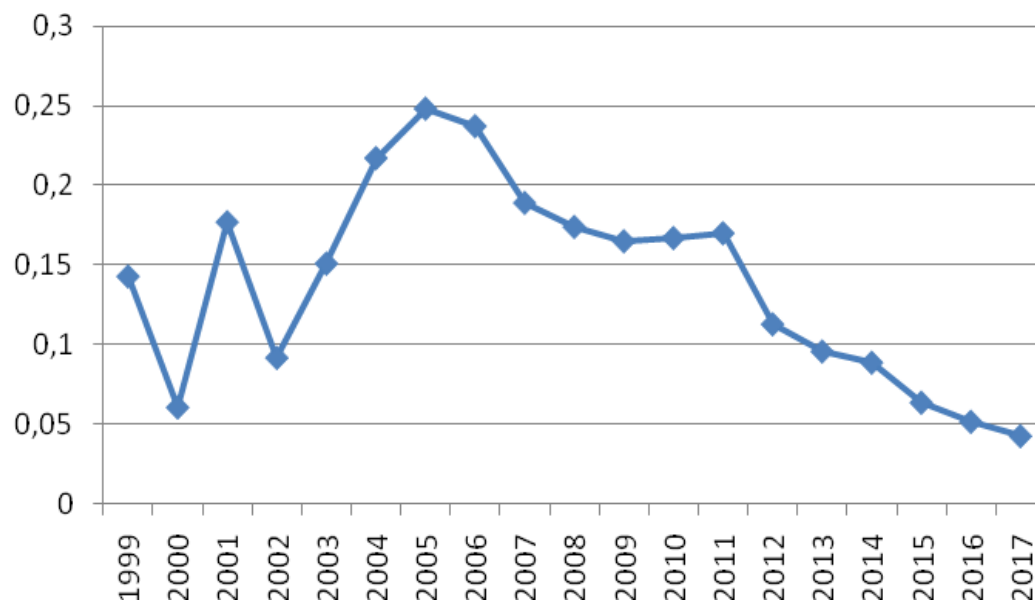


Рис. 4.2. 1 аміачний азот, (мг / дм<sup>3</sup>), Дунай, Рені

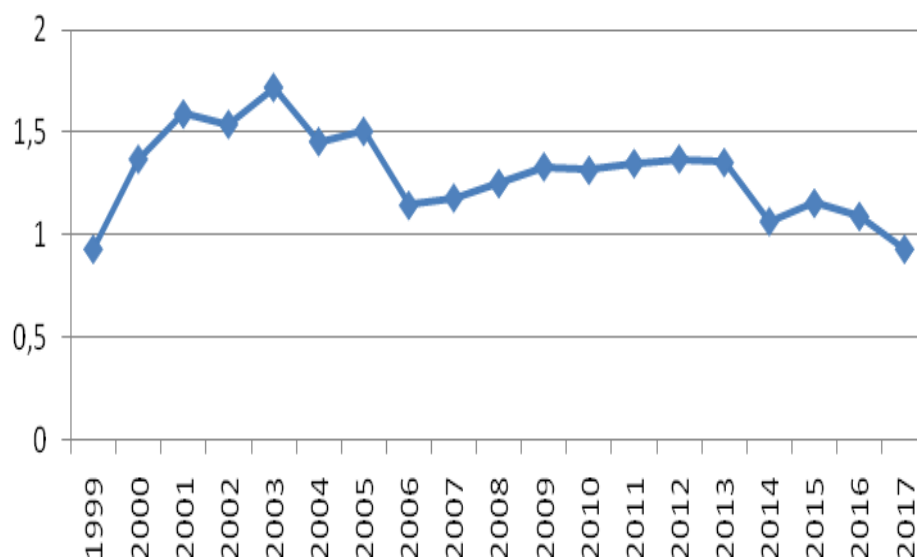


Рис. 4.2. 2 Азот нітратний, (мг / дм<sup>3</sup>), Дунай, Рені

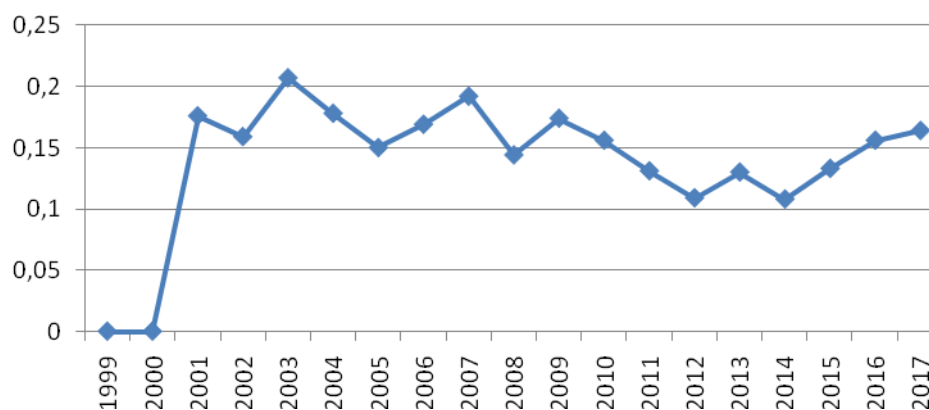


Рис. 4.2.3 Фосфати, (мг / дм<sup>3</sup>), Дунай, Рені

Основною формою азоту в прибережній зоні гирла Дунаю в період розвитку евтрофікації є органічний азот. Мінеральні форми складають 70 - 90% від загальної кількості, за винятком періоду повені - близько 50%. На поверхні мінливість концентрації дуже широка 0,020 - 15,946 мг л<sup>-1</sup>. Максимум був надзвичайно високий для морської води. Це було відзначено в період цвітіння води, особливо на поверхні [3].

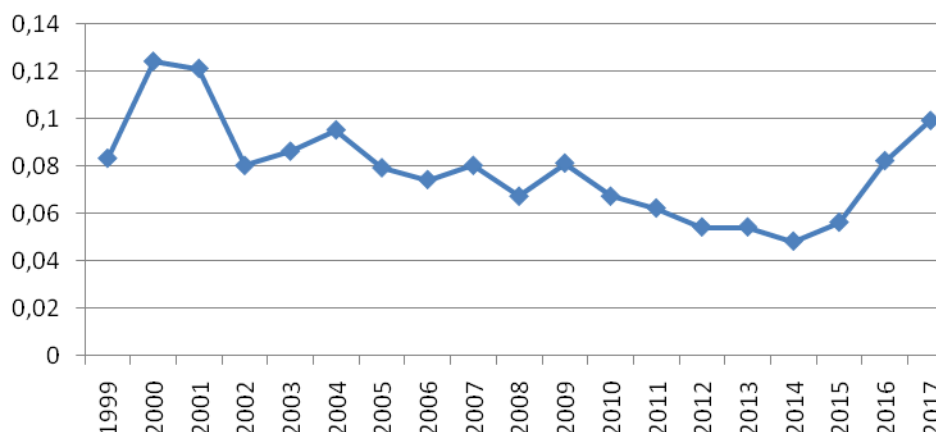


Рис. 4.2.4 Загальний фосфор, (мг / дм<sup>3</sup>), Дунай, Рені

Масштабні заходи по скороченню надходження фосфору з точечних джерел (стічні води) і дифузних джерел (сільське господарство) були ефективними, при цьому середня концентрація в озері була знижена. У верхній і середній течії річкових систем на донні відкладення переважно впливають такі джерела забруднення, як стічні води, шахтні води із затоплених шахт і атмосферні відкладення.

Заходи, що застосовуються до джерела забруднення, особливо важливі і можуть включати поліпшення традиційного очищення стічних вод, а також підходи до обробки на місці сильно забруднених стоків, таких як введення



активних бар'єрів (летючої золи, червоною бруду, кори дерев і т. д.) Для запобігання розсіювання важких металів при затопленні.

Під час повеней забруднення, можуть піддаватися великомасштабного розсіюванню в заплавах річок, на берегах у дамб і в місцях розташування польдерів. Складні суміші токсичних сполук і масштаб забруднення часто перешкоджають технічним заходам, таким як хімічний витяг або затвердіння забрудненого ґрунту та осадових матеріалів. Замість цього повинні бути прийняті альтернативні заходи, що враховують різні місцеві чинники, такі як якість ґрунту, відкладень у воді, швидкість потоку і динаміка рівня води. Вжиті заходи повинні бути гнучкими і легко пристосованими до умов, що змінюються. Тому будь-яка стратегія вирішення проблеми для таких ділянок повинна враховувати як хімічну стабілізацію, наприклад, процесами (посиленого) природного загасання і збільшення механічної стійкості (зниженої ерозії).

*Вплив річки на прибережну частину моря.* В деякі роки вплив Дунаю може займати 70 відсотків північно-західного шельфу Чорного моря; в інші роки це тільки 20-30 відсотків. Загальна площа Чорного моря, що знаходиться під впливом Дунаю, згідно зареєстрованої площі прісноводних видів фітопланктону, становить не менше 105 км<sup>2</sup>. Мінливість гідрохімічних параметрів залежить, головним чином, від річкового стоку, опадів, сезонного розподілу температури, гідробіологічної активності, особливо фітопланктону, і антропогенних факторів, таких як забруднення від промисловості і сільського господарства.

Природний цикл річкового стоку і регульований стік в річках також дуже важливий. Інтенсивний економічний розвиток і всебічне управління навколишнім середовищем привели до значного екологічного тиску на екосистему Чорного моря.

Розвиток процесу евтрофікації в Чорному морі відбувався в результаті збільшення кількості біогенних речовин в річковому стоці, пов'язаного з водою, збагаченої біогенними речовинами, що надходить з удобрених полів. При евтрофікації через річкового стоку був найбільш інтенсивним (1986-2000). Північно-західний шельф Чорного моря в даний час демонструє сильний дисбаланс в вуглецевому циклі.

Недавня евтрофікація характеризується зменшенням кількості поживних речовин, при цьому - збільшенням кількості органічних сполук в річковому стоці і в морській воді через регулювання всіх річок, що впадають в північно-західний шельф Чорного моря, і скорочення використання мінеральних добрив в сільському господарстві. Влітку мінералізація органічних сполук швидко виробляє поживні речовини, які провокують розвиток фітопланктону, тобто евтрофікацію.

*Забруднення в річкових рукавах дельти і на морському шельфі.* Мікроелементи (важкі метали) і, де можливо виявити, рівні забруднення

нафтою приблизно порівнянні серед відкладень трьох основних гілок Дунаю. Що стосується хімічного забруднення, то миш'як і ртуть, мабуть, є особливо проблемними елементами та заслуговують на особливу увагу в майбутніх дослідженнях поряд із забрудненням нафтою та іншими екотоксикологічними важливими (але все ще не поміченими) елементами, такими як Ag, Sb і Se.

Навпаки, Cr і Ni, мабуть, мають природне походження в дельті і вносять незначний вклад в токсичний потенціал відкладень в дельті Дунаю. Концентрація мікроелементів в гілках України (виражена як середнє  $\pm$  1 стандартне відхилення для всіх точок відбору проб і періодів відбору проб становить  $0,382 \pm 0,203$  для Cd,  $34 \pm 16$  для Cu,  $26 \pm 8,3$  для Pb і  $105 \pm 37$  для Zn (все цифри в мг кг<sup>-1</sup>) [8].

На узбережжі гирла Дунаю проведено порівняння середньої концентрації забруднюючих речовин в Україні та Румунії в донних відкладеннях.

Досліджено рівень забруднення донних відкладень на північно-західному шельфі Чорного моря. Порівнюючи сучасні дані з даними кінця 20-го століття і їх мінливістю за 30 років було відзначено значне збільшення (на два порядки) концентрації міді, свинцю і нікелю.

Можна відзначити, що в гирлі Дунаю тимчасова динаміка концентрації нафти в донних відкладеннях відображає техногенні преси протягом тривалого періоду (30 років). Концентрація ртуті як в українській, так і в румунській частинах Дунаю перевищує природний геохімічний стан відкритого моря в 2 і 7 разів відповідно. Концентрації миш'яку, фенолів, хрому та кобальту приблизно однакові в румунській і українській частинах Дунаю. Результати дослідження можуть бути показниками антропогенного впливу [9].

## ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

1. Rummel-Bulska, I. The Basel Convention: A global approach for the management of hazardous wastes [Текст] / I. Rummel-Bulska // In Proceedings of Hazardous Waste Conference (3-6 may 1993, Atlanta). – 1993. – P. 15-28.
2. Берлинский, Н.А. Районирование украинского сектора северо-западной части Черного моря (по гидрофизическим и гидрохимическим характеристикам) [Текст] / Н.А. Берлинский, Г.П. Гаркавая, Ю.И. Богатова // Сб. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь, 2000. – С. 9–24.
3. Гаркавая, Г.П. Формирование гидрохимических условий на устьевом взморье Дуная [Текст] / Г.П. Гаркавая, Ю.И. Богатова, Н.А. Берлинский // Сб. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь, 2000. – С. 133–141.
4. Gomoiu, M-T. New Approaches in the Assessment of the Black Sea Ecosystems Geo-Eco-Marina 9–10, 2003–2004. National Institute of Marine Geology and Geoecology Modern and Ancient Fluvial, Deltaic and Marine Environments and Processes [Текст] / M-T. Gomoiu // Proceedings of Euro. EcoGeoCentre, Romania. – 2004. – P. 8-25.
5. О руководящих принципах судоходства и экологической защиты дунайского бассейна. GE. 19-13533 (R) 190919 230919 [Электронный ресурс].–Режим доступа:  
<http://www.unece.org/fileadmin/DAM/trans/doc/2019/sc3wp3/ECE-TRANS-SC3-WP3-110r.pdf>
6. Berlinsky, N. Estuary of the Danube [Текст] / N. Berlinsky, Yu. Bogatov, G. Garkavaya // The Handbook of Environmental Chemistry. – Springer-Verlag: Berlin-Heidelberg.) – Vol. 5, Part H (Estuaries). – 2006. – P. 233–264.
7. Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии [Текст] / В.В. Гордеев – М.: Наука, 1983. – 230 с.
8. Vignati, D. Trace element contamination in the arms of the Danube Delta (Romania/Ukraine): Current state of knowledge and future needs [Текст] / D. Vignati, D. Secrieru, Yu. Bogatova, J. Dominik, R. Céréghino, N. Berlinsky, G. Oaie, S. Szobotka, A. Stanica // Elsevier: Journal of Environment Management. – 2013. –123. – P. 169–178.
9. Berlinskyi, N. Spatial and temporal variability of pollutants in the bottom sediments in the northwest part of the Black sea [Текст] / N. Berlinskyi, T. Safranov // Environmental Problems. – 2016. –Vol. 1, No. 1. – P. 73–76.

### 4.3 ДОВГОСТРОКОВІ СПОСТЕРЕЖЕННЯ ЗА ЗСУВНИМИ ПРОЦЕСАМИ В УКРАЇНІ НА УЗБЕРЕЖЖІ ЧОРНОГО І АЗОВСЬКОГО МОРІВ

З техногенних факторів, що впливають на процеси накопичення опадів в Азовському морі на сучасному етапі, особливо слід виділити зарегульованість стоку річок, стоки і викиди забруднюючих речовин, що викликають перебудову екосистеми водойми. Промислове і сільськогосподарське виробництво, діяльність портових служб, судноплавство і днопоглиблювальні роботи, звалища ґрунту, рекреаційне використання узбереж також обумовлюють різноманітне і інтенсивне надходження техногенного матеріалу в акваторію (рис.4.3.1).

Обсяги надходжень техногенного матеріалу можна порівняти з обсягами сучасного природного накопичення опадів, що іноді перевищують його [5].

У той же час сучасний стан берегів Азовського моря, так само як і Чорного моря, характеризується переважанням абразійних процесів. Руйнації піддаються берега, складені переважно лесовідними суглинками, що підстилають скіфськими глинами, хапровські і танаїські пісками. Таким чином формується баланс витрати і накопичення опадів. В даний час все більше заявляє про себе, що склався протягом голоцену гострий дефіцит наносів [6 - 9]. В результаті основна кількість вітро-хвильової енергії витрачається не на переміщення наносів, а на зміну абразійних форм прибережно-морського рельєфу.

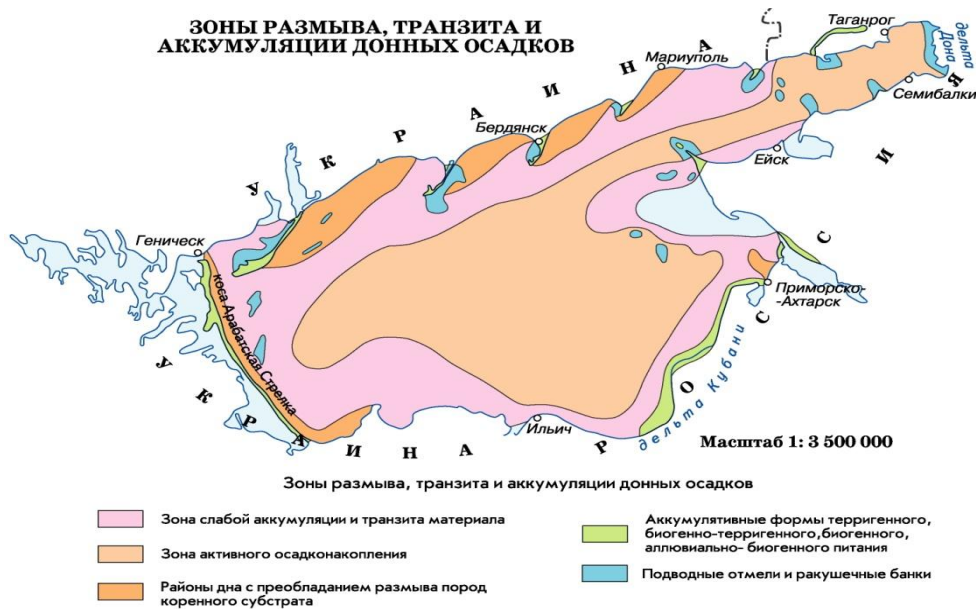


Рис. 4.3.1. Зони розмиву, транзиту і акумуляції донних опадів по [7].

З іншого боку, береги України складені в основному осадовим комплексом гірських порід неоген-палеогенового віку. Вони представлені глинистими породами, глинами, суглинками і супісками, які помітно реагують на вологу, піддаються дезінтеграції і розчиненню. Частина порід представлена скельними різновидами, в основному вапняками (черепашковими, мшанковими, оолітовими), частково - пісковиками, сланцями і виверженими породами.

Вони піддаються стиранню і розчиненню. На багатьох ділянках шари порід перемятих, поширені делювіальні відкладення [6, 7]. Тому треба брати до уваги, що переважає міцність порід IV - V класів за ступенем опірності абразії, від яких залежить не тільки швидкість абразії, але також і літодинамічна здатність абразії. У зв'язку з цим реально вона була типовим природним процесом протягом голоценових періоду формування сучасної берегової зони (рис. 4.3.2).

Трансгресія відбилася нерівномірно вздовж морського берега. Морські води просувалися швидше в річкові долини і в днища складок земної кори. В результаті утворилися інгресійні затоки, які згодом перетворилися в лимани і лагуни. Вододіли, що знаходилися між ними, ставали на шляху трансгресії і піддавалися абразійному зрізу. У верхньому голоцені почалося активне вирівнювання берега за рахунок відсікання бухт, лиманів і лагун пересипами, а також за рахунок абразії кліфів.

Такий загальний абразійний уріз мобілізував значну кількість осадового матеріалу, який пішов на появу пересипу, кіс і терас прибережно-морського походження. На деяких ділянках ці форми складені черепашковим матеріалом, зокрема, більшість - на Азовському морі (Арабатська Стрілка, коси «азовського типу»).



Рис. 4.3.2. Типы берегов по [7]

Динаміка вод Азовського моря утворює *морські акумулятивні* форми рельєфу в результаті процесу акумуляції, т. е. накопичення і седиментацію зважених речовин. До таких утворень відносяться численні коси Азовського моря. На узбережжі, на схилах долин трапляються відрив і переміщення мас порід, що викликають обвали, осипи і обвали, що формують *гравітаційні* форми рельєфу. Вони характерні для місць, де поєднуються великий перепад висот і наявність водоносного горизонту, а також механічні навантаження. Обвали і зсуви призводять до значних руйнувань і витрат при відновленні різних об'єктів.

За походженням улоговина Азовського моря - Неотектонична депресія на кордоні Східно-Європейської платформи і Середземноморського рухомого пояса. Тому рельєф дна моря і його заток одноманітний: схил, досить крутий для берега, переходить у рівне плоске дно, в центрі якого спостерігаються найбільші глибини. Товща порід, схильних до розвитку в них екзогенних геологічних процесів, складена палеогеновими, неогеновими і четвертинними відкладеннями [9].

Велика кількість кос - характерна особливість берегів Азовського моря. Коси є і на сході і на півдні. Однак, коси, орієнтовані вглиб Азовського моря є тільки на північному узбережжі, це результат тривалої роботи морських хвиль і течій, наливших уздовж берега черепашиник (рис. 4.3.3). Швидкості течій в придонному шарі моря, викликаних дією штормових вітрів, що досягають значень  $0,59 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , здатні викликати інтенсивні літодінамічні процеси в прибережній зоні Азовського моря (рис. 4.4.4) [10, 11].



Рис. 4.3.3. Донні опади по [7]



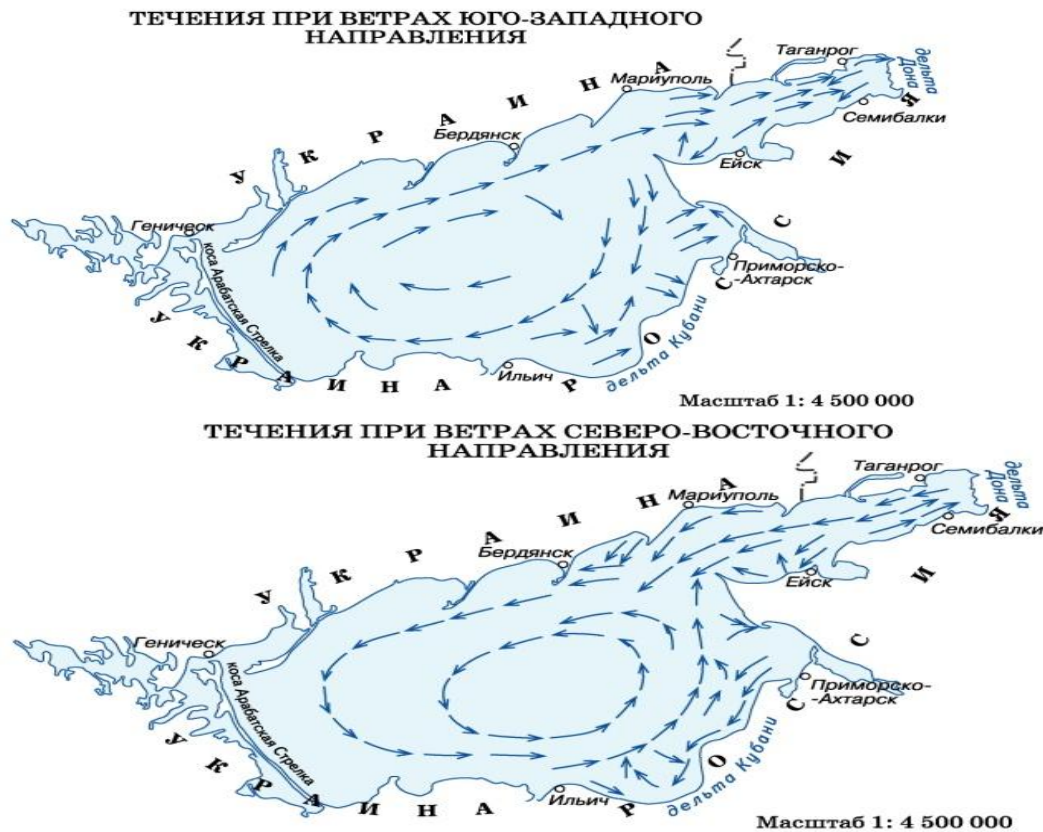


Рис. 4.4.4. Вітрові течії Азовського моря по [12]

Підвищення рівня моря в період з 1977 по 2002 рр. було пов'язано зі збільшенням західної складової вітрів, що призводило до збільшення частоти нагонів, як в Таганрозькій затоці, так і власне в Азовському морі, а також збільшення кількості опадів, принесені західними вітрами з Атлантики [13]. При цьому середньорічний рівень Азовського моря мав тенденцію до підвищення. Максимальні середньомісячні рівні відзначалися в червні-липні, мінімальні - в жовтні-листопаді.

У береговій зоні Азовського моря в цілому виявлено циклічність різного ступеня швидкості абразії від 1 до 4 м · год<sup>-1</sup> (у виняткових випадках до 15м в рік). Високі швидкості руйнування берегів зафіксовані в періоди 2004-2005 і 2013-2014 рр., що пов'язано зі збільшенням повторюваності нагінних вітрів і хвилювань, катастрофічних підйомів рівня на південній ділянці моря і падінь рівня - на північному [14, 15].

Коливання рівня Азовського моря викликаються багатьма факторами, що діють одночасно і, в свою чергу, часто, відображаються на абразії. На море можна виділити два основних види коливань рівня - об'ємні багаторічні і денівеляційні (згінно – нагінні та сейшеві). Найбільший розмах коливань пов'язан зі згінно – нагінними явищами.

Сильні західні і південно-західні вітри наганяють воду з Азовського моря в Таганрозьку затоку і створюють підпори води в гирлі Дону. Східні та північно-східні вітри, найбільш поширені в Таганрозькій затоці, навпаки, зганяють воду, зменшуючи її обсяг в затоці. При значних підйомах рівня можливе затоплення портів, зокрема причалів, руйнування гідротехнічних споруд, складських приміщень, житлових будівель.

При значному зниженні рівня зменшується і без того обмежена глибина підхідних каналів, що порушує роботу флоту. Коливання рівня біля берегів Таганрозької затоки є найбільшими для всього Азовського моря. Сильні сгони і нагони не тільки порушують нормальну роботу цілого ряду промислових і виробничих об'єктів, а й іноді набувають характеру грізних стихійних лих. Як приклад слід відзначити часті зсуви в Донецькій області: Мангушський і Новоазовський райони, Приазовський район в Запорізькій області. Критичною ситуація в районі узбережжя Азовського моря стає в останні 10-12 років.

Середній багаторічний рівень моря в порту Маріуполь розрахований з 1923 по 2007 року становить 471 см. Середній багаторічний рівень за останні 30 років (1977-2007 рр.) - 480 см. Зареєстрований максимальний рівень - 600 см був 06.07.1985г., А мінімальний - 324 см 11.11.1993 р. Згідно Лоції Чорного і Азовського морів: 540 см-критичний при нагоні; 560 см - небезпечний при нагоні; 601 см - стихійний при нагоні; 430 см - критичний при сгоні; 411 см - небезпечний при сгоні; 351 см - стихійний при сгоні. При розгляді щомісячних середніх рівнів в порту Маріуполь в період з 1985 по 2016 рік і побудові лінії тренду, відмічено підвищення рівня моря на прибережній території (рис. 4.4.5).

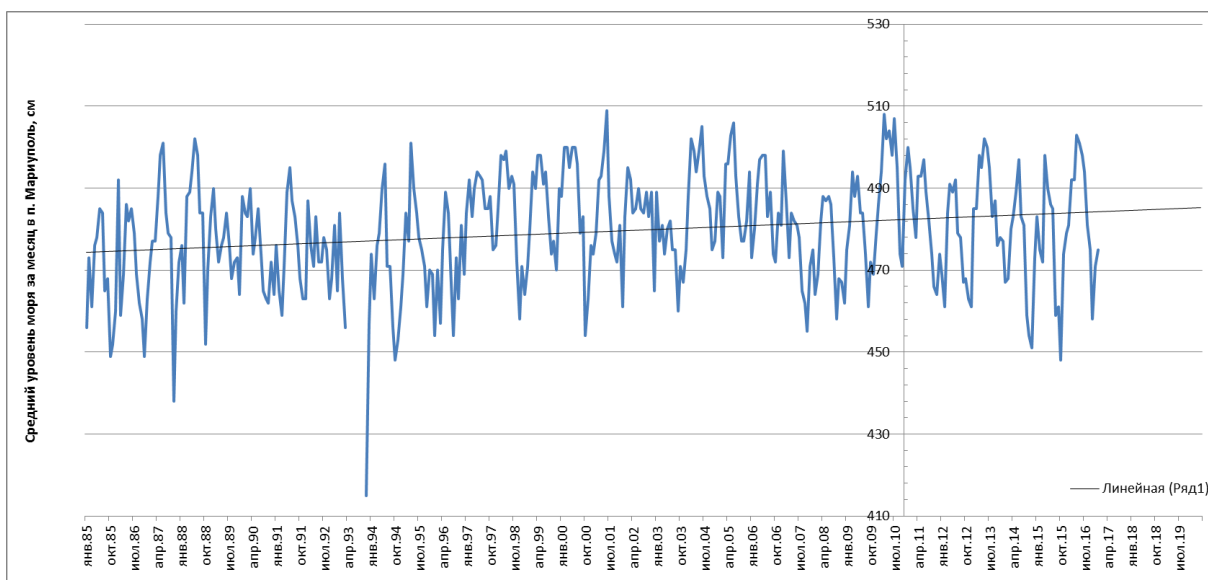


Рис. 4.4.5. Динаміка рівня моря в п. Маріуполь



На графіку значення вертикальної осі віднесені до листопада 2010 року, коли за даними Державної служби України з надзвичайних ситуацій активізувався зсувний процес і утворився новий зсувний блок. При цьому з січня по серпень 2010 року відзначено середньомісячний підвищений рівень моря від 486 до 508 см, а в лютому і березні 2010 року зафіксовано максимальні значення рівня 551 і 538 см відповідно, що є практично критичним рівнем при нагоні.

На жаль, в 80-90-ті роки минулого століття не виконувалися сучасні, профільні спостереження, і геодезична мережа, створена в даному районі досліджень і закріплена на місцевості закладкою в землю центрів, в той час була відсутня, що не дозволяє вивчити залежність процесів в попередні терміни.

Як приклад практичного використання і актуальність досліджень аналіз даних прямих вимірювань і графічного матеріалу в 2014 р, показав стійкий розвиток зсувів зокрема в районі села Мелекіно. При цьому, прямої статистичної залежності між зміщенням поверхні і розмиванням берегової лінії не відзначено. Досить очевидно, що основний вплив на розвиток зсувних процесів в даному районі визначає розмив берегової лінії, в тому числі вітровими хвилями при підвищенні середнього рівня моря, де використовувалася геодезична мережа підприємства Кримгеологія. Але після подій 2014 року, дані про неї загублені.

При вивченні знімків супутників дистанційного зондування Землі компанії DigitalGlobe, USGS LandLook і Sentinel можна виділити наступні місця з вираженими прибережними динамічними процесами (рис. 4.4.6) на українському узбережжі Азовського моря, які потребують особливої уваги:

- 1). Устя протоки Тонкою (м Генічеськ, Херсонська обл.);
- 2). Оголовок коси Бірючий острів (Херсонська обл.);
- 3). Устя Молочного лиману (Запорізька обл.);
- 4). Прибережний район Орлівки (Запорізька обл.);
- 5). Оголовок Обіточної коси (Запорізька обл.);
- 6). Прибережний район Приморська (Запорізька обл.);
- 7). Прибережний район Луначарського (Запорізька обл.);
- 8). Прибережний район Бабах-Тарама (Донецька обл.);
- 9). Прибережний район Юр'івка (Донецька обл.);
- 10). Прибережний район Мелекіно (Донецька обл.);
- 11). Прибережний район Безіменне (Донецька обл.).

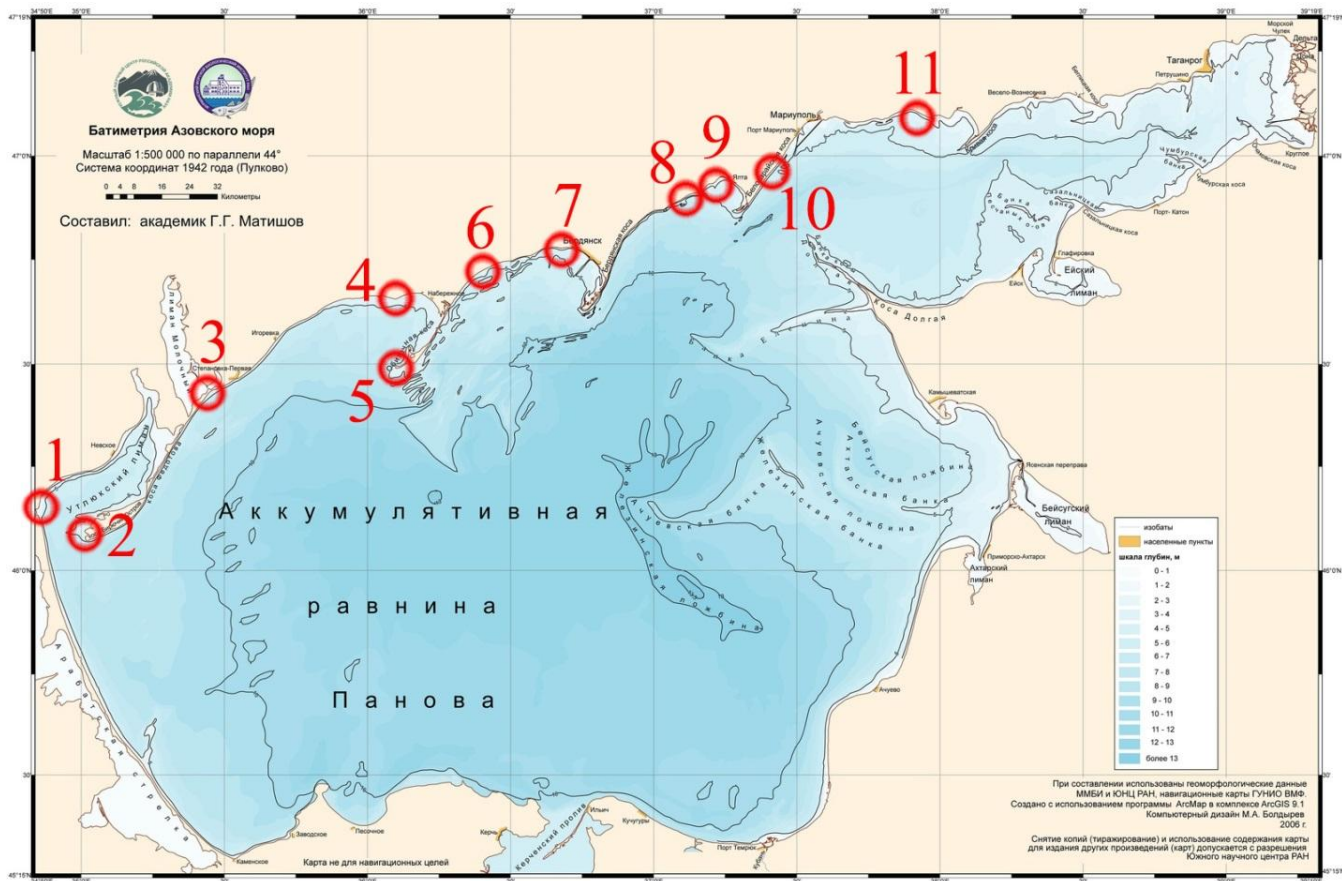


Рис. 4.4.6. Місця явно виражених прибережних динамічних процесів

Розглядаючи західний український берег, слід звернути увагу на протоку Генічеський, яка складається з двох рукавів - Тонкий і Арабатську. В останні роки відзначається стабільне обміління підхідного каналу з утворенням острова з наносів уздовж каналу. Глибини в районі портопункту Генічеськ підтримуються стоком з Сиваша.

Зменшення глибин в районі Генічеського і Арабатської протоки стали спостерігатися після березня 1970 року народження, з тих пір як утворилась Арабатська протока. Режим течій в Генічеський протоці визначається переважно поздовжнім градієнтом тиску внаслідок перепаду рівня на його кордонах і переважаючими в районі вітрами. Особливістю течій в протоці є їх односпрямованість. Аналіз даних натурних спостережень [17 - 20] показав, що переважний перенос вод в протоці відзначається з Азовського моря в затоку Сиваш.

У квітні-травні при підвищених значеннях рівня моря, внаслідок паводка Дону і Кубані, а також досить великих середньомісячних швидкостях вітру повторюваність азовських течій за 1939-2008гг. склала 61-67%, при середніх швидкостях 23-24 см·с<sup>-1</sup> і витратах води 58-62 м<sup>3</sup>·с<sup>-1</sup>. Сиваські течії

спостерігаються в протоці Тонкій при впливі вітрів західних румбів. За період 1939-2008 рр. їх повторюваність склала 36% при середній швидкості 16 см·с<sup>-1</sup>. З 2007 року по теперішній час середньорічні величини перевищення рівня Азовського моря над затокою збільшилися до 10-13 см. Аналізуючи супутникові знімки району обох рукавів (Тонкий і Арабатську) можна помітити різке збільшення наносів після 2014 року. Однією з можливих причин - це припинення з 2014 року зрошувального землеробства в Криму через скасування подачі води до Криму через Північно-Кримський канал, в результаті чого різко зменшилися скиди прісних вод в затоку Сиваш.

Припинення зрошувального землеробства в Криму після 2014 року призвело до осолонення затоки Сиваш і його обміління, збільшення повторюваності течій з Азовського моря в затоку Сиваш супроводжує переносу і відкладенням наносів в прибережній зоні. А морфологія берегів і проток підтримує в руслі водотоку природної глибини для даної акваторії.

Переважаючими для узбережжя і відкритої частини Азовського моря є східні і північно-східні вітри. У початковий період при дії помірного північно-східного вітру напрямом течій збігається з напрямком вітру на всій акваторії моря. Потім, при тривалому північно-східному вітрі у коси Арабатська стрілка відзначається нагін води і на акваторії моря формуються дві різні схеми течій.

Якщо над всім морем швидкість північно-східного вітру однорідна або в північній частині моря вона більше, ніж в південній, то в західній частині моря формується циклонічна конвергенція. Спостереження за зміною берегової лінії в районі оголовка коси Бірючий острів показує також зростання берегових відкладень за рахунок наносів і акумуляції черепашнику.

## ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

1. Шуйский Ю.Д. Взаимодействие геосфер в зоне сопряжения суши / Ю.Д. Шуйский // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон морях. МГИ, 2013. – Вып. 27. – С. 341-352.
2. Ивлиева О.В. Современное состояние абразионных и аккумулятивных берегов Азовского моря/ О.В. Ивлиева, Л.А. Беспалова, А.Е. Цыганкова, К.С. Сушко, А.Ю. Комогоров // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. МГИ, 2015. – Вып. 1. – С. 40-46.
3. Выхованец Г.В. Эоловый процесс на морском берегу / Г.В. Выхованец. – Одесса: Астропринт, 2003. – 368 с.
4. Выхованец Г.В. Экспедиционные исследования береговой зоны Черного и Азовского морей сотрудниками кафедры физической географии и природопользования (государственного) университета / Г.В. Выхованец // Вісник ОНУ. Сер.: Географічні та геологічні науки. – 2015. – Т. 20, вип. 1. – С. 114-130.
5. Ивлиева О.В. Техногенный седиментогенез в Азовском море/ О.В. Ивлиева // Автореф. дисс. ... д-ра геогр. наук. Ростов-на-Дону, 2007. – 48 с.
6. Копылов С.А. Донные осадки Азовского моря как основания подводных нефтегазопроводов. Автореф. дисс... к-геол.-минер. наук. – 1984. <http://earthpapers.net/donnye-osadki-azovskogo-morya-kak-osnovaniya-podvodnyh-neftegazoprovodov>
7. Моря России – Азовское море <https://geographyofrussia.com/morya-rossii-azovskoe-more/>
8. Шуйский Ю.Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей / Ю.Д. Шуйский. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 240 с.
9. Шуйський Ю.Д. Вивчення берегової зони України/ Ю.Д. Шуйський // Український географічний журнал. – 1993. – No 2.– С. 26-32.
10. Кузьменко Э.Д. Избыточное увлажнение как фактор активизации оползней склонах Киевского водохранилища/ Э.Д. Кузьменко, А.П. Никиташ, Е.А. Яковлев, Ю.В. Герук // Geoinformatica, 2017. – No 1, (61). – С. 51-62.
11. Sassa K., Canuti P., Yin Yu. Landslide Science for a Safer / Kyoji Sassa, Paolo Canuti, Yueping Yi // Geoenvironment. –Targeted Landslides. Bücher: Springer Link, Springer, 2014. – Vol. 3. – 717 p.
12. Климатический атлас Азовского моря 2006 NOAA Atlas NESDIS 59. National Oceanic and Atmospheric Administration. <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/AZOV2006/DOC/russian.pdf>
13. Shuisky Y.D. Erosion and Coastal Defense on the Black Sea Shores / Y.D. Shuisky // Directions in European Coastal Management. Eds by M.G. Healy & J.P. Doody. – Cardigan: Samara Publ. Ltd (UK), 1995. – P. 207-212.
14. Arkhipkin V.S. Wind waves in the Black Sea: results of a hindcast study / V.S. Arkhipkin, F.N. Gippius, K.P. Koltermfnn, V.A. Surko // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. – 2014. – P. 2883-2897.

15. Oaie G., Seghedi A., Radulelescu V. Natural marine hazards in the Black Sea and the system of their monitoring and real-time warning / G. Oaie, A. Seghedi, V. Radulelescu // *Geo-Eco-Marina*. – 2016. – No.22. – P. 5-28.
16. Стешенко Е.С. Динамика уровня Азовского моря в современный период. Институт наук о Земле, Южный федеральный университет, Актуальные проблемы наук о земле / Е.С. Стешенко, Л.А. Беспалова // *Сб. тр. Ростов-Дон*. – 2015. – С. 286.
17. Дьяков Н.Н. Водообмен залива Сиваш с Азовским морем через пролив Генический (Тонкий) / Н.Н. Дьяков, А.А. Белогудов // *Труды ГОИН*. – 2015. – Вып. 216. – С.240-253.
18. Дашкевич Л.В. Средние температура воды и соленость Азовского моря – региональные аспекты/ Л.В. Дашкевич // *Экология. Экономика. Информатика. Серия: Геоинформационные технологии и космический мониторинг*. – 2018. – Вып. 3. – С. 14-18. doi: 10.23885/2500-123x-2018-2-3-14-20.
19. Дашкевич Л.В. Анализ климатических факторов по данным наземных наблюдений и спутниковым снимкам, на примере Таганрогского залива [Текст] / Л.В. Дашкевич, В.В. Кулыгин // *Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем: мат-лы Всерос. конф. «Экология. Экономика. нформатика»* (п. Дюрсо, 4–9 сентября 2017 г.). Ростов-Дон: Изд-во ЮФУ, 2017. – Т. 1, № 2. – С. 216-226.
20. Dashkevich L.V., Berdnikov S.V. Climatic changes and salinity of the Sea of Azov for 100 years // *Proceedings of the 16th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2016* (Albena, 28 June – 6 July, 2016). New York: Curran Associates, Inc., 2016. – Book 3. – Vol. 2. – P. 719-726. doi: 10.5593/SGEM2016/B32/S15.094.

## РОЗДІЛ 5 УЗАГАЛЬНЕННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ

### 5.1 МІНЛИВІСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЬОДОВОГО РЕЖИМУ В ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ ЧОРНОГО МОРЯ І В АЗОВСЬКОМУ МОРІ. МІНЛИВІСТЬ НЕБЕЗПЕЧНИХ МОРСЬКИХ ГІДРОЛОГІЧНИХ ЯВИЩ В ПОРТАХ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ

#### ЧОРНОГО МОРЯ

##### 5.1.1 Мінливість характеристик льодового режиму в північно - західній частині Чорного моря

Льодовий режим Чорного моря доволі добре вивчено, і в літературних джерелах [1,2,3,4] представлено характеристики його мінливості. Наведемо деякі результати власних розрахунків характеристик мінливості льодового режиму в північно-західній частині Чорного моря.

В таблицях 5.1.1 і 5.1.2 представлено статистичні характеристики мінливості дат появи і дат очищення від льоду на станціях північно-західної частини Чорного моря.

Таблиця 5.1.1 - Статистичні характеристики мінливості дат появи льоду на станціях північно-західній частині Чорного моря

Хар-ка Станція	Середня	Рання	Пізня	Стандартне відхилення	Розмах (дні)
Очаків(лиман)	22.12	18.11	8.02	14.3	82
Очаків(море)	27.12	19.11	9.02	16.3	82
Аджігюл	6.12	8.11	3.01	11.6	56
Парутине	15.12	10.11	29.01	12.3	80
Станіслав	6.12	17.10	18.01	15.8	93
Касперовка	28.12	14.11	4.03	18.3	110
Херсон	9.01	8.12	20.02	12.7	74
Прогнойск	13.12	16.11	5.02	12.9	81
Чорноморськ	22.01	3.12	27.02	12.1	86
Одеса	13.01	30.11	9.02	12.2	71
Миколаїв	9.12	15.11	19.01	10.8	65

Таблиця 5.1.2 - Статистичні характеристики мінливості дат очищення від льоду на станціях північно-західній частині Чорного моря

Хар-ка Станція	Середня	Рання	Пізня	Стандартне відхилення	Розмах (дні)
Очаків(лиман)	8.03	11.01	8.04	12.9	56
Очаків(море)	6.03	11.01	2.04	13.5	50
Аджігіюл	12.03	17.02	3.04	8.8	45
Парутине	9.03	12.01	6.04	13.7	84
Станіслав	8.03	12.01	2.04	10.7	65
Касперовка	2.03	17.01	24.03	10.1	67
Херсон	28.02	11.01	30.03	11.8	78
Прогнойск	12.03	12.02	4.04	9.0	51
Чорноморськ	16.02	22.01	31.03	13.3	68
Одеса	28.02	11.01	1.04	16.2	80
Миколаїв	13.03	24.01	5.04	13.2	71

Поява льоду на станціях північно-західній частині Чорного моря спостерігається в різні дати. Раніше за все поява льоду відбувається на станціях Станіслав і Аджігіюл і припадає на 6 грудня, а пізніше - на станціях Одеса і Чорноморськ – 13 і 22 січня відповідно. В окремі роки лід з'являється на початку або в середині листопада і навіть в другій половині жовтня. Самі пізні дати появи льоду спостерігаються в кінці січня і в першій половині лютого. Між річна мінливість дат появи льоду дуже велика і характеризується розмахом, що змінюється від 56 до 110 днів. Стандартні відхилення по всіх станціях доволі значні, що свідчить про велику між річну мінливість дати появи льоду в досліджуваному районі і є характерним для морів з нестійким льодовим режимом.

Очищення від льоду на більшості станцій відбувається в середньому в першій декаді березня і лише в Чорноморську, Одесі і Херсоні – в другій і третій декаді лютого. Самі рані дати очищення припадають на середину або кінець січня, а пізні – на перші дні квітня. Розмах між річних коливань змінюються 45 до 80 днів, що декілька менше ніж розмах коливань дат появи льоду.

Результати розрахунків статистичних характеристик мінливості тривалості льодового періоду і кількості днів з льодом – середні,

максимальні, мінімальні значення, стандартні відхилення представлено в таблиці 1.1.3.

Таблиця 5.1.3 - Статистичні характеристики мінливості тривалості льодового періоду і кількості днів з льодом

Станція	Тривалість льодового періоду (дні)				Кількість днів з льодом			
	Серед- ня.	Макс.	Мин.	Станд відх.	Серед - ня	Макс	Мин	Станд відх.
Очаків лиман	77	121	11	27,4	62	114	10	27,6
Очаків море	70	109	4	25,8	48	102	4	22,8
Аджігіюл	96	140	57	20,7	68	118	10	26,5
Парутине	84	133	33	24,9	66	118	12	29,6
Станіслав	93	139	46	24	66	119	15	24,2
Касперовка	65	109	1	28,9	45	103	1	25,4
Херсон	47	100	0	25,6	35	92	0	21,4
Прогнойськ	92	140	25	25,6	72	117	19	23,5
Чорноморськ	32	86	0	24,3	20	59	0	18,2

Аналізуючи отримані результати можна відзначити, що з усіх розглянутих станцій найбільш тривалий льодовий період спостерігався на станції Аджігіюл і складає в середньому 96 днів, а найменш тривалий на станції Чорноморськ – 32 дні. Максимальні значення дорівнюють на цих станціях 140 і 86 днів відповідно. Кількість днів з льодом на всіх станціях менша, ніж тривалість льодового періоду. Це свідчить про неодноразову появу і танення льоду продовж зимового сезону. Максимальна середня кількість днів з льодом спостерігалася на станції Прогнойськ і дорівнює 72 дні, мінімальна в Чорноморську - 20 днів. Між річна мінливість кількості днів з льодом дуже велика. Наприклад на станції Станіслав максимальне значення складає 119 днів, а мінімальне - лише 15 днів.

Статистичні характеристики мінливості суворості зими в північно-західній частині Чорного моря (суми градусів-днів морозу) розраховувались за весь період спостережень - з зимового сезону 1925-26рр. по зимовий



сезон 2017-18рр., а також за останні 30 років і 18 років ХХІ -го століття. За 1942 -43 рр. розрахунки суворості зими відсутні. Результати показано в таблиці 1.1.4.

Таблиця 5.1.4 - Статистичні характеристики мінливості суми градусів-днів морозу (середні, максимальні, мінімальні значення і стандартні відхилення) за весь період спостережень, за останні 30 років і 18 років ХХІ-го століття

Статистичні характеристики, період	Середня	Максимальна	Мінімальна	Стандартне відхилення
1925-2018 рр.	239	840 (1953-54 рр.)	47 (1974-75 рр.)	110
1988-2018 рр.	168	404 (1995-96 рр.)	67 (2006-07 рр.)	65
2000-2018 рр.	162	400 (2002-03 рр.)	67 (2006-07 рр.)	65

За 87 річний період середня сума градусів-днів морозу дорівнює 239, а зимовий сезон 1953-54 рр. залишається самим холодним на Чорному морі і сума градусів-днів морозу більш ніж в три рази перевищувала середнє значення. Найменше значення припадає на зимовий сезон 1974-75 рр. і склало всього 47, що в п'ять разів менше середнього значення. Стандартне відхилення також доволі високе, що свідчить про значну між річну мінливість суворості зим в Чорному морі. За останні 30 років середня сума градусів-днів морозу зменшилась в 1,4 рази, а максимальна - більш ніж в 2 рази в порівнянні з усім періодом. За 18 років ХХІ-го століття ці характеристики практично не змінились.

Аналіз просторових коефіцієнтів кореляції між характеристиками льодового режиму показав, що для станцій Дніпро-Бузького лиману дати

появи льоду статистично пов'язані між собою і слабо, або зовсім не пов'язані з датами появи льоду в Одесі і Чорноморську. В той же час між датами появи льоду в Одесі і Чорноморську зв'язки доволі тісні. Для дат очищення від льоду коефіцієнти просторової кореляції на всіх станціях доволі високі і вище, ніж для дат появи. Ці результати свідчать про різні механізми утворення льоду в морі і очищення від льоду. Просторові коефіцієнти кореляції як для кількості днів з льодом так і для тривалості днів з льодом на всіх станціях досліджуваного району дуже високі. При цьому кількість днів тісніше пов'язана на різних станціях, ніж тривалість льодового періоду.

Проводився також кореляційний аналіз між датою очищення від льоду, тривалістю льодового періоду і кількістю днів з льодом. Результати аналізу показали, що на більшості станцій простежуються доволі тісні зв'язки між цими характеристиками, причому коефіцієнти кореляції між датами очищення від льоду і кількістю днів з льодом більш високі, ніж з тривалістю льодового періоду, з чого можна зробити висновок, що дата очищення від льоду в значній мірі залежить від кількості днів з льодом. Спостерігаються тісні кореляційні зв'язки між датами очищення від льоду і середньою за зиму льодовитістю і сумами градусів-днів морозу. Ці закономірності ураховуються в прогнозах льодових характеристик на морях.

Між річні зміни тривалості льодового періоду по всіх станціях досліджуваного району аналізувались за період 1959-1996 рр. і за період 1999-2016 рр. і представлено рис.1.1.1. і 1.1. 2.

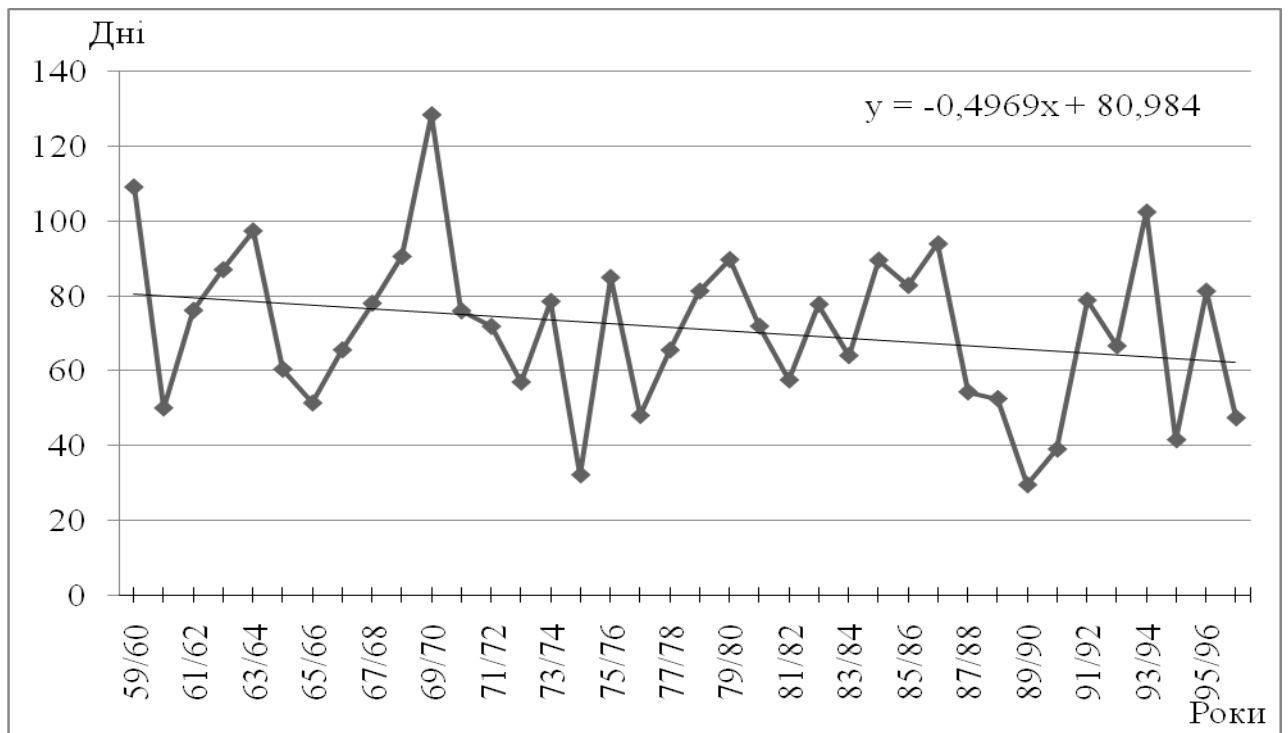


Рисунок 5.1.1 - Між річні зміни тривалості льодового періоду (в днях) по всіх станціях північно-західній частині Чорного моря за 1959-1997 рр.

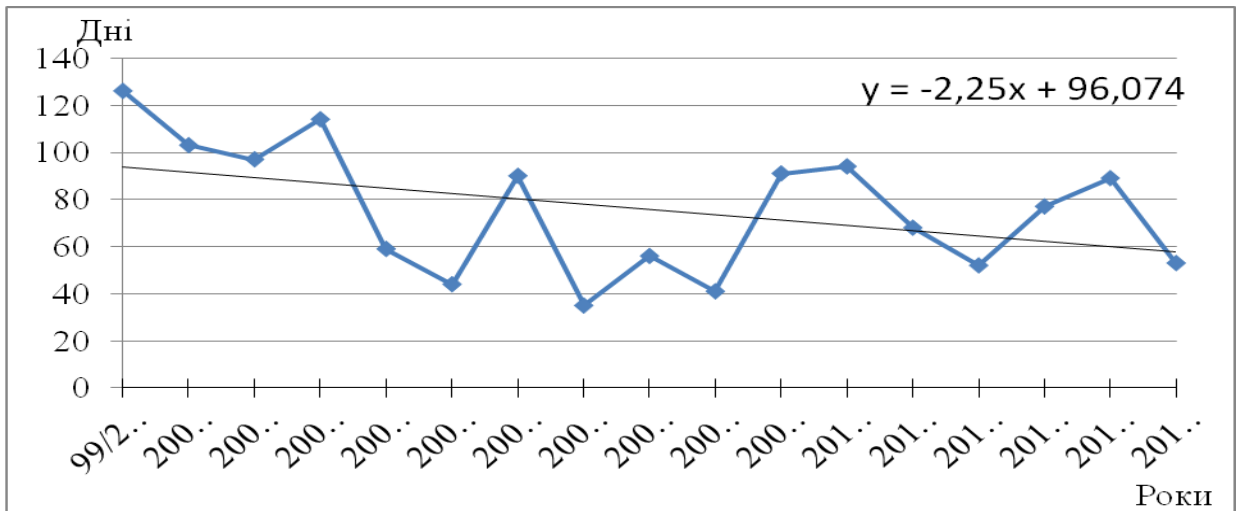


Рисунок 5.1.2 - Між річні зміни тривалості льодового періоду (в днях) по всіх станціях північно-західній частині Чорного моря за 1999-2016 рр.

З графіків можна бачити, що в другій половині ХХ століття тривалість льодового періоду в північно-західній частині зменшувалась з середньою швидкістю 0,5 днів за рік, в той час як в ХХІ столітті швидкість зменшення зросла до двох днів за рік. Ці результати добре узгоджуються з між річними змінами суми градусів-днів морозу в Чорному морі, представленими в таблиці 1.1.4 і даними [4].

### 5.1.2 Мінливість характеристик льодового режиму в Азовському морі

Льодовий режим Азовського моря досить добре вивчений. За 90-річний період досліджень накопичено, узагальнено і проаналізовано великий фактичний матеріал про льодові умови Азовського моря. Аналіз літературних джерел [5-22] докладно представлено в проміжному звіті. Розглянемо головні результати досліджень мінливості льодових умов за даними спостережень на станції Маріуполь. Для аналізу багаторічних змін льодових умов в останні роки використовувалися дані за 2007-2019рр, які було отримано з [23]. Аналізувались такі характеристики - тривалість льодового періоду, дати появи льоду і очищення моря від льоду. Для порівняння використовувалися дані характеристик льодового режиму за різними типами зими ( табл. 1.2.1) і багаторічні характеристики для різних часових періодів ( табл. 5.2.2) з [19].

Таблиця 5.2.1 - Характеристики льодового режиму Азовського моря за типами зим за даними прибережних спостережень на станції Маріуполь з [19]

Тип зими	Період (роки)	Дата першої появи льоду	Дата повного очищення від льоду	Число днів з льодом	Тривалість льодового сезону (дні)	Максимальна товщина льоду (см)
сувора	1924-2008 рр.	06.12	02.04	111	117	80
помірна	1924-2008 рр.	12.12	21.03	91	100	70
м'яка	1924-2008 рр.	21.12	10.03	55	80	39

Таблиця 5.2.2 - Середні дати першого льодоутворення, повне очищення від льоду, тривалість льодового режиму, число днів з льодом на станції Маріуполь з [19]

Періоди (роки)	Середні дати появи льоду	Середні дати повного очищення від льоду	Тривалість льодового періоду	Кількість днів з льодом
1924-2008 рр.	14.12.	20.03.	96	82
1924-1977 рр.	13.12.	23.03.	100	89
1978-2008 рр.	16.12.	14.03.	89	69

Вихідні дані для аналізу – тип зими, дати початку льодоутворення і повного очищення від льоду, тривалість льодового періоду і товщина припаю за досліджуваний період - представлено в таблиці 5.2.3.

На станції Маріуполь дати першої появи льоду приходяться як на кінець листопада, так і на другу половину січня. Якщо дата першого льодоутворення припадає на листопад, то певно що зима буде помірною або суворою, а якщо на січень - м'якою. Якщо льодоутворення настає у грудні то точно сказати якою буде зима важко, вона може бути як помірною, так і м'якою. За досліджуваний період тривалість льодового періоду в середньому склала 60 днів, але ж змінювалась в широких межах – від 35 днів до 133 днів. Максимальна товщина припаю не завжди пов'язана з тривалістю льодового режиму. Так, при тривалості льодового режиму 35 днів ( зима 2015-16 рр.) товщина припаю дорівнює 21 см., а при тривалості 77 днів ( зима 2014-15 рр.) товщина припаю склала всього 11 см. Проте при тривалості льодового режиму 85 і більше днів товщини припаю були більш ніж 30 см - зимові сезони 2007-2008 рр., 2011-2012 рр. і 2016-2017 рр.. Середня товщина припаю на станції Маріуполь за досліджуваний період склала 24 см і змінювалась від 10 см до 45 см.

Таблиця 5.2.3 - Тип зими, дати початку льодоутворення, повного очищення, тривалість льодового періоду (дні) і товщина припаю (см) за 2007-2019 рр., на станції Маріуполь

Сезони	Тип зими	Дата першого льодоутворення	Дата повного очищення від льоду	Тривалість льодового періоду (дні)	Товщина припаю (см)
2007-08	помірна	15.12.2007	11.03.2008	89	35
2008-09	м'яка	23.12.2008	24.02.2009	63	25
2009-10	помірна	22.12.2009	23.03.2010	91	25
2010-11	м'яка	18.01.2011	28.03.2011	69	20
2011-12	сувора	29.11.2011	10.04.2012	133	45
2012-13	помірна	18.12.2012	5.03.2013	77	27
2013-14	помірна	17.12.2013	24.03.2014	97	21
2014-15	помірна	25.11.2014	10.02.2015	77	11
2015-16	м'яка	12.01.2016	16.02.2016	35	21
2016-17	сувора	22.11.2016	13.03.2017	111	32
2017-18	м'яка	16.01.2018	13.03.2018	56	12
2018-19	м'яка	4.12.2018	4.02.2019	62	10

За досліджуваний період на Азовському морі було дві суворі зими - 2011-12 рр. і 2016-17 рр. У ці зими Азовське море покривалося льодом повністю. На рис.1.2.1 з [23] показана льодова обстановка за 31.01.2017 р., з якого видно, що вся акваторія покрита льодом, в районі Маріуполя товщина припаю в цей день досягала 20 см, в районі Генічеська – 7-12 см, і навіть в Керченські протоки спостерігався лід початкового виду.

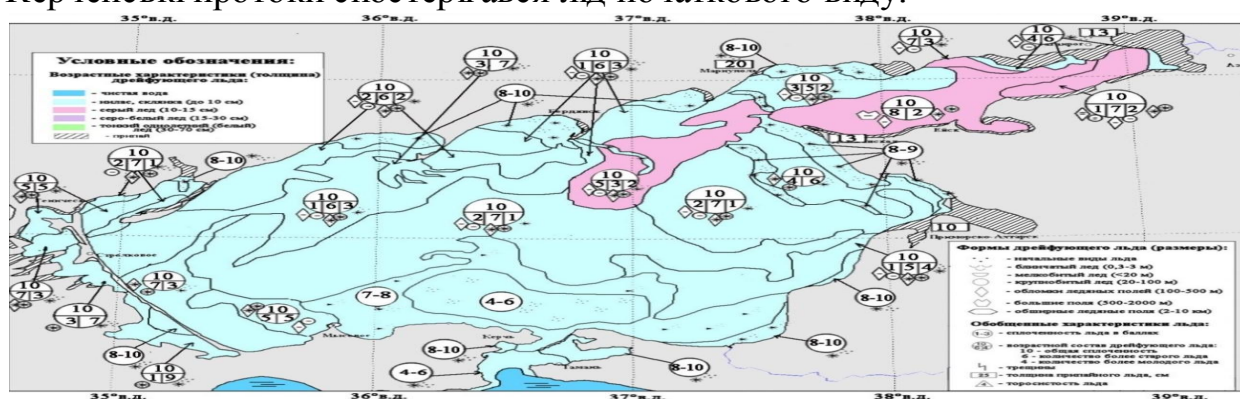


Рисунок 5.2.1 - Льодові умови в Азовському морі 31.01.2017 з [23]

За період 2007-2019 рр. суворі зими спостерігались в 16%, і по 42% припадає на помірні і м'які зими.

Виконувався також порівняльний аналіз мінливості дат появи льоду і дат очищення від льоду за останні роки з багаторічними нормами за різні періоди. Результати порівняння представлено в таблиці 5.2.4.

З аналізу таблиці видно, що в більшості випадків дати появи льоду на станції Маріуполь настають пізніше в порівнянні з попередніми трьома періодами. Середні дати появи льоду за останні 12 років порівняно з середніми датами першого періоду настають в середньому на 4 дні пізніше, другого – на 5 днів пізніше, а третього - на 6 днів пізніше.

Аналогічні порівняння проводились для дат очищення від льоду, результати яких представлено в таблиці 1.2.5. Середні дати очищення моря від льоду для розрахованого періоду настають раніше в порівнянні з попередніми трьома періодами і є такими: на 12 днів раніше в порівнянні з періодом 1924-2008 рр., на 14 днів раніше в порівнянні з періодом 1924-1977 рр. і на 7 днів раніше в порівнянні з періодом 1978 -2008 рр..

Таблиця 5.2.4 - Відхилення дат появи льоду від середніх багаторічних дат за різні періоди на станції Маріуполь

Періоди	1924-2008 рр.		1924-1977 рр.		1978-2008 рр.	
	Відхилення у днях	Оцінка	Відхилення у днях	Оцінка	Відхилення у днях	Оцінка
2007-2008	-1	пізніше	-2	пізніше	1	раніше
2008-2009	-9	пізніше	-10	пізніше	-7	пізніше
2009-2010	-8	пізніше	-9	пізніше	-6	пізніше
2010-2011	-35	пізніше	-36	пізніше	-33	пізніше
2011-2012	15	раніше	14	раніше	17	раніше
2012-2013	-4	пізніше	-5	пізніше	-2	пізніше
2013-2014	-3	пізніше	-4	пізніше	-1	пізніше
2014-2015	19	раніше	18	раніше	21	раніше
2015-2016	-31	пізніше	-30	пізніше	-27	пізніше
2016-2017	23	раніше	22	раніше	25	раніше
2017-2018	-33	пізніше	-34	пізніше	-31	пізніше
2018-2019	10	раніше	9	раніше	12	раніше

Таблиця 5.2.5 - Відхилення дати очищення моря від середніх багаторічних дат за різні періоди на станції Маріуполь

Періоди	1924-2008 рр.		1924-1977 рр.		1978-2008 рр.	
	Відхилення у днях	Оцінка	Відхилення у днях	Оцінка	Відхилення у днях	Оцінка
2007-2008	9	раніше	12	раніше	3	раніше
2008-2009	24	раніше	27	раніше	19	раніше
2009-2010	-3	пізніше	0	однакова	-9	пізніше
2010-2011	-8	пізніше	-5	пізніше	-14	пізніше
2011-2012	-21	пізніше	-18	пізніше	-27	пізніше
2012-2013	15	раніше	18	раніше	9	раніше
2013-2014	-4	пізніше	-1	пізніше	-10	пізніше
2014-2015	38	раніше	41	раніше	32	раніше
2015-2016	32	раніше	35	раніше	26	раніше
2016-2017	7	раніше	10	раніше	1	раніше
2017-2018	7	раніше	10	раніше	1	раніше
2018-2019	44	раніше	47	раніше	38	раніше

В таблиці 5.2.6 представлено результати порівняння тривалості льодового періоду на станції Маріуполь за досліджуваний період з трьома попередніми періодами. Порівняння показують, що тривалість льодового періоду за досліджуваний період зменшились на 14, 20 та 10 днів відповідно.

Таблиця 5.2.6 - Відхилення тривалості льодового періоду ( в днях) від середньої тривалості льодового періоду на станції Маріуполь, за різні періоди

Періоди	1924-2008 рр.		1924-1977 рр.		1978-2008 рр.	
	Відхилення у днях	Оцінка	Відхилення у днях	Оцінка	Відхилення у днях	Оцінка
2007-2008	7	менше	11	менше	0	однакова
2008-2009	33	менше	37	менше	26	менше
2009-2010	5	менше	9	менше	-2	більше
2010-2011	27	менше	31	менше	20	менше
2011-2012	-37	більше	-33	більше	-44	більше
2012-2013	19	менше	23	менше	12	менше
2013-2014	-1	більше	3	менше	-8	більше
2014-2015	19	менше	23	менше	12	менше
2015-2016	61	менше	65	менше	54	менше
2016-2017	-15	більше	-11	більше	-22	більше

Аналіз всіх характеристик льодового режиму на станції Маріуполь за останні 12 років показує, що дати появи льоду настають пізніше, а очищення від льоду - раніше середніх багаторічних дат, і як наслідок відбувається зменшення льодового періоду. З цього можна зробити висновок про продовження тенденції про полегшення льодових умов в Азовському морі і зокрема на станції Маріуполь. В той же час за останні 12 сезонів було 2 суворі зими, чого не було вже багато років, але цей ряд замалий, щоб казати про тенденцію похолодання.

### **5.1.3 Мінливість небезпечних морських гідрологічних явищ в портах північно-західній частини Чорного моря**

В Чорному та Азовському морях та їх портах до переліку небезпечних явищ відносяться такі [24-27]:

1. Швидкість вітру більш  $15 \text{ м} \cdot \text{сек}^{-1}$ .
2. Висота хвиль в Чорному морі - 6м та вище, в Азовському морі – 3м та вище. В портах Одеса, Южний і Чорноморськ – висота хвиль 3,5 м та вище.
3. Тягун в бухтах та портах інтенсивністю 3 бали та вище.
4. Ранній початок стійкого льодоутворення:
  - у Таганрозькій затоці – раніше 10 листопада,
  - у північній частині Азовського моря – раніше 20 листопада,
  - у південній частині Азовського моря – раніше 10 грудня,
  - у північно-західній частині Чорного моря - раніше 10 грудня, у його лиманах – раніше 1 грудня.
5. Натиск льоду, який спричиняє руйнування портових та інших гідротехнічних споруд.
6. Значний дрейф важких льодових полів густиною 7-10 балів у північно-західній частині Чорного моря, в Азовському морі та Керченській протоці.
7. Утворення прибережного припаю – для Чорного моря товщиною 65 см та більше, для Азовського моря – товщиною 80 см та більше.
8. Обмерзання суден, яке загрожує безпеці їх плавання.
9. Утворення туману випару в затоках, бухтах тривалістю більш однієї доби, видимістю менш 100 метрів.
10. Різкі зміни температури та солоності води, зменшення кисню, збільшення сірководню, що спричиняє заморні явища.



11. Зниження чи підвищення рівня моря вище або нижче критичних позначок, які погіршують діяльність флоту і спричиняють затоплення берегових споруд та територій портів. Критичні позначки рівня моря для різних прибережних пунктів та портів різні, вони періодично уточнюються і публікуються в нормативних документах, що використовуються морськими прогностичними підрозділами.

Небезпечні морські гідрологічні явища - морське хвилювання, згінно-нагінні коливання рівня і тягун в акваторіях портів представляють загрозу плавання суден в узбережній зоні моря, їх зіткнення і посадки на мілину, ушкодження корпусу та причалів, а також припинення вантажних робіт в портах. Все це обумовлює великі матеріальні збитки.

Результати аналізу небезпечних згінно-нагінних коливань рівня моря в портах північно-західної частини Чорного моря представлено в [28,29].

В звіті представлено результати аналізу таких небезпечних морських гідрологічних явищ, як тягун в акваторії порту Чорноморськ, і екстремальні вітрові хвилі на узмор'ї портів Чорноморськ, Одеса і Южний.

Аналіз екстремальних вітрових хвиль на узмор'ї портів Одеса, Чорноморськ і Южний виконано за матеріалами спостережень, які містяться в таблицях ТГМ, за період 1987-2016 рр. З таблиць обирались максимальні в кожному місяці значення вітрових хвиль, а також відповідні дані по напрямках і швидкості вітру.

Як відомо, для визначення явища тягун необхідні дані мареографних спостережень, які відображають коливання рівня в акваторії порту. Нажаль такі спостереження в портах не проводяться. Тому для виконання досліджень цього явища в акваторії порту Чорноморськ використовувались не дані мареографів, а данні по випадках їх фіксації, а також данні про амплітуди горизонтальних і вертикальних коливань суден біля причалів і характеристики вітру (напрями і швидкості) і хвилювання моря, які фіксувались підчас виникнення явища. Такі унікальні спостереження в порту Чорноморськ виконувались за період 1982-2006 рр. і люб'язно представлено керівництвом порту.

### **5.2.1 Небезпечне явище тягун в акваторії порту Чорноморськ**

Тягун – це небезпечне та поки що маловивчене явище природи, яке спостерігається в багатьох портах Світу, в тому числі у портах Чорного моря - Батумі, Поті, Сухумі, Сочі, Туапсе, Новоросійську, Керчі, Феодосії, Ялті, Севастополі, Чорноморську, Констанці, Бургасі, Варні та інших. В північно-західній частині Чорного море небезпечне явище спостерігається в порту Чорноморськ.

Вважається, що причиною тягуну є хвилювання моря, яке проникає через ворота на акваторію порту. Хвилі взаємодіють з водною масою порту, створюючи течії протилежних напрямків, в результаті чого судна, які пришвартовані біля причалу чи стоять на якорі, роблять обертально – поступальні рухи, зазнаючи при цьому сильної качки. Виникає загроза зіткнення суден, посадки їх на міліну, ушкодження корпусу та причалів. В таких умовах вантажні роботи у портах припиняються, судна виводяться на зовнішній рейд. Тривалість тягуну може досягати більш ніж 30 годин.

За думкою багатьох авторів [30-34] причиною явища тягун є довгі хвилі, які проникають скрізь ворота порту і посилюють сейшові коливання маси води в порту. Такі довгі хвилі виникають в області шторму на деякій відстані від порту при певних умовах в наслідок нелінійної взаємодії двох систем хвиль з різними характеристиками і як результат - утворення інфрагравітаційних хвиль.

За інтенсивністю тягун буває слабкий ( 1 бал), помірний (2 бали) та сильний ( 3 бали). Помірний та сильний тягуни відносяться до небезпечних явищ. Про виникнення тягуну можна судити по спостереженням за коливаннями рівня моря за даними мореографу. При слабкому тягуні умовна висота хвилі на стрічці мореографу складає 11-20 см, при помірному тягуні – 21-30 см, а при сильному – перевищує 30 см. При помірному тягуні відбувається обрив швартових, вантажні роботи припиняються. При сильних тягунах судна виводяться від причалів на зовнішній рейд [30].

Чорне море належить до регіонів, що доволі добре досліджено. Разом з тим, мало уваги приділялося дослідженню інфрагравітаційних хвиль (хвилі з періодом від 30 с до кількох хвилин), обумовлених нелінійною взаємодією вітрових хвиль і брижів. У зв'язку з розширенням транспортних потоків через акваторію Чорного моря і економічної активності чорноморських держав особливий інтерес представляє вивчення тягунів в портах як особливо небезпечного гідрометеорологічного явища .

Історія дослідження цього явища значно коротша, ніж, історія вивчення припливів, або нагонів [31-34 ]. У країнах Європи і Америки інтерес до нього виник тільки після Другої Світової війни і був зумовлений серйозним ускладненням роботи пасажирського і вантажного флоту в різних портах Світового океану [31]. У портах Чорного моря дослідження тягунів почалися з 1948 р. після створення в Туапсе Морської обсерваторії. Проте, таких фундаментальних досліджень прибірного биття, подібно виконаних на Далекому Сході і в Північній Америці, на Чорному морі не проводилося.

В [35] наведено результати розрахунків баротропних сейш для бухт Севастопольського регіону - Карантинна, Козача, Камишова, Кругла (Омега), Південна і Корабельна, які показали, що тільки в бухтах Карантинній, Південній і Корабельній існують умови для утворення тягуна. У Карантинній бухті явище тягун спостерігалось, наприклад, 3 березня 1988

року, коли при повному штилі в бухті підйоми рівня склали 1,5 м з періодом 40-60 с, і 27, 28 лютого 2005 року, коли були зафіксовані періодичні підйоми води до 1 м з періодом коливань 60 с.

Як вказувалось вище, явище тягуна завдає значної шкоди морському флоту. Так, в Батумі в 1951 - 1970 рр. через появу тягуна відбувалося припинення роботи порту тривалістю 6308 год, 619 суден були виведені на зовнішній рейд (в середньому 314 год і 31 судно в рік). Бували випадки, коли тягун знищував портові споруди. У січні 1968 року в результаті сильного тягуна в порту Туапсе були перекинуті дві величезних бетонних ділянки молу, в результаті чого утворився пролом у хвилеломі. Одночасно з цими подіями були зруйновані три причали [35].

В роботі [36] представлено результати аналізу синоптичних умов, що обумовлюють це небезпечне явище в портах Чорного моря, і зокрема в порту Чорноморськ. Більша частина атмосферних процесів (80%), що обумовлюють тягуни в порту Чорноморськ, припадає на I тип процесів – вихід середземноморських циклонів і пов'язаний з ним локальний циклогенез в південно-західній частині Чорного моря. Однак більша частина (56%) тягунів потужної інтенсивності припадає на II тип процесів, що відповідає розташуванню центру циклона над північно-західними, північними або центральними районами Європейської території СНД, при цьому його улоговина охоплює північну частину Чорного моря, а над Терцією і Балканами розташовано антициклон, або його гребінь. Згідно з виконаними дослідженнями, виникнення тягуну в порту Чорноморськ відбувається після дії над морем східного шторму зі швидкостями вітру  $10-15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  і тривалістю 20 годин.

В розділі звіту представлено результати аналізу тягунів в порту Чорноморськ, для чого використовувались дані по випадках їх фіксації, а також дані по вертикальним та горизонтальним коливанням суден ( висота і період) біля причалів за період 1982- 2006 рр. Для аналізу погодних умов, які спостерігались під час виникнення тягуна, розглядалися данні спостережень за напрямками і швидкістю вітру і хвилюванням моря з таблиць ТГМ.

За досліджуваний період в порту Чорноморськ спостерігалось 85 випадів виникнення тягуна. Повторюваність явища по роках неоднакова: в деякі роки не спостерігалось ні одного випадку, а найбільша їх кількість припадає на 1993 р. і досягає 23 випадки. Найбільша кількість випадків тягуна спостерігається з жовтня по березень, що обумовлено інтенсивністю атмосферних процесів і сильними вітрами над Чорним морем в зимовий період року. Найчастіше вони спостерігалися в листопаді - 21 раз, а в липні і серпні тягунів за весь період зовсім не спостерігалось.

Аналіз напрямів вітру підчас виникнення тягуна показав, що в більшості випадків явище відбувалося при північно-східному вітрі -16 разів. На північний-північно-східний і східний-північно-східний вітри припадає 10 і 9

випадків відповідно, а на північний – 8 випадків. Сумарно на ці напрями припадає 43 випадки, тобто 50%. Слід також відмітити, що при південних вітрах, які спостерігалися в 9 випадках, також може виникнути тягун. При вітрах західної чверті тягуни в порту Чорноморськ зовсім не спостерігалися. Цей висновок узгоджується з висновками роботи [35] де показано, що виникнення тігуну в порту Чорноморськ відбувається після дії над морем східного шторму. Швидкість вітру по всіх випадках виникнення тягуна змінюється в широких межах – від  $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  до  $1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ .

Аналізувались також данні по висотам і періодам хвиль. Середня висота хвилі за досліджуваний період становить 1,28 м, а максимальна досягала 3,2 м і була зафіксована 1.02.1988 р., в цей же день була зафіксована і максимальна швидкість вітру. Середній період хвилювання становить 3,97сек. Мінімальний період хвилювання був зафіксований 16.03.1988р. і 23.11.2001 р. і становив 2,4 с. Максимальний період становив 6,5с і спостерігався 31.01.1988 р.

Під час тягуна у закритій акваторії порту починаються різкі рухи суден, пришвартованих біля причалів, або тих, що стоять на якорі. Горизонтальні переміщення суден і вертикальна качка бувають настільки різкими і сильними, що судна нерідко зриваються з якоря, рвуться швартовні канати, вириваються причальні тумби. Навіть при дуже малих прискореннях у русі суден виникають ударні сили, що можуть пошкодити їх обшивку. Тому представляє інтерес проаналізувати горизонтальні і вертикальні переміщення суден і періоди качки.

Середня амплітуда вертикальних коливань суден становила 22,92см, а середній період – 24 с. Максимальна вертикальна амплітуда коливань зафіксована 7.10.1992 р. і становила 55 см і відбувались такі коливання з періодом 40 с. Мінімальні значення вертикальних коливань становили 5 см і їх період - 7 с.

Середня амплітуда горизонтальних коливань складає 22,35см, а період - 28.75 с. Максимальна горизонтальна амплітуда спостерігалась 7.10.1992р. і становила 65 см, а мінімальна - 23.11.1993р. і становила всього 2см. Максимальні періоди горизонтальної амплітуди спостерігались 16 і 17.03.1988 р. і дорівнювали 49 с, а мінімальний -14.10.1987 р. – 6с.

Для аналізу синоптичних процесів, які обумовлюють виникнення тягуна можна навести приклад їх розвитку протягом 4 діб – 21 -24 січня 1988 р., коли в порту Чорноморськ було зафіксовано це явище. Протягом вказаного періоду в порту спостерігались вітри східного і південно-східного напрямку швидкістю  $10-12 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , а висота хвиль сягала 2,5 м. При цьому вертикальна амплітуда коливань складала від 17 до 23 см, а горизонтальна - від 28 до 40 см.

Розвиток синоптичних процесів з 21 по 24 січня 1988р. представлено на рис. 5.3.1 -5.3.4, а карти приземного аналізу атмосферного тиску за 00 год.

взяті з [37]. На карті за 21.01.1988р. видно що над Балканами розташувався великий циклон з тиском в центрі 997мб, а над східною Україною - область високого тиску. Над Чорним морем виникла зона взаємодії між цими утворюваннями з потужними вітрами східного і південно-східного напрямів. На рис.1.3.2 зображена синоптична обстановка за 22.01.1988р, на якій видно що антициклон над східною частиною України посилюється. Тиск в його центрі дорівнює 1047 мб, градієнти атмосферного тиску в зоні взаємодії збільшились, що посприяло посиленню вітру та хвилювання від східного напрямку.

23.01.1988р. ситуація зберігалась незмінною, на рис.1.3.3 зображена синоптична карта за цей день. 24.01.1988р. антициклон став слабшим, тиск в його центрі знизився до 1036 мб (рис.5.3.4).

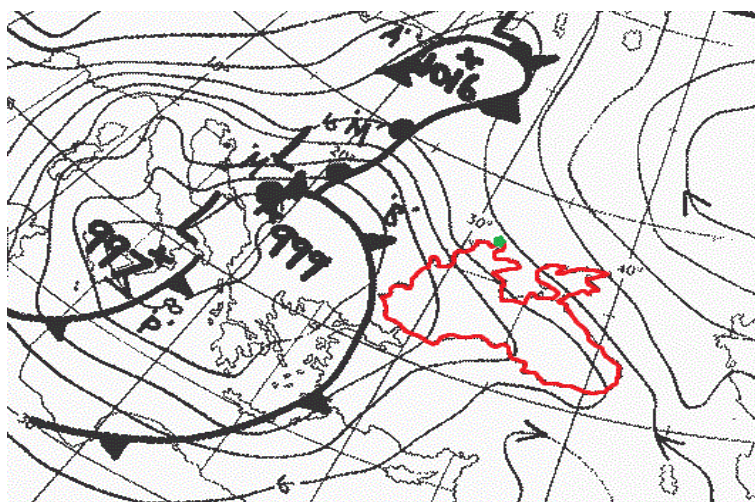


Рис. 5.3.1 Приземний аналіз атмосферного тиску за 00 г. 21.01.1988 р.

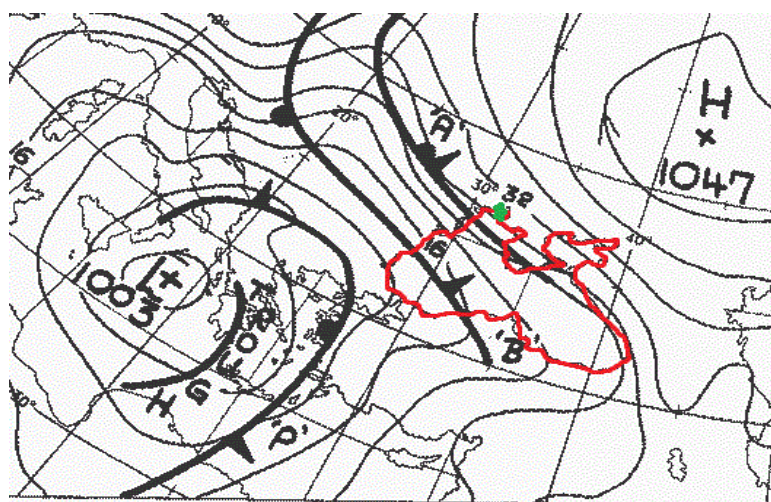


Рис. 5.3.2 Приземний аналіз атмосферного тиску за 00 г. 22.01.1988 р.



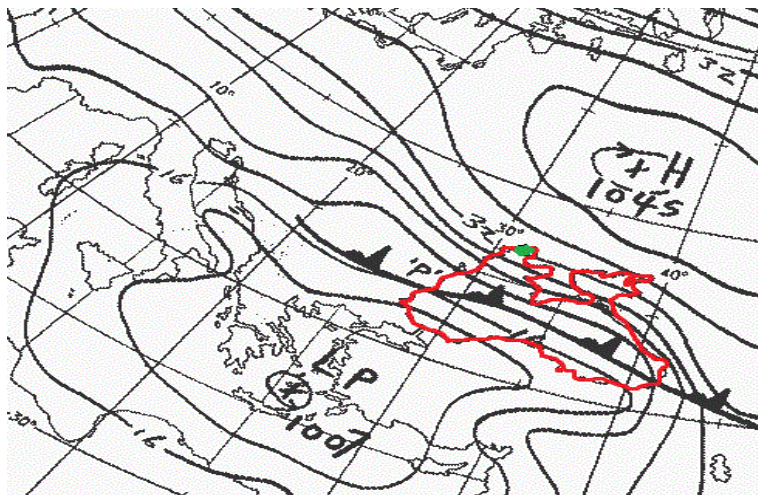


Рис. 5.3.3 Приземний аналіз атмосферного тиску за 00 г. 23.01.1988 р.

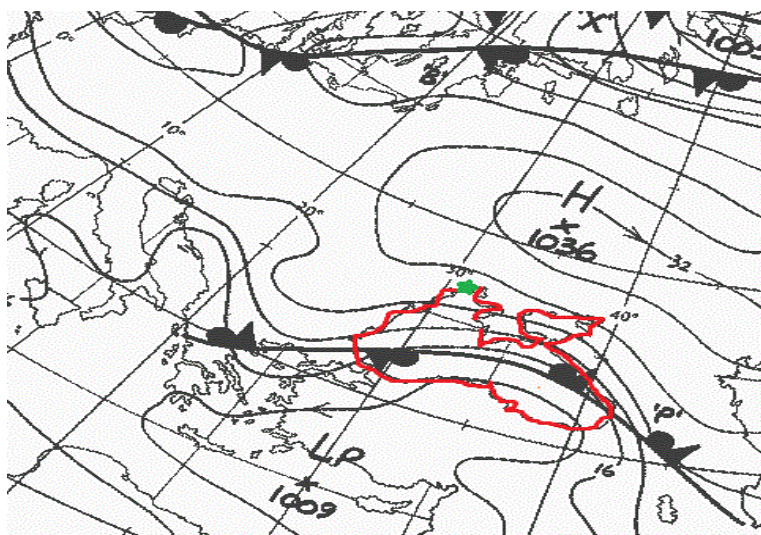


Рис.5.3.4 Приземний аналіз атмосферного тиску за 00 г. 24.01.1988 р.

З аналізу синоптичних карт можна зробити висновок, що цей випадок узгоджується з роботою [36], де показано, що тягун в порту Чорноморськ обумовлено виходом середземноморського циклону і пов'язаним з ним локальним циклогенезом в південно-західній частині Чорного моря. Такі процеси формують зону значних градієнтів атмосферного тиску над Чорним морем с потужними і тривалими вітрами східного і південно-східного напрямку, які в свою чергу сприяють розвитку хвиль висотою

2-2,5 м. Приникаючи в акваторію порту Чорноморськ такі хвилі викликають небезпечне явище тягун.

## Екстремальні вітрові хвилі на узмор'ї портів Одеса, Чорноморськ, Южний

Дослідження мінливості хвилювання моря і характеристик вітру є одними з актуальних завдань сучасної географічної науки. На сьогоднішній день дослідження вітро-хвильового режиму в прибережній зоні вкрай важливо для запобігання економічних втрат, зумовлених екстремальними штормами. У свою чергу, успішність прогнозування таких штормів базується на розробках сучасних прогностичних моделей та знанні режимних характеристик гідрометеорологічних параметрів.

Порти Одеса, Чорноморськ та Южний розташовано в північно-західній частині Чорного моря та є одними із великих морських портів України. В основі безпеки виробничих операцій в портах та експлуатації берегової інфраструктури необхідні знання про виникнення екстремальних погодних умов, зокрема, сильних штормів, здатних привести до значних економічних втрат. Враховуючи вищесказане, можна відмітити, що вітер і хвилювання є одними з найбільш важливих елементів, що визначають безпеку мореплавства і берегової інфраструктури.

Результати аналізу вітрового хвилювання в північно-західній частині Чорного моря докладно представлено в [3] і базуються на матеріалах спостережень, які закінчуються 2011 р. В розділі звіту представлено результати аналізу екстремальних вітрових хвиль на узмор'ї портів Одеса, Чорноморськ і Южний за матеріалами спостережень, які містяться в таблицях ТГМ, за період 1987-2016 рр. З таблиць обирались максимальні в кожному місяці значення вітрових хвиль, а також відповідні дані по напрямках і швидкості вітру.

В таблиці 1.3.1 представлено значення максимальних висот хвиль в портах Одеса, Чорноморськ, Южний та їх дати в різні місяці року за весь період спостережень. Як видно з таблиці, найбільші значення максимальних висот хвиль спостерігаються на узмор'ї порту Одеса - так 26 січня 2005 р. висота хвиль досягала 3.5 м, а 24 вересня 1996 р. – 3,3 м. Це свідчить про імовірність значних хвиль в районі порту Одеса не тільки в зимові місяці, а й спочатку осині. В районі порту Чорноморськ максимальні хвилі спостерігаються в зимові місяці, а найбільше значення досягало 3,4 м в січні 1988 р. В районі порту Южний максимальні висоти хвиль не перевищували 3 м і спостерігалися в березні 2007 р. і в листопаді 2012 р. Ці результати свідчать про те, що в портах північно-західної частини Чорного моря найбільш значні хвилі спостерігаються на узмор'ї порту Одеса, що співпадає з результатами досліджень [3], і саме для порту Одеса за досліджуваний період в двох випадках висота максимальних хвиль досягала небезпечної позначки.

Максимальні хвилі на узмор'ї порту Одеса спостерігаються переважно при вітрах від північного до південно-східного напрямів, а їх сумарна повторюваність змінюється протягом року від 54% до 84%.

В районі порту Чорноморськ за період спостережень максимальні значення висот хвиль знаходяться в межах від 1.6 м в серпні до 3.4 м в січні. Розрахунки середніх значень з максимальної швидкості вітру, яка спостерігалась підчас виникнення максимальних висот хвиль, показали, що максимальне значення спостерігаються у січні, листопаді та грудні і дорівнюють  $15,7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , а мінімальне значення - у червні – і дорівнюють  $12,5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Ці характеристики є такими ж, як за даними спостережень для порту Одеса. З аналізу екстремальних хвиль на узмор'ї Чорноморська можна зробити висновок, що за досліджуваний період екстремальні хвилі на узмор'ї Чорноморська спостерігаються не тільки в зимові місяці, але ж можуть бути в іншу пору року. Найбільші висоти хвиль спостерігались в січні 1988р. - 3,4 м. Максимальні хвилі спостерігаються переважно при вітрах від північного до південного напрямів, а їх сумарна повторюваність змінюється протягом року від 55% до 97%.

В районі порту Южний за досліджуваний період максимальні значення висот хвиль спостерігались в березні ( 2007 р.) і листопаді ( 2012 р.) і досягали 3 м. В літні місяці максимальні висоти хвиль не перевищували значення 2 м. Значення максимальних висот хвиль в порту Южний декілька менше ніж в портах Одеса і Чорноморськ, що можна пояснити захищеністю порту від відкритого моря. Максимальні хвилі спостерігаються переважно при вітрах від північно-східного до південно-західного напрямів, а їх сумарна повторюваність змінюється протягом року від 63% до 97%.

Таблиця 5.3.1 Значення максимальних висот хвиль в портах Одеса, Чорноморськ, Южний та їх дати в різні місяці року за 1987-2016 рр.

Порт Місяць	Одеса	Чорноморськ	Южний
Січень	<b>3,5</b> (26.01.2005)	<b>3,4</b> (22.01.1988)	2,5 (6.01.2010, 31.01.2015)
Лютий	2,5 (23.02.2007, 11.02.2010)	2 (15.02.1993, 5.02.2003)	2,5 (4.02.2009)
Березень	3 (23.03.2007)	2,1 (14.03.1995, 23.03.2007)	<b>3</b> (23.03.2007)
Квітень	2 (19.04.2003)	2,6 (12.04.1987)	2 (7.04.1994)



Травень	2,1 (28.05.1989)	1,8 (10.05.1993)	2,5 (6.05.2004)
Червень	2 (26.06.2014)	1,8 (12.06.1988)	2 (7.06.2009)
Липень	1,5 (23.07.2002, 1.07.2013)	2 (8.07.1988)	2 (9.07.2000)
Серпень	2,2 (21.08.1987)	1,6 (21.08.1987)	2 (28.01.2010)
Вересень	<b>3,3</b> (24.09.1996)	2,6 (24.09.1996)	2 (13.09.1996)
Жовтень	3 (12.10.2016)	2,3 (28.10.1987)	2,5 (23.10.2007)
Листопад	2,5 (22.11.1999, 9.11.2000,5.11.2002)	2,6 (10.11.1993)	<b>3</b> (2.11.2012)
Грудень	2,5 (18.12.2008, 3.12.2012)	2,6 (1.12.1993)	2,5 (3.12.2012)

Примітка: чорним кольором показані максимальні значення висот хвиль.

## ВИСНОВКИ

1. Аналіз матеріалів спостережень за льодовими характеристиками на станціях північно-західній частині Чорного моря показав, що в датах появи льоду проявляється значна між річна мінливість. В окремі роки лід з'являється на початку або в середині листопада і навіть в другій половині жовтня. Самі пізні дати появи льоду спостерігаються в кінці січня і в першій половині лютого. Розмах між річних коливань змінюється від 56 до 110 днів. В датах очищення від льоду також спостерігаються значні між річні зміни. Самі рані дати очищення припадають на середину, або кінець січня, а пізні – на перші дні квітня. Розмах між річних коливань змінюються від 45 до 80 днів, що декілька менше ніж розмах коливань дат появи льоду. Такі оцінки є характерними для морів з нестійким льодовим режимом.

2. Найбільша тривалість льодового періоду і кількість днів з льодом спостерігається на станціях Дніпро-Бузького лиману, а найменша – на

станціях Одеса і Чорноморськ. В найбільш суворі зими тривалість льодового періоду досягала в 140 днів, а кількість днів з льодом -118.

3. Аналіз просторових коефіцієнтів кореляції показав, що для станцій Дніпро-Бузького лиману дати появи льоду статистично пов'язані між собою і слабо, або зовсім не пов'язані з датами появи льоду в Одесі і Чорноморську. В той же час між датами появи льоду в Одесі і Чорноморську зв'язки доволі тісні. Для дат очищення від льоду коефіцієнти просторової кореляції на всіх станціях доволі високі і вище, ніж для дат появи. Ці результати свідчать про різні механізми утворення льоду в морі і очищення від льоду. Просторові коефіцієнти кореляції як для кількості днів з льодом так і для тривалості днів з льодом на всіх станціях досліджуваного району дуже високі. При цьому кількість днів тісніше пов'язана на різних станціях, ніж тривалість льодового періоду.

4. В між річних змінах тривалості льодового періоду по всіх станціях північно-західної частини моря спостерігаються суттєві негативні тренди. В другій половині ХХ століття тривалість льодового періоду зменшувалась з середньої швидкістю 0,5 днів за рік, в той час як в ХХІ столітті швидкість зменшення зросла до двох днів за рік. Ці результати добре узгоджуються з між річними змінами суми градусів-днів морозу в Чорному морі.

5. За даними спостережень за характеристиками льодового режиму на станції Маріуполь за період 2007-2019 рр. спостерігалось дві суворі зими (2011-2012рр. і 2016-2017рр. ) і по п'ять помірних і м'яких зим відповідно. Тривалість льодового періоду в середньому склала 60 днів, але ж змінювалась в широких межах – від 35 днів до 135 днів. Середня товщина припаю склала 24 см і змінювалась від 10 см до 45 см.

6. Порівняння результатів досліджень за мінливістю характеристик льодового режиму з багаторічними даними показали, що на станції Маріуполь дати появи льоду наставали в середньому на 4-6 днів пізніше, а очищення від льоду відбувалось на 7-14 днів раніше в порівнянні з попередніми роками. Тривалість льодового періоду зменшилась на 10-20 днів. Отримані результати свідчать про збереження тенденції про полегшення льодових умов в Азовському морі і, зокрема, на станції Маріуполь в останні роки.

7. За період 1982-2006 рр. в порту Чорноморськ спостерігалось 85 випадів виникнення тягуна. Повторюваність явища по роках неоднакова: в деякі роки не спостерігалось ні одного випадку, а найбільша їх кількість припадає на 1993 р. і досягає 23 випадки. Найбільша кількість випадків тягуна спостерігається з жовтня по березень, що обумовлено інтенсивністю атмосферних процесів і сильними вітрами над Чорним морем в зимовий період року. Найчастіше вони спостерігалися в листопаді, а в липні і серпні тягунів за весь період зовсім не спостерігалось.

8. В більшості випадків виникнення тягуна відбувається при помірних та сильних вітрах північного, північно-східного і східного напрямів. Середня швидкість вітру під час виникнення тягуна за весь період спостережень становила  $8,5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , а найбільша досягала  $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . При цьому середня висота хвилі становить  $1,3 \text{ м}$ , а максимальна досягала  $3,2 \text{ м}$ .

9. Аналіз коливань суден біля причалів під час тягуна показав, що амплітуда вертикальних коливань в середньому становила  $23 \text{ см}$ , а максимальна досягала  $55 \text{ см}$ , а їх період становить  $24 \text{ с}$  і  $40 \text{ с}$  відповідно. Амплітуда горизонтальних коливань в середньому становить  $22 \text{ см}$ , а максимальна –  $65 \text{ см}$ , при цьому періоди таких коливань змінюються від  $6 \text{ с}$  до  $49 \text{ с}$ .

10. Аналіз синоптичних процесів над Чорним морем показав, що виникнення тягуна в порту Чорноморськ обумовлено виходом середземноморського циклону і пов'язаним з ним локальним циклогенезом в південно-західній частині Чорного моря. Такі процеси формують зону значних градієнтів атмосферного тиску над Чорним морем з потужними і тривалими вітрами східного і південно-східного напрямку, які в свою чергу сприяють розвитку хвиль висотою  $2\text{-}2,5 \text{ м}$ .

11. Аналіз максимальних значень вітрових хвиль на узмор'ї портів Одеса, Чорноморськ та Южний показав, що за період  $1987\text{-}2016 \text{ рр.}$  небезпечні хвилі спостерігалися лише на станціях Одеса та Чорноморськ і досягали  $3,5 \text{ м}$  і  $3,4 \text{ м}$  відповідно. Середні значення з максимальної швидкості вітру на узмор'ї всіх портів дорівнюють  $15,7\text{-}15,9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . При цьому максимальні хвилі спостерігаються для стації Одеса та Чорноморськ при напрямках вітру переважно від північного до південного румбів, а на стації Южний від північно-східного до південно-західного напрямку.

**ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАНЬ**

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 4. Черное море. Л.: Гидрометеоздат. 1986. 98 с.
2. Горбач С.Б., Дьяков Н.Н., Тимошенко Т.Ю., Левицкая О.В. Ледовый режим северо-западной части Черного моря. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ – Гидрофизика. 2009. Вып. 18. С. 296-304.
3. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том. 2. Черное море. Севастополь: ЭКОСИ – Гидрофизика. 2012. 421 с.
4. Ю.П.Ильин Климатические изменения гидрометеорологических условий Черного моря. Глобальные и региональные изменения климата. Київ: Ника-Центр. 2011. С.322-333.
5. Гидрометеорологический справочник морей СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1937. Т.3, вып. 1-3. 70 с.
6. Теодорович А.А. Льды Азовского моря. Тбилиси: Гидрометеоздат, 1944. 60 с.
7. Атлас льдов Черного и Азовского морей. Л.: Гидрометеоздат, 1962. 70 с.
8. Гидрометеорологический справочник Азовского моря. Л.: Гидрометеоздат, 1962. 853 с.
9. Крындин А.Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда на Черном и Азовском морях. ГОИН, 1964. Вып. 76.
10. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Том 3. Азовское море. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 220 с.
11. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 5. Азовское море. СПб : Гидрометеоздат, 1991. 236 с.
12. Дьяков Н.Н., Фомин В.В., Горбач С.Б. Ледовый режим Азовского моря в суровые зимы. Труды УкрНИГМИ, 2000 . Вып. 248. С. 254-258.
13. Дьяков Н.Н., Иванов В.А. Сезонная и межгодовая изменчивость гидрологических характеристик прибрежной зоны Азовского моря. В сб: Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное исследование ресурсов шельфа. Севастополь: 2002. С. 39-46.
14. Дьяков Н.Н., Горбач С.Б., Тимошенко Т.Ю. Современные тенденции многолетних изменений ледовых условий Азовского моря. УкрНИГМИ: 1999. Вып. 247. С. 244-249.
15. Боровская Р.В. Особенности ледового режима Керченского пролива за последние 15 лет по данным спутниковых наблюдений. В сб. Экологическая

безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное исследование ресурсов шельфа. Севастополь: 2006. Вып. 14. С. 253-258.

16. Боровская Р.В., Ломакин П.Д., Панов Д.Б., Спиридонова Е.О. Современное состояние ледовых условий в Азовском море и Керченском проливе на базе спутниковой информации. Севастополь: НАН Украины. МГИ, 2008. 42с.

17. Фомина Т.В. Об аномальных зимах на Азовском море. Сборник работ ГО ЧАМ. 1964. вып. 2. С. 88-92.

18. Фомичева Л.А. Льды в Азовском море. Труды ГОИН. 1986. Вып. 186. С. 3-

19. Ильин Ю.П., Фомин В.В., Дьяков Н.Н., Горбач С.Б. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 1. Азовское море. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. 402 с.

20. Думанская И. О. Типовые ледовые условия на судоходных трассах морей европейской части России для зим различной суровости. Труды Гидрометцентра России, 2014. Вып. 350. С. 120-138.

21. Кондратьев К.Я. Изменения глобального климата, реальность, предположения и вымыслы. 2002. Вып.1. С. 3-23.

22. Свердлик Т.А. Эволюция крупномасштабной атмосферной циркуляции воздуха Северного полушария во второй период современного глобального потепления. Труды УкрНИГМИ. 1999 . Вып. 247. С.63-75.

23. Оперативный модуль ЕСИМО (карты ледообразования на Азовском море) URL: <http://hmc.meteorf.ru/sea/> (дата звернення 18.02.2019)

24. Доценко С.Ф., Иванов В.А. Природные катастрофы азово-черноморского региона. НАН Украины, Морской гидрофизический институт. Севастополь, 2010. 174 с.

25. Осипов В.И. Природные катастрофы на рубеже XXI века // Вестник Российской академии наук. 2001. № 4. С. 291 – 302.

26. Керівництво з морського гідрометеорологічного забезпечення. Видання офіційне. Гідрометеорологічний центр Чорного та Азовського морів. Одеса, 2020, 66 с.

27. Гаврилюк Р.В. Прогнози небезпечних морських гідрологічних явищ. Навчальний посібник. Одеський Державний Екологічний Університет, Одеса, 2002. 43с.

28. Гаврилюк Р.В., Корнилов С.В. Сгонно-нагонные колебания уровня в акваториях портов северо-западной части Черного моря и их изменения в современный климатический период. Судовождение, Сборник научных трудов, Одесская национальная морская академия. Одесса, №25, 2015. С.37-46.

29. Гаврилюк Р.В., Корнилов С.В. Изменчивость уровня в северо-западной части Черного моря. Вісник ОДЕКУ, вип.20, 2016. С. 69-76.
30. Методическое пособие по составлению прогноза тягуна. Л., Гидрометеиздат, 1980. 61 с.
31. Bowen A.J., Guza R.T. Edge waves and surf beat // J.Geophys.Res. -1978, - 83, С4.- Р. 1913-1920.
32. Крылов Ю.М., Стрекалов С.С., Дугинов Б.А. Физическая модель формирования длинопериодных колебаний в поле ветровых волн. //Тр. Союзморниипроекта – 1979. № 52. С. 52-65.
33. Макаров В.А., Трифонов В.Д., Устинов М.М. О явлении тягуна в черноморских портах // Океанология, 1984, № 12. С. 35-42.
34. Иванов В.А., Янковский А.Е. Длинноволновые движения в Черном море. Киев: Наукова думка, 1992. 110 с.
35. Балинец Н.А. Регионально-генетические принципы тягуна. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005. вып.13. С. 179-187.
36. Балинец Н.А. Условия возникновения тягуна в портах Черного моря. //Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.-Севастополь: НПЦ«ЭКОСИ-Гидрофизика», 2007, вып.15, С. 362-369.
37. Интернет-журнал Meteoweb. URL: <http://meteoweb.ru/> ( дата звернення 11.04.2020)

## 5.2. СУЧАСНА МОРФОЛОГІЯ ТА ДИНАМІКА КОС АЗОВСЬКОГО МОРЯ

Вивчення сучасного стану українського узбережжя Азовського моря, можливої деградації прибережної частини моря та причин, що її викликають, має суттєве значення для сталого розвитку економіки, рекреаційного потенціалу краю, соціального рівня населення та геополітичної обстановки у разі делімітації в Азовському морі.

Об'єктом дослідження є мінливість морфології та географії оголовків кос північного узбережжя Азовського моря, а саме: коса Бірючий острів, Обитічна, Бердянська та Білосарайська коса. Предметом дослідження є динаміка берегової лінії країв кос (дистальна частина) як результат природних та антропогенних змін у гідрографії Азовського моря.

Мета дослідження полягає у виявленні направленості динаміки берегової лінії. Для досягнення поставленої мети було поставлено такі завдання:

1. Проаналізувати попередні дослідження у районі дослідження;
2. Побудувати знімки з відображенням динаміки берегової лінії;
3. По можливості визначити кількісні значення динаміки кос (площі, відстані).

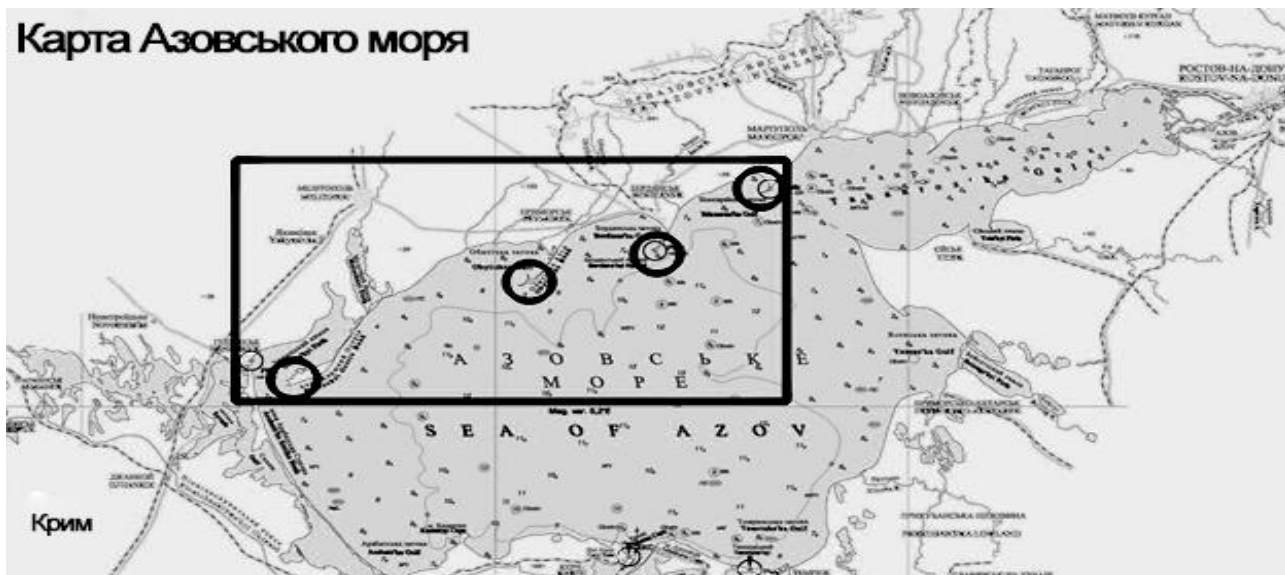


Рис. 5.2.1. Схема району дослідження

Азовське море має глибоко порізану та звивисту берегову лінію. Наявність багатьох кос та їх підводних продовжень обмежують та ускладнюють навігацію у морі. Існування Білосарайської та Довгої коси створюють вузьку ділянку акваторії, і поділяють Азовське море на дві істотно різні гідрологічні ділянки, а

саме на відкриту частину Азовського моря та Таганрозьку затоку. Актуальність проведення досліджень з вивчення морфології та динаміки кос Азовського моря, в межах України, викликана стійкими кліматичними змінами (стабільне підвищення рівня моря, зміна переважного напрямку вітру тощо), а також відсутністю досліджень прибережних північних районів науковими установами Москви, Севастополя та Ростова-на-Дону після подій 2014 року. Щорічно берегова лінія у своїх дистальних частинах (оголовках, краях) змінює своє положення, витягнутість та площі. У період обговорень намірів про делімітацію в Азовському морі згідно з конвенцією ООН з морського права питання вивчення динаміки оголовок кос стає ще актуальнішим.

Розглянуто динаміку кос із 2006 по 2020 роки. Для виявлення причин змін берегової лінії (причин акумуляції або абразії берегів) не вистачає даних про течії в районі досліджень за різних напрямків вітрів. Швидкості течій у придонному шарі моря, спричинені дією штормових вітрів, здатні викликати інтенсивні літодинамічні процеси у прибережній зоні Азовського моря.

Зміщення кіс у західному напрямку відбувається не паралельно: південна частина кожної коси зміщується з дещо більшою швидкістю, внаслідок чого відбувається поступове витягування кіс уздовж берега. Ускладнення берегової лінії акумулятивними косами спричинило певні трансформації у циркуляції прибережних вод – розвиток уздовж берегових течій вздовж східного берега кіс, прибережних течій вздовж західного берега і особливих кругоутворних течій у затоках [7].

Для визначення динаміки кос Азовського моря, у межах України, було вивчено картографічні матеріали 2006-2009 років та проведено сучасні топографо-геодезичні зйомки на оголовках кос північного узбережжя Азовського моря. Після проведення польових робіт було побудовано схеми з накладенням берегових ліній у різні періоди спостережень.

У наукових літературних джерелах відзначені сучасні зміни клімату в атмосфері, що призвели до кліматичних змін океану. Ці зміни позначилися не лише на температурі повітря та атмосферних опадах, температурі та солоності морських вод, але також і на гідрометеорологічному режимі берегової зони та на водному балансі Чорного та Азовського морів. Активізувалося зростання рівня морів упродовж минулих десятиліть. Всі подібні зміни знайшли відгук берегової зони, яка відреагувала на них та набула відповідних трендів розвитку. Вплив антропогенних та природних факторів позначився на складі води, концентрації солей у морях України, що зрештою вплинуло на характер рослинності та тваринного світу берегової зони. Почала змінюватися природа берегової зони як складової Світового океану та її підрозділів, зокрема Чорного і Азовського .

При аналізі та пошуку наукових матеріалів з морфології та динаміки кос в Азовському морі відзначено великий перелік щодо кос у районі Криму



(коса Тузла) та східної частини Азовського моря (коса Довга, район Верб'яної коси).

При розгляді списку використаної літератури в аналізі сучасної морфодинаміки берегової зони кос «азовського» типу, розташованих в межах України [3], необхідно зазначити, що 9 з 10 матеріалів мають історичний характер (1896-1980 року) і єдине джерело, власна публікація [3].

Аналізуючи інший список літератури у публікації [10] також відзначаємо історичне походження літературних джерел – 1940-1987 року. У цій публікації є два посилання на сучасні публікації 2008-2010 років по Азовському морю [8]

Частково розглянуто прибережні динамічні процеси, що впливають на динаміку кос Азовського моря, у роботі [10].

Підсумовуючи з огляду літератури можна дійти до таких висновків. В останні 10-річчя спостерігаються пропуски у вивченні кос Азовського моря, у межах акваторій, підконтрольних Україні, а також седиментації та морфодинаміки берегової зони всього Азовського моря. На фоні розглянутих публікацій серед Азовських кос українського узбережжя виділяється вивченістю Бердянська коса. Сучасний аналіз морфодинамічних процесів коси Бірючий острів, Федотової коси, Обіточної коси та Білосарайської не знайдено і, швидше за все, немає.

В основу для аналізу динаміки оголовок кос Азовського моря покладено метод порівняння доступних картографічних матеріалів, супутникових знімків та топографо-геодезичних зйомок – польових досліджень у районі оголовок кос.

## **РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ЇХ АНАЛІЗ**

В останні десятиліття в межах узбережжя Азовського моря виявилися катастрофічно небезпечні геологічні процеси, що змінили напрямок еволюції геосистеми та сприяли її деструкції. Тому виявлення причин та наслідків антропогенних змін геологічного середовища узбережжя, їх динамічних характеристик та надання можливих рекомендацій щодо відновлення є дуже важливим та актуальним напрямом досліджень [5].

Розташована в північній частині Азовського моря коса Обіточна заслуговує на особливу увагу, оскільки в майбутньому, можливо, матиме геополітичне значення, оскільки процеси абразії оголовка коси та відсутність належної уваги до процесів скорочення площі коси може призвести до наближення кордону (зменшення площі) територіального моря України у разі делімітації кордону в Азовському морі. Вплив абразії як фізичний фактор дії скорочує берегову частину від якої йде відлік вихідних ліній при делімітації

кордонів. Відповідно до Конвенції ООН з морського права у місцях, де берегова лінія глибоко порізана і звивиста застосовується метод прямих вихідних ліній. Прямі вихідні лінії проводяться до обсіхаючих при відпливі височин і від них лише у тому випадку, якщо на них зведені маяки або подібні споруди, що знаходяться завжди над рівнем моря, або в разі, якщо проведення вихідної лінії до таких височин або від них одержало загальне міжнародне визнання (Конвенція Організації Об'єднаних Націй з морського права, 1982). Обіточна коса має на своїй території маяк, але, як зображено на рисунку з аналізом динаміки коси краю острова, існує тенденція до витягування у бік берега.

Із техногенних факторів, що впливають на процеси осадконакопичення в Азовському морі на сучасному етапі, особливо слід виділити зарегулювання стоку річок, стоки та викиди забруднюючих речовин у море, що спричиняють деградацію екосистеми водойми. Промислове та сільськогосподарське виробництво, діяльність портових служб, судноплавство та днопоглиблювальні роботи, звалища ґрунту, рекреаційне використання узбережжя також зумовлюють різноманітне та інтенсивне надходження техногенного матеріалу до акваторії. Обсяги техногенного матеріалу, що надходить, можна порівняти з обсягами сучасного природного осадконакопичення, а іноді перевищують його [9]. У той самий час сучасний стан берегів Азовського моря, як і Чорного моря, характеризується переважанням абразійних процесів над акумуляцією. Руйнування зазнають береги, складені переважно лесоподібними суглинками, підстилаючими скіфськими глинами, хапровськими та танаїськими пісками.

Таким чином формується баланс витрат та осадконакопичення. В даний час все більше заявляє про себе гострий дефіцит наносів, що склався протягом голоцену [9]. У результаті більшість віпро-хвильової енергії витрачається не на переміщення наносів, а на зміни абразійних форм прибережно-морського рельєфу.

### **Обіточна коса**

Вивчення динаміки конфігурації оголовка Обіточної коси має важливе геополітичне значення у разі делімітації кордону в Азовському морі про що згадувалося вище.

На рисунку 2.2 відображено зміни берегової лінії з 2009 по 2020 роки із використанням супутникових радіонавігаційних систем – GPS приймачів.

З історичних джерел слідує, що раніше коса була корінною частиною з багатьма прилеглих до оголовка островів. Розглядаючи супутникові знімки Landsat 5 (ESA archive) з 1984 року відзначається єдина мілина без островів аж до 2013 року. У 2013 році край коси був розмитий і перетворився на острів.

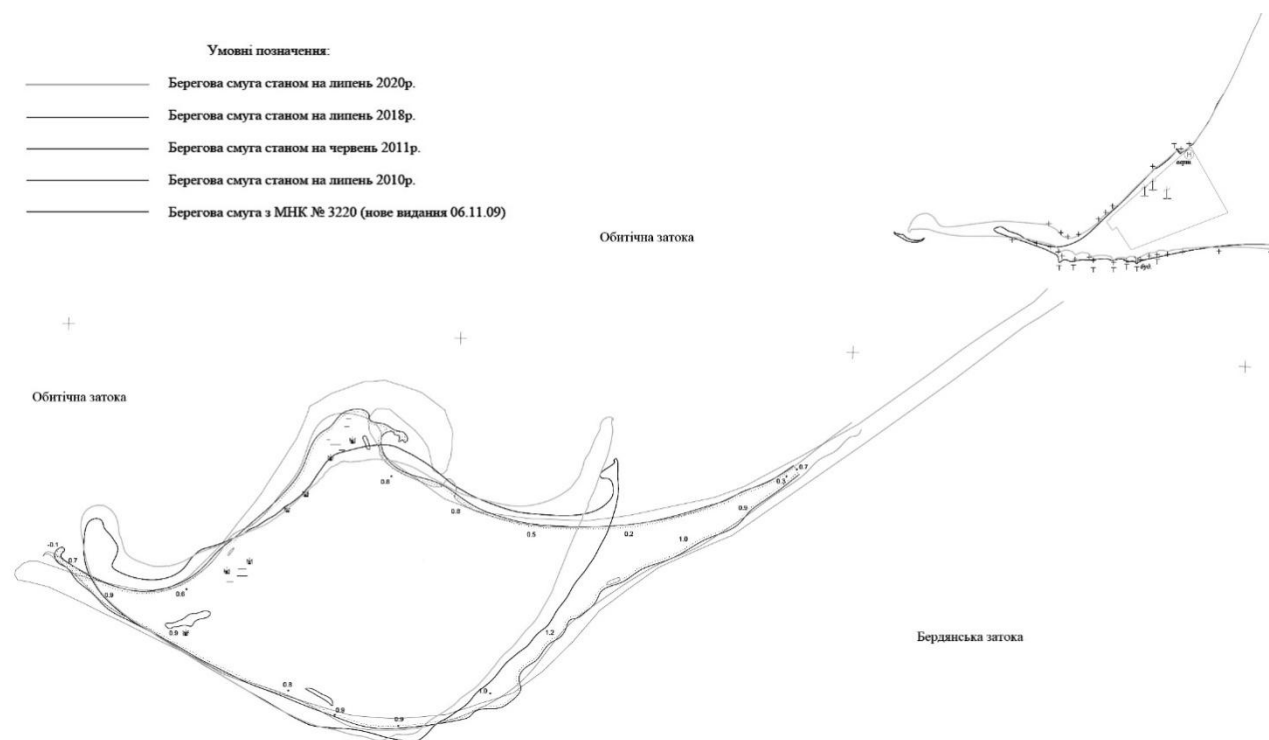


Рис.5.2.2. Динаміка оголовка Обітчної коси з 2009 по 2020 роки

З 2013 року по сьогодні триває розмив коси, що поділяє її на 1-2 острови. На місці розмитої частини коси сформувалася промоїна із глибинами 1,4 – 5,0 метрів. У 2018 році у промоїні сформувався невеликий (приблизно 680 кв.м.) острів, а вже в 2020 році цей острів з'єднався з корінною частиною Обітчної коси. У дистальній частині Обітчної коси розташована база відпочинку підприємства «Мотор Січ». У районі бази відпочинку, по обидва боки коси, з літа 2020 проводиться берегоукріплення.

Таблиця 5.2.1 Числові значення динаміки Обітчної коси

Період спостережень	Довжина берегової лінії острова	Довжина промоїни
2009	Єдина мілина без островів	
2010	Єдина мілина без островів	
2011	Єдина мілина без островів	
2018	4864 метра	1442 метра
2020	4861 метра	1142 метра

Розглядаючи динаміку коси Обітчної можна відзначити абразію північної сторони оголовка коси. Дистальна ділянка корінної частини коси весь час знаходиться під впливом різноспрямованих морфологічних

процесів: з 2013 по 2017 тут домінувала абразія, а з 2018 по 2020 акумулюються наноси (піщано-черепашкові вали).

Аналізуючи напрямок і форму крайніх ділянок острова і корінної частини коси, можна дійти до висновку, що абразію берега викликає хвильовий вплив на берег викликаний сильними східними вітрами.

Додатково варто відзначити, що на південь від оголовка Обіточної коси розташовується найдовша морська банка в Азовському морі, що обмежена ізобатою 5 метрів.

### Оголовок коси Бирючий острів

Вивчення динаміки конфігурації оголовка коси Бирючий острів має важливе навігаційне значення, оскільки продовження коси, що знаходиться під водою, створює мілководдя в бік Арабатської стрілки і утворює вузькість при вході в Утлюцький лиман, де розташований портовий пункт Генічеськ.

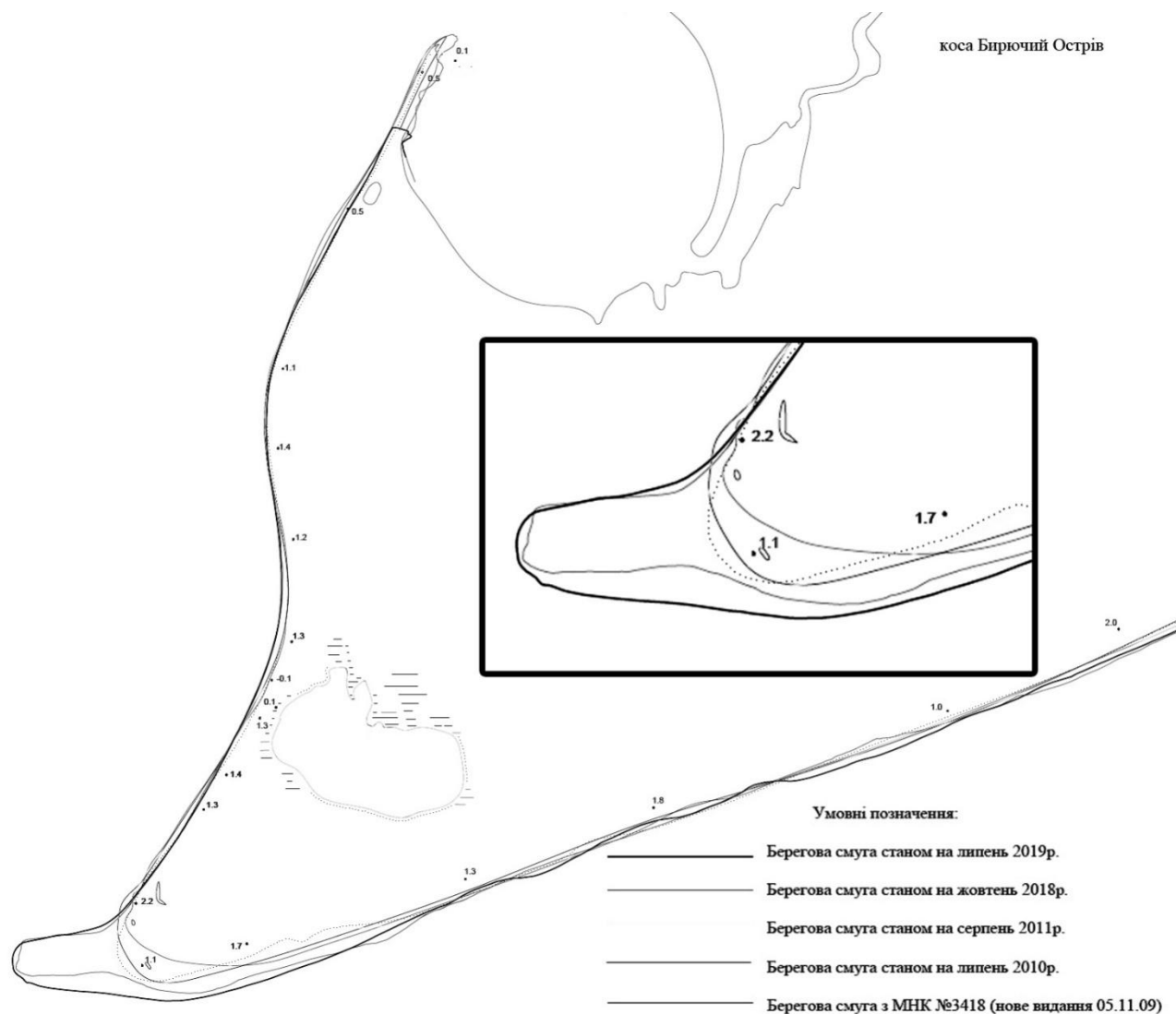


Рис. 5.2.3. Динаміка оголовка коси Бирючий острів з 2009 по 2019 роки

На рисунку 5.2.3 відображено зміни берегової лінії з 2009 по 2019 роки із використанням супутникових радіонавігаційних систем – GPS приймачів.

Бирючий острів є продовженням коси Федотової. Середня частина коси через невелику ширину і висоту пляжу при сильних нагінних вітрах затоплюється водою і розділяє косу Бирючий острів від Федотової коси.

Аналізуючи динаміку оголовка коси Бирючий острів з 2009 по 2019 роки можна виділити дві ділянки: ділянка акумуляції наносів (піщано-черепашкові вали) – оголовок коси, і зона розвантаження (абразії) у лиману в північній частині оголовка коси.

Таблиця 5.2.2 Числові значення динаміки оголовка коси Бирючий острів

Період спостережень	Максимальне подовження коси щодо попереднього періоду
2009 рік	
2010 рік	65 метрів
2011 рік	27 метрів
2018 рік	247 метрів
2019 рік	14 метрів

Площа збільшення коси у 2019 році відносно 2010 року складає – 7,2-7,3 га (72000-73000 м<sup>2</sup>).

У районі лиману у північній частині оголовка коси спостерігається протилежний процес – дефіцит наносів та розмив берегової лінії. Довжина ділянки абразії з 2010 по 2019 роки склала 254 метри і площею 0,41 гектара (4100 м<sup>2</sup>). Спостереження за акумуляцією наносів у районі оголовка коси Бирючий острів має практичну значущість у разі відновлення операційної діяльності Генічеського портопункту та будівництва зерноперевантажувального терміналу в Генічеському районі з точки зору безпеки судноплавства.

### **Бердянська коса**

Вивчення динаміки конфігурації оголовка Бердянської коси має значення з позиції рекреації та навігації, оскільки на оголовку розташований ландшафтний заказник та поряд проходять рекомендовані шляхи в порт Бердянськ (рис.5.2 4).

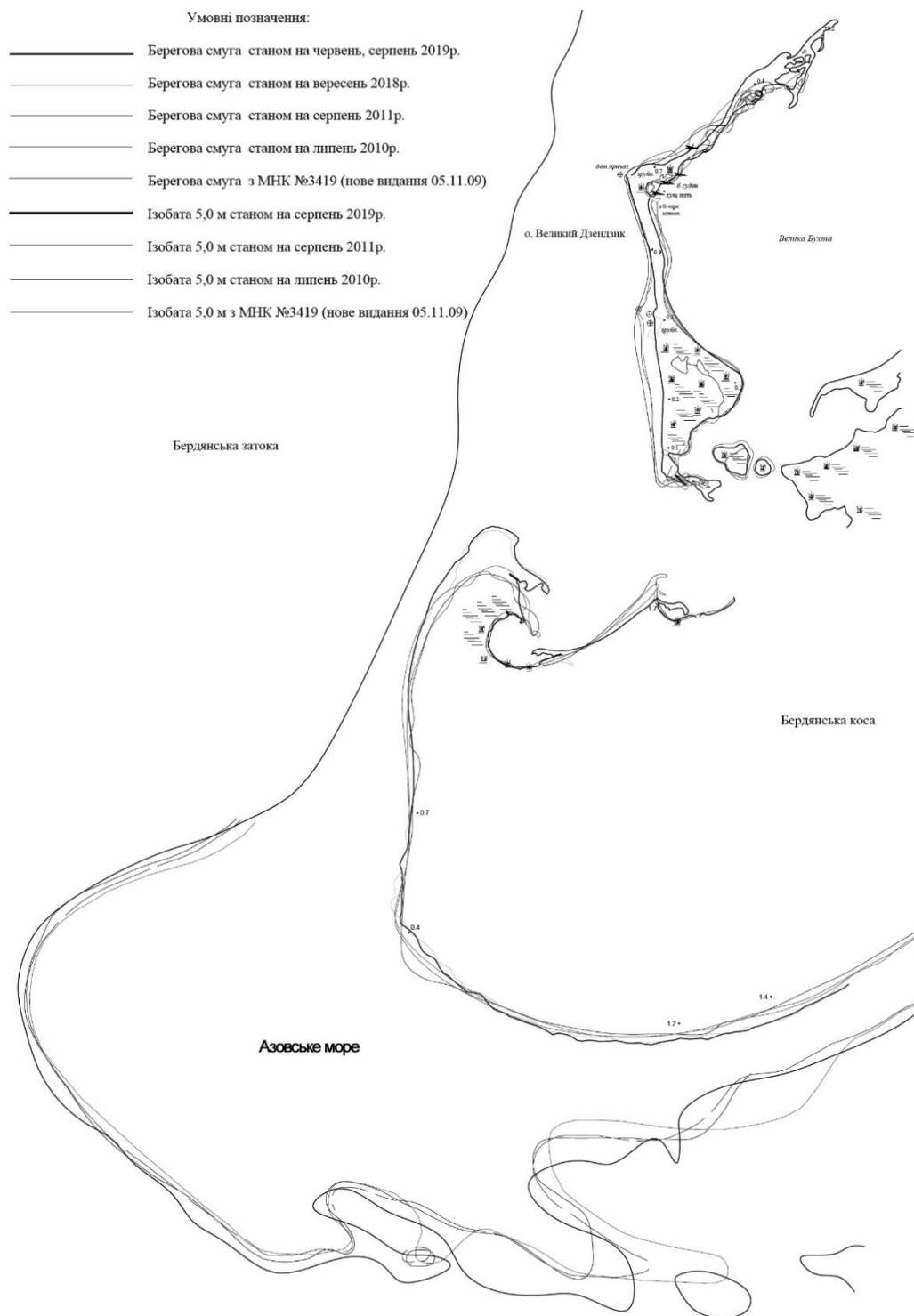


Рис. 5.2.4. Динаміка оголовка Бердянської коси з 2009 по 2019 роки

На рисунку 5.2.4 відображено зміни берегової лінії з 2009 по 2019 роки із використанням супутникових радіонавігаційних систем – GPS приймачів.

Бердянська коса є однією з найбільш вивчених в Україні. І розглядаючи динаміку оголовка коси з 2009 по 2019 роки можна відзначити, що в основному оголовок коси та його підводна частина (ізобата 5м) стабільні. У північній частині спостерігається акумуляція наносів.

Слід зазначити, що ширина середньої частини коси не перевищує 150 метрів і в період східних штормів із боку Білосарайської затоки сильно руйнується. Регулярно для наміву пляжу, пошкодженого східними штормами, використовують пісок із протилежного північно-західного боку.

В результаті штучного вилучення піску, для збільшення пляжу на східній стороні коси, відбувається абразія в районі оголовка коси і продовжується до відновлення середньої частини коси, схильної до антропогенного впливу. Після відновлення природної форми коси (до штучного підживлення) північна частина оголовка знову починає акумулювати наноси.

Бердянська коса при різних гідрометеорологічних умовах не доотримує 34 618 – 140 110 м<sup>3</sup>/рік прибережно-морських наносів (Зінченко, 2016).

### **Білосарайська коса**

Вивчення динаміки зміни оголовку Білосарайської коси має значення з метою збереження об'єктів рослинного та тваринного світу, у межах природного національного парку «Меотида», частина якого розташована в районі оголовка коси.

На рисунку 2.5 відображено зміни берегової лінії з 2006 до 2020 року із використанням супутникових радіонавігаційних систем – GPS приймачів.

Аналізуючи динаміку оголовка Білосарайської коси з 2009 по 2020 роки можна відзначити стабільну нестачу наносів та абразію берегової лінії. З усіх проаналізованих нами кіс порізаність берегової лінії Білосарайської коси найбільша.

Розглядаючи берегову лінію Білосарайської коси в динаміці відзначено зменшення довжини коси та зміну напрямку оголовка на північ.

Переважає в цьому регіоні північні та східні вітри розганяють хвилю як у Білосарайській затоці так і в Таганрозькій, що формує неоднорідність і одночасно згладжування форм з різних сторін, що в кінцевому підсумку створює вельми порізану форму коси (див. оголовки коси на рисунку 5).

По підводній частині коси (ізобата 5 метрів) у 2020 році відзначено тенденцію до відновлення форми 2006 року.

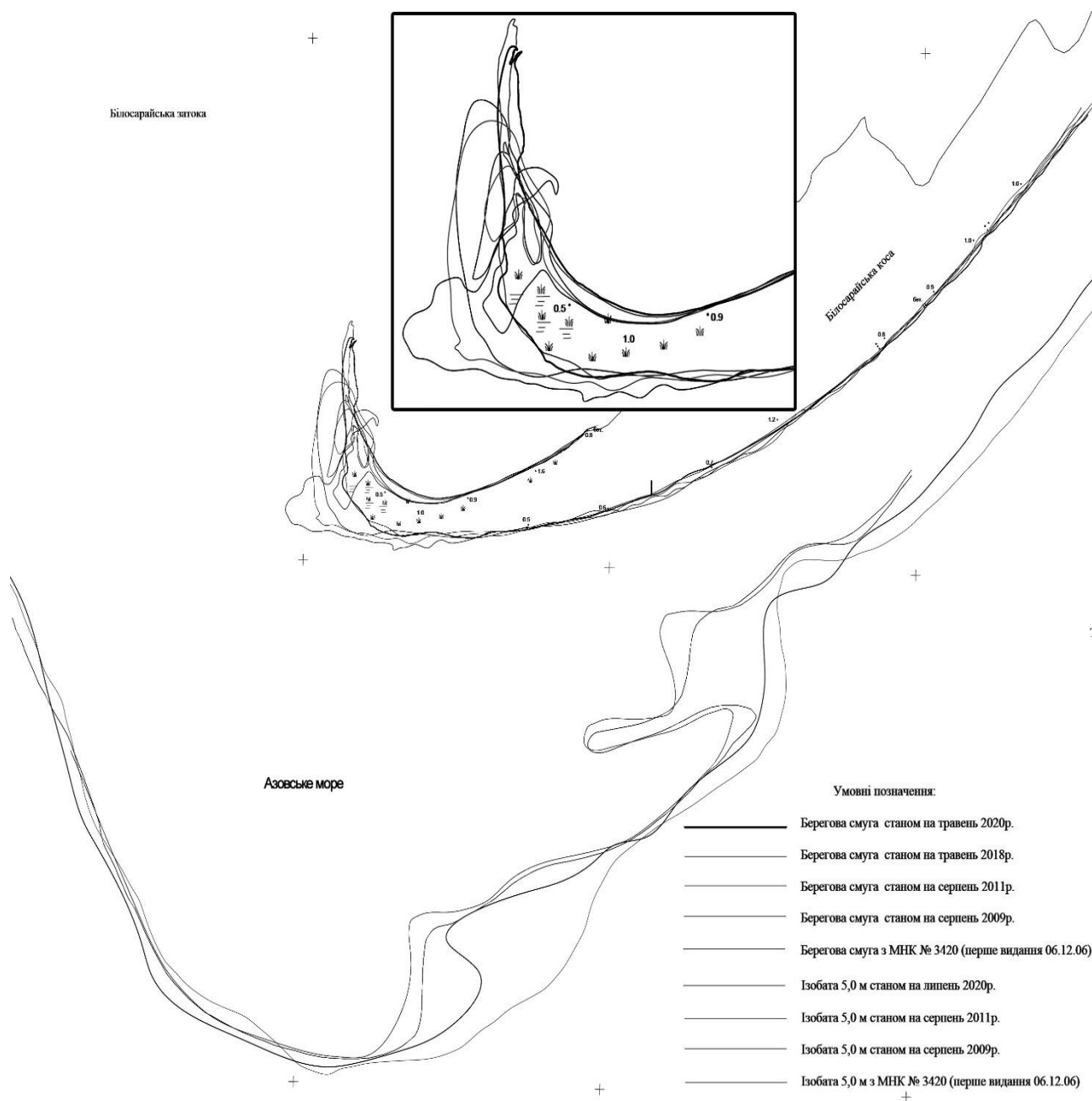


Рис. 5.2.5. Динаміка оголовку Білосарайської коси з 2006 по 2020 роки

Переважає в цьому регіоні північні та східні вітри розганяють хвилю як у Білосарайській затоці так і в Таганрозькій, що формує неоднорідність і одночасно згладжування форм з різних сторін, що в кінцевому підсумку створює вельми порізану форму коси (див. оголовок коси на рисунку 5.2.5).

По підводній частині коси (ізобата 5 метрів) у 2020 році відзначено тенденцію до відновлення форми 2006 року.



## ВИСНОВКИ

1. Розглядаючи динаміку Обіточної коси спостерігається стабільний дефіцит наносів та ерозія берега.
2. Бірючий острів стабільно акумулює донні наноси (черепашник) на своєму оголовку.
3. Оголовок Бердянської коси загалом стабільний і лише епізодична антропогенна дія (вилучення піску) у середній частині коси сприяє змінам форм у дистальній частині коси.
4. Білосарайська коса стабільно піддається ерозії берега та дефіциту наносів.
5. Розглядаючи чотири Азовські коси, слід відзначити високу динамічність процесів, таких як: акумуляція наносів, абразія берегів і зміщення ізобат. Спостерігається щорічна зміна розташування країв кос Азовського моря у межах України.
6. У східних районах Азовського узбережжя України відзначається дефіцит наносів та відзначено високий ступінь мінливості абразійної форми прибережно-морського рельєфу, а у західних формується надлишок наносів.
7. Необхідно провести комплексні дослідження (в т.ч. напрями прибережних течій при різних напрямках та швидкостях вітрів) розташування кос, їх динаміки для прогнозування тенденцій зміщення в прибережних районах Азовського моря. Необхідне поновлення періодичних досліджень у науках геології, геоморфології, берегознавчих, гідрології тощо.
8. З метою вивчення факторів, що впливають на зміни берегової зони моря, необхідно відновити комплексні океанографічні дослідження Азовського моря.
9. У зв'язку з необхідністю проведення делімітації в Азовському морі доцільно розглянути можливість проведення берегоукріплювальних робіт на українському узбережжі, а також для збереження прибережної екосистеми в умовах зміни клімату та розвитку негативних тенденцій.

**ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАНЬ**

1. Азовское море в конце XX – начале XXI века: геоморфология, осадконакопление, пелагиали: монография / Под ред. Г.Г. Матишова. Апатиты: КНЦ, 2008. 295 с.
2. Давидов О.В. Аналіз антропогенного впливу на розвиток берегової зони літо-динамічного вузла Бердянської коси. Причорноморський екологічний бюллетень, 2010. Вип. 1 (35). С. 139-148.
3. Давыдов А.В. Современная морфодинамика береговой зоны кос «азовского типа», расположенных в пределах Украины. Морские берега – Эволюция, Экология, Экономика. Academus Publishing, 2018. С. 117-120. URL: [https://academuspub.com/ru/nauka/conference\\_article/2756/view](https://academuspub.com/ru/nauka/conference_article/2756/view) (дата звернення: 30.07.2021).
4. Даценко Л.М., Молодиченко В.В., Непша О.В. та ін. Північно-Західне Приазов'я: геологія, геоморфологія, геолого-геоморфологічні процеси, геоекологічний стан: монографія. Мелітополь: Видавництво МДПУ ім. г Б. Хмельницького, 2014. 308 с.
5. Зінченко М.О. Зміни прибережно-морської седиментації в мережах літодинамічного вузла Бердянської коси внаслідок антропогенного впливу. Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна. Серія «Геологія. Географія. Екологія». 2016. №44. С. 27-35.
6. Конвенція Організації Об'єднаних Націй з морського права. URL: ресурсу: [https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/995\\_057#Text](https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/995_057#Text) (дата звернення 22.09.2021).
7. Непша О.В. Динаміка північного берега Азовського моря. Фізична географія та геоморфологія. К.: ВГЛ «Обрії», 2010. Вип. 3 (60). С. 242-245.
8. Непша О.В. Надходження теригенного матеріалу від абразії кліфів та морського дна як фактор стабільності акумулятивних утворень Північного Приазов'я. Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету. №1. Кривий Ріг: Вид-во Криворізького національного університету, 2017. С. 32-41.
9. Berlinsky N.A., Sahaidak M.O. Hazardous phenomena in the slides zone of the Ukrainian section in Azov Sea. Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна. Серія «Геологія. Географія. Екологія». Серія «Геологія. Географія. Екологія».. №54. С. 20–29.
10. Datsenko L., Nepsha A. Accumulative types of coasts of the North-Western coast of the Azov Sea. Socio Brains. International scientific refereed online journal with impact factor. Issue 42. February 2018. pp. 143-149.

### 5.3. ЕКОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ ГІДРОЛОГІЇ ПІВНІЧНО-ЗІХІДНОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ

#### Гідрографічна характеристика, рельєф та донні відкладення

До північно-західної частини Чорного моря (ПЗЧМ) відноситься шельф, або материкова мілина, що є затопленою частиною прибережної суші, займає 25% акваторії моря (112140 км<sup>2</sup>) і 1.5% об'єму вод (8190 км<sup>3</sup>) при прийнятті ізобати 200м, зазвичай прийнятої кордону шельфу для Світового океану. На північному заході моря максимальна ширина шельфу сягає 220 км. Північно-західний шельф (рис. 1.2.2) займає 16% акваторії моря (68390 км<sup>2</sup>) та 0.7% обсягу вод (3555 км<sup>3</sup>) у межах від м. Херсонес до м. Каліакра [1]. Найчастіше, під північно-західною частиною моря дослідники трактують акваторію, розташовану на північ від умовної лінії, що з'єднує південний край гирла Дунаю та м. Тарханкут. І тут, природною кордоном шельфу служать ізобати 50 – 75м (Рис.5.3.1).

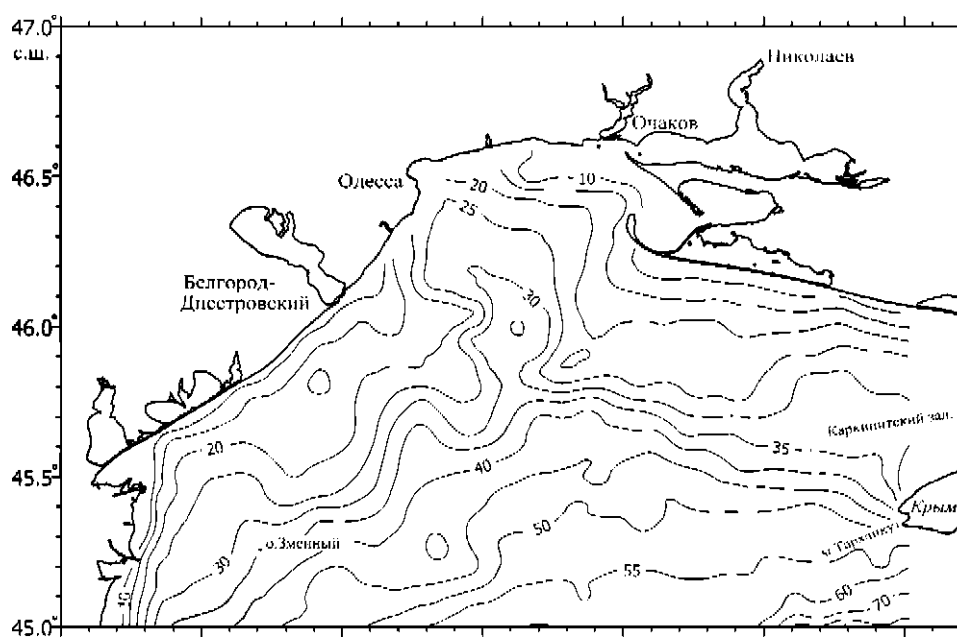


Рис 5.3.1. – Батиметрична карта північно-західного шельфу (по [1])

З інших критеріїв районування моря, зокрема, з погляду ландшафтного (акваландшафтного) розмаїття, пропонується вважати СЗЧМ акваторією, обмеженою глибинами 100 -120м [2]. В даному випадку, автори поділяють Чорне море за тектонічною будовою, генезою та морфологією дна на дві великі області, що належать різним тектонічним структурам: область епігерцинської скіфської платформи (північна та північно-західна частина) та область альпійсько-гімалайської епігеосинклінального поясу (основна чорноморська западина).

Глибини СЗЧМ перебувають у основному інтервалах значень 15 – 40м, Поверхня дна представляє загалом слабо нахилену на південь

субгоризонтальну рівнину із загальним ухилом 1 – 2'. Від суші шельфову рівнину відокремлює прибережний підводний схил заввишки 10 - 15 м з ухилами рельєфу близько 20 '. Домінуючим типом донних відкладень голоцену є черепашники, включаючи раковинні піски та мулисті черепашники. Піски та «чисті» черепашники поширені на прибережному береговому схилі (глибини менше 15 – 17м), де раковинний матеріал піддається інтенсивній хвильовій переробці та на вершинних поверхнях підводних пагорбів (глибини до 25 м). Мулисті черепашники поширені зазвичай на глибинах понад 25 м у депресію рельєфу, на основній площі зовнішнього уступу прибережної частини шельфу і на рівнині опадів його центральної частини [3]. Класифікація донних відкладень представлена таблиці 3.1.

Табл. 5.3.1 Класифікація донних відкладень північно-західного шельфу [3]

Назва відкладень	Склад (зміст), %	
	Раковинного матеріалу	Алевропелітових фракцій
Ракушник (Р), Раковинний пісок (РП)	>50	<10
Муловий ракушняк (ИР)	>50	10 - 50
Раковинний мул (РИ)	<50	>50
Мул (И)	<30	>70
Глинистий мул (ГлИ)	<30	>70 пелита

### Сучасні кліматичні зміни

Мінливість метеорологічних характеристик, поряд із сезонним перебігом теплового балансу, багато в чому визначається атмосферною циркуляцією. Чорне море знаходиться під впливом постійного центру дії атмосфери – Азорського максимуму та кількох сезонних термічних баричних утворень: взимку Сибірського антициклону та середземноморської депресії, влітку – аравійської депресії. Для всього басейну Чорного моря добре виражена внутрішньорічна мінливість метеорологічних характеристик, так швидкість вітру збільшується від весняно - літнього періоду до осінньо-зимового в 1.2 - 1.5 рази. Найбільшими значеннями швидкості вітру відрізняється західна частина моря. На заході та на півночі моря переважають вітри північних напрямків.

На північно-західному узбережжі Чорного моря випадає мінімальна кількість атмосферних опадів (400 – 450 мм) [1]. Протягом зимового періоду

над СЗЧМ переважають вітри північно-західного та західного напрямків. Вони обумовлені впливом потужного стаціонарного антициклону, розташованого над Європою, відроги якого тягнуться над Балканами. Навесні, з початком прогріву повітряних мас, градієнт тиску у напрямку з півночі на південь згладжується і повторюваність північних вітрів зменшується. Західні та північно-західні вітри частково змінюються на південні. Цей тип атмосферних процесів супроводжується штормовими вітрами західних напрямів. Атмосферні процеси над Чорним морем визначаються областю низького тиску над Європою та циклонічною активністю над морською акваторією. Інший тип баричної системи передбачає область високого тиску над Західною Європою та вихід циклонів зі Східного Середземномор'я. У літній період переважає мало градієнтне баричне поле та вітри слабкий вітер нестійких напрямків. За даними А.П. Чернякова [4] протягом усього року найбільш у стичні північні, східні та південно-східні вітри зі швидкостями 7 – 12 м/с та тривалістю дії 14 – 18 год. У холодну пору року на місяць спостерігається від 9 до 13 випадків посилення вітру до штормового (понад 15 м/с). У період – до 70% переважають швидкості вітру від 0 до 5 м/с. Вищі швидкості (від 5 до 10 м/с), що збуджують турбулентно - дифузійні процеси, можуть спостерігатися до 7 - 8 діб на місяць, при цьому їх тривалість обмежується 18 - 20 годинами. Вітри, з найбільш ефективними для процесів перемішування швидкостями – від 10 до 15 м/с, протягом місяця спостерігаються не більше 30 – 36 годин.

Сучасні кліматичні зміни відбилися і у басейні Чорного моря. Якщо раніше північне узбережжя Чорного моря відносилось до степового і континентального клімату, західне і кавказьке узбережжя до помірного морського клімату, узбережжя Туреччини і південний берег Криму - до середземноморського, то в даний час кордон степового клімату змістився далеко на схід до Каспій клімату. Найбільші зміни для басейну Чорного моря відносяться до розподілу степового та середземноморського кліматів [1].

Мінливість інтенсивності атмосферної циркуляції в сучасний період глобального потепління, ймовірно, позначилося на умовах морського середовища, зокрема посилення вертикальної стратифікації водних мас. Як буде показано нижче, це посилення відбулося за рахунок соленосної складової. Є припущення, що єдиною причиною зменшення солоності поверхневого шару моря могла бути зміна циркуляції вод СЗЧМ, що викликало підвищену концентрацію річкових вод у її західному та центральному районах. Модельні розрахунки [5] підтверджують цю гіпотезу.

### **Гідрологічні умови**

До головної особливості гідрологічного режиму СЗЧМ належить вплив рясного стоку рік Дунаю, Дніпра, Південного Бугу та Дністра. Сумарний стік цих річок становить 80% від загального прісного стоку Чорне море. За даними [1] середньорічний стік Дунаю становить 210 км<sup>3</sup>, Дніпра – 43 км<sup>3</sup>, Південного Бугу – 2 км<sup>3</sup> та Дністра – 10 км<sup>3</sup>. У Чорному морі існує явна перевага сезонної мінливості термохалінної структури. Однак, слід

зазначити, що дані коливання спостерігаються лише у верхньому шарі 0 - 20 м. У глибших шарах сезонна мінливість зменшується і багаторічні коливання стають домінуючими [6]. Загальний характер змін температури води в Чорному морі за 100 - літній період спостережень є циклонічним процесом при загальній тенденції до потепління. У фази збільшення прісних вод (або зменшення випаровування) відбувається розпріснення верхнього шару, у ньому посилюється вертикальна стратифікація та слабшає вертикальний обмін. Горизонтальний розподіл складових водного балансу нерівномірний: вплив річкового стоку та атмосферних опадів максимально у прибережній зоні, максимуми випаровування приурочені до областей максимальної швидкості вітру на північному заході моря [6].

Узагальнення даних інструментальних вимірів течій на автономних буйкових станціях (АБС) цього району нечисленні. Узагальнення даних спостережень представлено у роботі [7]. Так, при вітрах північного, північно-східного та східного напрямів на північно-західному шельфі переважає циклонічна циркуляція, а при південних та південно-західних вітрах – антициклонічна.

Для Одеського регіону за даними рейдових спостережень над течіями у 1984 – 1988 роках. [8] було виявлено, що при значній мінливості течій у поверхневому шарі найбільшу повторюваність має циклонічний тип циркуляції, створюваний дрейфовими течіями при південно-східних і північних вітрах, що найчастіше повторюються. Цьому типу циркуляції сприяє й течія з Дніпро-Бузького лиману. У той же час у під поверхневому шарі спостерігається антициклонічна циркуляція.

Вивчення коливань рівня у Чорному морі, у контексті глобальної зміни клімату, стосується актуальних проблем сучасних досліджень. У 60-80-х роках минулого століття найбільша увага приділялася вивченню штормових згінно-нагінних явищ, що цілком виправдано, враховуючи їхнє велике значення для мореплавання та практичної діяльності в зоні сполучення суша – море. В останні 15 років висунувся новий напрямок у вивченні мінливості рівня Чорного моря – дослідження його довгоперіодних коливань та прогноз майбутніх змін.

Воно зумовлене значною мірою сучасним підвищенням рівня Світового океану, у результаті відбувається затоплення і підтоплення низьких прибережних територій, і навіть активне переформування берегів з негативними наслідками [9]. Так, у роботі [10] оцінено масштаби довгоперіодних коливань рівня в Чорному морі, що виявляються як екстремальні добові значення досліджуваної характеристики. Також відзначаються як квазідворічні, так і 3–5, 20, 30-річні періодичності, які визначаються сонячною активністю, процесами взаємодії в системі «океан-атмосфера», а також впливом геомагнітних, астрономічних та геліофізичних сил. Основний екстремум у сезонному ході рівня Чорного моря, зумовлений річковим стоком і характеризується весняно-літнім максимумом (IV–VI-паводок) та осіннім мінімумом (IX–XI-міжень). Вважається, що основною

причиною сезонних коливань рівня у Чорному морі є стік річки Дунай, яка постачає приблизно три чверті загального прісного стоку в море.

Крім коливань рівня, зумовлених вище розглянутими чинниками, існують геодинамічні коливання результати вертикальних рухів земної кори. Сучасні вертикальні рухи, за даними нівелювання, показали, що середня швидкість опускання реперів в Одесі становить 0,51 см на рік [9]. Діяльність [11] зазначено, що північно-західний регіон Чорного моря опускається зі швидкістю 0,1 – 0,16 див/г.

Коливання рівня моря та вертикальні тектонічні рухи побережжя надають значний вплив на інтенсивність основних рельєфоутворюючих процесів у береговій зоні (умови живлення берегів наносами, загальний бюджет осадового матеріалу та еволюція контуру берегової лінії). Стійке тривале підвищення відносного рівня моря порушує взаємодію суші і моря, що встановилося, що тягне до адаптації гідродинамічних факторів до мінливих глибин. Можна вважати, що на середньому узбережжі, при підвищенні рівня на один сантиметр ширина пляжної зони скорочується на один метр. Підвищення рівня моря сприяє посиленню абразії на ділянках берега, що раніше руйнувалися, також відбувається відступання акумулятивного берега в результаті розмиву верхньої частини профілю підводного берегового схилу.

### **Просторово-тимчасова мінливість гідрологічних характеристик та закономірності розвитку придонної гіпоксії**

Вертикальна структура поля температури закономірно змінюється протягом року. Перед весняним прогріванням вся товща має таку ж температуру, як і поверхню. До травня формується прогрітий шар та добре виражений термоклін на глибині до 5 м з градієнтом до 1°C м-1. До серпня в результаті прогріву та вітрового перемішування термоклін опускається до 15-20 м, а максимальні градієнти можуть досягати 3-5°C-м-1. На менших глибинах прогріта водяна маса захоплює всю товщу. До листопада термовтрати з поверхні та зимова вертикальна циркуляція вирівнюють температуру від поверхні до дна. Саме тоді вона становить близько 10°C, а протягом зими на початок весняного прогріву поступово знижується до 2-4°C у всій товщі. У літній період у придонному шарі узмор'я відзначено закономірність утворення дефіциту кисню у міру заглиблення сезонного термокліну. Процес починається на малих (8-15 м) глибинах у червні і закінчується у липні, коли термоклін досягає дна і за рахунок вертикальної однорідності покращується аерація придонного шару. На глибинах понад 15 м нижня межа термокліну слідує за топографією морського дна. Придонний шар формується ізольованою водною масою, де внаслідок окислення та відсутності джерел надходження кисню виникає придонна гіпоксія. Рідкісні адвективні струми можуть тимчасово покращити кисневий режим, але в цілому розвиток придонної гіпоксії стійкий і продовжується до середини осіннього періоду. Загальне відновлення відбувається взимку, внаслідок осінньо-зимової вертикальної конвекції [12].

Протягом останніх десятиліть основна проблема північно-західного шельфу Чорного моря пов'язана з постійним недоліком розчиненого кисню у придонних шарах у теплий період року. Вперше це було зазначено в публікаціях [13 - 15]. Надалі багатьма дослідниками відзначалася природа цього явища як результат антропогенного евтрофування північно-західної частини Чорного моря (СЗЧМ). Великомасштабна придонна гіпоксія, коли площа ураження ділянок дна займає, найчастіше до 1/3 всієї акваторії СЗЧМ і тривалість кисневої недостатності - від 1 до 3 місяців, пов'язана з евтрофуванням, якістю річкового стоку та стічних вод. Глобалізація антропогенного евтрофування зазначена у [16 – 18].

При цьому північно-західний шельф Чорного моря не є винятком, а займає особливо важливе місце серед акваторій внутрішніх морів Світового океану, що перебувають у кризовому стані. За минулі 40 років області формування придонної гіпоксії на шельфі в літньо-осінній період поширювалися нерівномірно з максимальним проявом цього феномена у 80-ті роки. На початку 90-х років, у період економічної кризи в придунайських країнах, було відзначено деяке скорочення надходжень забруднюючих та біогенних речовин із річковим стоком. Проте припущення відновлення морської шельфової екосистеми не справдилися. Значна прогалина в моніторингових дослідженнях з 1993 по 2000 р.р. не дозволив адекватно оцінити сучасні умови, зокрема на відносному глибоководі між ізобатами 20-50 м, де розвиток гіпоксії є найбільш стійким і тривалим. Численні прибережні експедиції давали можливість оцінити лише стан мілководдя (до 15–20 м), де розвиток гіпоксії обмежений травнем – червнем. Тим не менш, окремими прямими спостереженнями в пригірловій ділянці Дунаю були відзначені умови гіпоксії та значні запаси біогенних речовин у донних відкладах, які за певних умов провокують розвиток гіпоксії.

Проблеми збільшення біогенного стоку Дунаю, що відбилися на гідрохімічному режимі узмор'я та гідробіологічних умовах узмор'я та дельти, скорочення концентрацій завислої речовини в річці після будівництва каскаду гідротехнічних споруд на середньому Дунаї (гідроелектростанції Джердап – 1, 2) докладно висвітлено у роботі. Проаналізувавши географію зон гіпоксії в СЗЧМ [30], виділимо три, найхарактерніші і найчастіше зустрічаються зони: одеську, центральну і дунайську. Безперечно, зустрічаються їх модифікації – трансформація, злиття в одну велику чи наявність лише однієї з трьох названих. Поєднання можуть бути найрізноманітнішими як у просторі, і у часі. Однак механізм розвитку придонної гіпоксії досить складний і пов'язаний не тільки з величиною прісного стоку, але і його сезонним розподілом. Суть процесу пояснюється такою. Раннє повінь - з березня по травень - виносить у море основну масу біогенних речовин (кормову базу фітопланктону) тоді, коли активність фотосинтезу ще не досягла максимуму і низька температура води не сприяє інтенсивному розвитку водоростей. У міру усунення піку повені на пізніший термін зовнішні умови для розвитку фітопланктону стають все більш сприятливими - збільшується тривалість світлого часу доби, прогрівається



поверхнева водна маса, заглиблюється сезонний термоклін. Активність розвитку фітопланктону при сильному надходженні поживних речовин різко зростає, що часто призводить до «цвітіння» води. Надалі, після закінчення життєвого циклу, відмерла маса планктону разом із детритом осідає на дно. У процесі мінералізації органічної речовини відбувається значне споживання розчиненого у воді кисню, що у серпні – вересні призводить до придонної гіпоксії. Статистичними розрахунками [30] встановлено чисельні залежності стану ступеня евтрофікування від величини стоку Дунаю. За умови проходження 1/3 величини весняної повені до початку квітня, основна частина річкових вод за рахунок інтенсивних динамічних процесів переноситься на південь вздовж шельфу та широкомасштабного процесу гіпоксії не відзначається. При зміщенні піку паводкових вод до травня, в умовах наступної динамічної стагнації, основна маса евтрофних вод локалізується в гирловій ділянці Дунаю і надалі провокує розвиток широкомасштабної гіпоксії, що займає всю гирлову область.

Багаторічні зміни  $O_2$  характерні всім місяцям теплого півріччя приблизно рівні). Найбільші відмінності досягаються у серпні (Рис. 5.3.2-5.3.3).

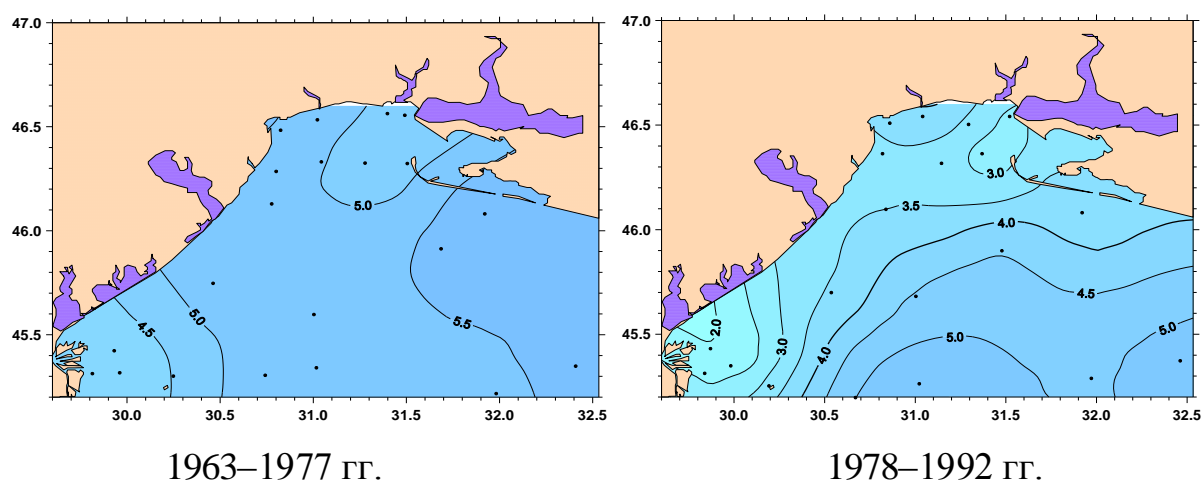


Рис. 5.3.2. Розчинений кисень (мл/л) у водах придонного шару (1978-1992) - (1963-1977) Серпень

Для інших аналізованих показників також виявлено достовірні відмінності. Так, середній градієнт густини з травня по серпень 1978-1992 років. був на 20–25 % більше, ніж у 1963–1977 роках. Величина середнього вертикального градієнта щільності ( $G$ ) розраховувалася за формулою  $G = \Delta\rho / \Delta z$ , а також запасу плавучості ( $B$ ) у вигляді  $B = \Delta\rho * \Delta z$ , де  $\Delta\rho$  – різниця потенційної щільності у шарі між нижнім та верхнім горизонтом товщиною  $\Delta z$ .

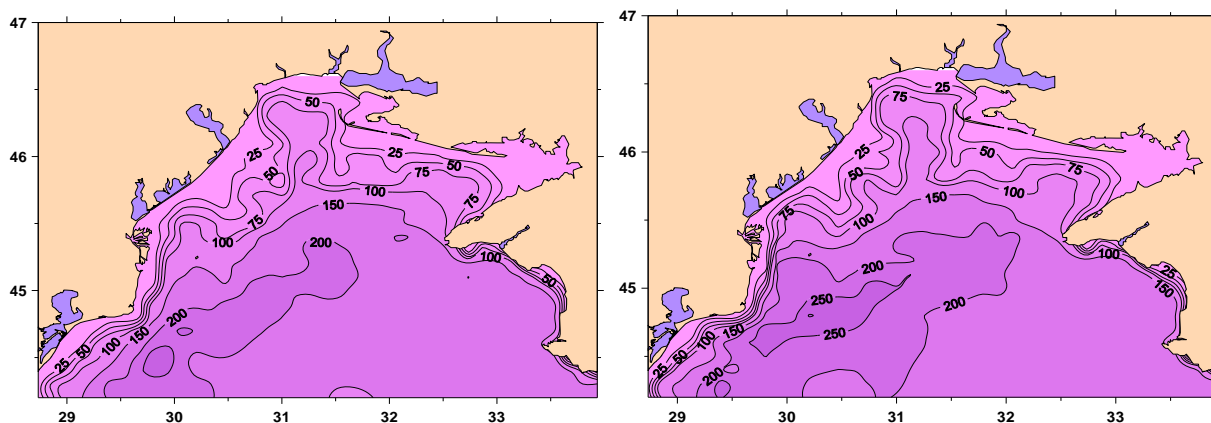


Рис. 5.3.3. Запас плавучості (кг/м<sup>2</sup>) шару від поверхні до дна

Разом із підвищеним надходженням органічної речовини та іншими біохімічними факторами це створило сприятливі умови для розвитку у 1978–1992 роках придонної гіпоксії на значній частині акваторії СЗЧМ.

Процесу антропогенного евтрофування чорноморського шельфу присвячені чисельні публікації в вітчизняній та зарубіжній літературі [13, 31 – 32].

Крім цього негативного явища, зі стоком рік та прибережних міських агломерацій виноситься значне кількість забруднюючих речовин (ЗР). У процесі седиментації відбувається акумуляція зважених речовин у донних відкладах, що посилює негативні зміни умов існування бентосу. З цієї причини в даній роботі зроблено спробу розглянути даний питання з використанням доступних літературних та ретроспективних даних, а також провести аналіз інтенсивності надходження, накопичення та мозаїчності розподілу забруднюючих речовин, у тому числі важких металів, нафтопродуктів у північно-західній частині Чорного моря (ПЗЧМ).

Вплив забруднюючих речовин на біоту та якість водної середовища також широко відображено у науковій літературі, тому оцінку ступеня забрудненості донних відкладів північно-західного шельфу Чорного моря шельфу слід вважати досить актуальною проблемою. Середні значення досліджуваних параметрів оброблені методом лінійної інтерполяції та наведені до центрів квадратів, ранжируваних за гідрологічними ознаками.

### **Основні імпактні зони Чорноморського шельфу**

У північно-західній частині Чорного моря знаходиться низка портів України. До них відносяться Одеський, Чорноморський (Іллічівськом) та Південний порт локалізовані в межах одеського мегаполісу. Порт Білгород-Дністровський розташований у дністровському лимані. Чотири порти розташовані на Дунаї. Це порт Усть-Дунайськ, на узмор'ї Жебріяньської бухти, порти Кілія, Ізмаїл та Рені. На північному березі Джарилгацької затоки знаходиться порт Скадовськ. На акваторії Дніпро-Бузького лиману розташовані порти Миколаїв, Херсон, Октябрськ, Дніпро-Бузький. Протягом усього узбережжя від Дунаю до Очакова, де розташовані основні українські порти, спостерігаються піщані мілини. Ці ландшафтні комплекси схильні до

значних змін у сучасних умовах інтенсифікації активності баричних утворень над Чорним морем, зростання рівня моря, збільшення потужності штормів. Донні опади портів значною мірою схильні до забруднення особливо у портах з обмеженим водообміном. Так, у концентрації нафтопродуктів Одеському та Іллічівському портах досягають 6000 мг/кг, а в порту Південному (Южному) – до 1900 мг/кг. Високі концентрації нафтопродуктів на дні сприяли майже повній деградації донних компонентів їх екосистем. Будівництво причалів, молів, хвилеломів і днопоглиблення тягне за собою спрощення донних біотопів і зведення їх до більш-менш однотипного мулистого абосто-піщаного дна з іншого боку створює штучні тверді субстрати [42]. Використання знань про гідродинаміку вод, гідрохімічний режим, біотопи і біоценози імпактних зон, до яких належать порти, прибережне мілководдя та деякі акваторії такі, як наприклад області скупчення цінної водорості філофора в центральній частині та в Каркінітській затоці, дозволять проводити політику раціонального використання морських ресурсів їх відновлення та збереження.

## ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАНЬ

1. Океанографія Чорного моря / В.А.Іванов, В.Н.Белокопытов; НАН України, Морської гідрофізический інститут. - Севастополь, 2011 - с. 212).
2. Современные ландшафты Крыма и сопредельных акваторий. Монография.//Научный редактор Е.А. Позаченюк. – Симферополь. Бизнес – информ, 2009. – 672с.
3. Фесюнов О.Е Геоэкология северо-западного шельфа Чорного моря. Одесса. Астропринт. 2000. – 100 с.
4. Чернякова А.П. Типовые поля ветра Чорного моря. – Сб. работ БГМО ЧАМ 1965. Вып. 3, с. 78 – 131. Чернякова А.П., Сергеев Г.В. Атлас волнения и ветра Чорного моря. – Л. Гидрометеиздат, 1970. – 65 с.
5. Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Моделирование распространения и трансформации речных вод на северо-западном шельфе и в глубоководной части Чорного моря // Мор. гидрофиз. журн. - 1996. - № 3. - С. 30 - 40.
6. Белокопытов В.Н. Климатическая изменчивость плотностной структуры Чорного моря // Український гідрометеорологічний журнал. № 14, 2014. С. 227 - 235.
7. Tolmazin, D. (1985a), Changing coastal oceanography of the Black Sea, I, Northwestern Shelf, Prog. Oceanogr., 15, 217-276).
8. (Доценко С.А. Сезонная изменчивость основных гидрологических параметров в Одесском регионе северо-западной части Чорного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа - Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. - 2002. - Вып. 6. - С. 47 - 57).
9. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Уровень Чорного моря: прошлое, настоящее и будущее. – НАН України, МГІ. Севастополь, 2006. – 210с.
10. Андрианова О. Р. Многолетние колебания уровня Мирового океана: тенденции и причины / О. Р. Андрианова. – Одесса: Астропринт, 2014. – 160 с.
11. Рева Ю.А. Межгодовые колебания уровня Чорного моря // Океанология – 1997.- 37, № 2 С.бь 211 – 219.
12. Берлинский Н. А. Механизм формирования придонной гипоксии в шельфовых экосистемах / Н. А. Берлинский // Водные ресурсы. – Москва, 1989. – №4. – С. 112–121.
13. Зайцев Ю. П. Северо-западная часть Чорного моря, как объект современных гидробиологических исследований / Ю. П. Зайцев // Биология моря. – 1977. – Вып. 43. – С. 3–6.
14. Толмазин Д. М. Анализ гидрологических и гидрохимических факторов формирования гипоксии в междуречье Дунай – Днестр / Д. М. Толмазин, А. С. Острогин, А. П. Кудрянь, А. И. Балашов, З. Т. Буланая // Биология моря. – 1977. – Вып. 43. – С. 7–11.
15. Толмазин Д. М. Гидролого-гидрохимическая структура вод в районах гипоксии и заморозов<sup>15</sup> в северо-западной части Чорного моря // Биология моря. – 1977. – Вып. 43. – С. 12–17.

16. Гаркавая Г. П. Биогенное вещество и кислород в придунайских водах Черного моря / Г. П. Гаркавая, З. Т. Буланая, Ю. И. Богатова // XX международная конференция по изучению Дуная: материалы. – Киев : Наукова думка, 1982. – С. 81–84,
17. Гаркавая Г. П. Современные источники эвтрофирования северо-западной части Черного моря. / [Гаркавая Г. П. Биогенное вещество и кислород в придунайских водах Черного моря / Г. П. Гаркавая, З. Т. Буланая, Ю. И. Богатова // XX международная Г. П. Гаркавая, Ю. И. Богатова // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету ім. В. Гнатюка. Серія: Біологія. – Спеціальний випуск: Гідроекологія. – 2001. – № 3(14) – С. 188–189,
18. Берлинский Н. А. Придонная гипоксия на северных шельфах Черного и Каспийского морей как фактор эвтрофирования / Н. А. Берлинский, А. Н. Косарев, А. В. Кураев, Ю. И. Богатова // «4-я конф. Динамика и термика водохранилищ и прибрежной зоны морей»: тез. докл. – Москва, 2004. – С. 196–199. ].
19. Оксуюк О. П. Характеристики качества водной среды украинской части Дуная (основные параметры) / О. П. Оксуюк, Л. А. Журавлева, А. В. Ляшенко и др. // Гидробиологический журнал. – 1992. – Т. 28, №6. – С. 3–11.
20. Alexandrov V. The Danube role in the Black Sea contamination. Problems of regional seas 2001 / V. Alexandrov, N. Berlinsky, J. Bogatova at all // The International Symposium on the Problems of Regional Seas, 12 – 14 May 2001, Istanbul, Turkey: proceeding. – Istanbul, 2001. – P. 64–75.
21. Харченко Т. А. Екологічні проблеми пониззя Дунаю, біорізноманіття та біоресурси озерно-болотного ландшафту дельти / Т. А. Харченко, В. М. Тімченко, О.І. Іванов та ін. – К.: Вид-во Інтерекоцентру, 1998. – 92 с.
22. Харченко Т. А. Биоразнообразие водных ценозов и качество воды низовьев Дуная в пределах Украины / Т. А. Харченко, А. В. Ляшенко, И.Х. Башмакова // Гидробиол. журн. – 1998. – Т. 34, № 6. – С. 45–65.
23. Харченко Т. А. Ретроспективный анализ качества воды низовьев Дуная / Т. А. Харченко, А. В. Ляшенко, И. Х. Башмакова // Гидробиол. журн. – 1999. – Т. 35, № 6. – С. 3–16.
24. Тимченко В. М. Взвешенное вещество Дуная и придунайских водоемов / В. М. Тимченко // Гидробиологические исследования придунайских водоемов: Сб. науч. трудов. – К. : Наукова думка, 1987. – С. 3–14.
25. Гаркавая Г. П. Многолетняя динамика биогенных веществ Килийского гирла Дуная / Г. П. Гаркавая, Ю. И. Богатова, З. Т. Буланая // Другий з'їзд гідроекологічного товариства України, 27–31 жовтня 1997: тези доповідей. – Киев, 1997. – Т. I. – С. 23–24.
26. Рясинцева Н. И. Особенности распределения загрязняющих веществ и продукции органического вещества фитопланктона в приустьевой зоне реки Дунай / Н. И. Рясинцева, С. А. Саркисова, П. Т. Савин и др. // Экосистема взморья украинской части дельты Дуная / [отв. ред. Л. В. Воробьева]. – Одесса: Астропринт, 1998. – С. 63–111.

27. Garkavaya G. P. Dynamics of nutrient substances in the Kiliya delta of the Danube in conditions of reduced and regulated runoff / G. P. Garkavaya, J. I. Bogatova, Z. T. Bulanaya // 32 Konferenz der L.A.D. Limnologische Berichte Donau: proceeding. – Wien, 1997. – P. 37–42.
28. Романенко В. Д. Лимнологические проблемы Дуная и их международное решение / В. Д. Романенко, И. Даубнер // Гидробиологический журнал. – 1989. – Т. 25, № 2. – С. 3–8.
29. Біорізноманітність Дунайського біосферного заповідника, збереження та управління. – Київ: Наукова думка, 1999. – 704 с.
30. Берлинский Н. А. К проблеме формирования придонной гипоксии в северо-западной части Черного моря / Н.А. Берлинский, Ю. М. Дыханов // Экология моря. – 1991. – Вып. 38. – С. 11–15.
31. Berlinsky N., Yu. Bogatova Yu., Garkavaya G. Estuary of the [in]: The Handbook of Environmental Chemistry. Springer-Verlag: Berlin-Heidelberg 2006, 5, Part H (Estuaries), 23-264.
32. Gomoiu M-T. New Approaches in the Assessment of the Black Sea Ecosystems Geo-Eco-Marina 9-10, 2003-2004. National Institute of Marine Geology and Geoecology Modern and Ancient Fluvial, Deltaic and Marine Environments and Processes Proceedings of Euro. EcoGeoCentre, Romania.
33. Гідрологічні та гідрохімічні показники стану північно-західного шельфу Чорного моря // ЗАТ «Віпол», Київ. 1998. – 616 с.
34. Панкратова Т.М., Себах Л.К., Финкельштейн М.С. Оценка распределения и пути миграции тяжелых металлов в экосистеме Каркинитского залива. Труды Южного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии. 1994. Т. 40, С. 150 – 156.
35. Геология шельфа УССР Литология — Киев: Наукова думка, 1985. 189 с. 2
36. Единая государственная система информации об остановке в Мировом океане (ЕСИМ Unified state system of information about OS-SETTING in the world's oceans(ESIM [http://esimo.oceanography.ru/esp2/index/index/esp\\_id/10/section\\_id/8/menu\\_id/4065](http://esimo.oceanography.ru/esp2/index/index/esp_id/10/section_id/8/menu_id/4065)
37. Себах Л.К., Панкратова Т.М. , Оценка загрязненности Черного и Азовского морей в современных антропогенных условиях. Труды Южного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии 1995. Т.41. С.91 – 93.
38. Рясинцева Н.И., Саркисова С.А., Савин П.Т., Секундяк Л.Ю. Особенности распространения загрязняющих веществ и продукции органического вещества фитопланктона в приустьевой зоне реки Дунай // Экосистема взморья украинской дельты Дуная. Одесса, Астропринт, 1998.с. 63 - 11.
39. Ungureanu Viorel Gh., Popescu Rodica, Stănică Adrian, Axente Valerica, MiluConsuela // Metals in the Danube river suspended sediments at the mouth of the Sf, Ghreorghe disributary / GEO-ECO-MARINA 9-10/2003-2004, Romania.

40. Oaie Gheorghe, Secieru Dan, Szobotka Ștefan, Stănică Adrian, Soare Romero //Pollution state of sediments dredged from the Sulina distributary and their influence to the Danube delta front area / GEO-ECO-MARINA, 4/1999. P 37 – 41.
41. Tsymbalyuk K.K. Den'ga Y.M., Berlinsky N.A., Antonovich V.P. Determination of 16 priority polycyclic aromatic hydrocarbons in bottom sediments of the Danube estuarine coast by GC/MS , Geo-Eco-Marina, 2011, 17, 67-72.
42. Виноградов А.К., Богатова Ю.И., Синегуб И.А. Экосистема морских портов Черноморско-азовского бассейна (введение в экологию морских портов) Одесса. Астропринт. 2012 – 528с.

## Узагальнення та висновки

1. Огляд літературних джерел з кліматичних змін льодового режиму в північно-західній частині Чорного моря та в Азовському морі показує, що на обох морях в останні роки спостерігаються суттєві кліматичні зміни, причинами яких є зміни макро - циркуляційних атмосферних процесів і зростання температури повітря, особливо помітне в зимовий період.
2. Огляд літературних джерел з проблеми мінливості гідрологічних та гідрофізичних характеристик в прибережних та шельфових водах Чорного моря дає загальні уявлення про досягнуті результати з оцінки просторово-часових параметрів мінливості в різних інтервалах. Деякі види мінливості досліджені достатньо добре (наприклад - багаторічна, сезонна мінливість), а інші (мезомасштабна та синоптична) потребують або спеціальних експериментів, або нових методик обробки існуючих даних спостережень. Що стосується міжрічної мінливості – для отримання її параметрів потребується подальше накопичення даних систематичних спостережень.
3. Дослідження гідроакустичних характеристик і їх результати мають важливе практичне значення для гідрографічних робіт (забезпечення їх точності і якості), вимірів в морі в акустичному діапазоні та забезпечення якісного підводного зв'язку.
4. Важливий аспект дослідження внутрішніх хвиль і гідроакустичних характеристик полягає в тому, що перші значно впливають на другі і при суттєвих змінах режимних термохалінних характеристик ПЗЧМ в останні роки, які розглянуті вище, відбуваються відповідні зміни параметрів в полі внутрішніх хвиль.
5. Аналіз матеріалів спостережень за льодовими характеристиками за багаторічний період показав, що на станціях північно-західній частині Чорного моря в датах появи льоду проявляється значна між річна мінливість. В окремі роки лід з'являється на початку або в середині листопада і навіть в другій половині жовтня. Самі пізні дати появи льоду спостерігаються в кінці січня і в першій половині лютого. Розмах між річних коливань змінюється від 56 до 110 днів. В датах очищення від льоду також спостерігаються значні між річні зміни. Самі рані дати очищення припадають на середину, або кінець січня, а пізні – на перші дні квітня. Розмах між річних коливань змінюються від 45 до 80 днів, що декілька менше ніж розмах коливань дат появи льоду. Такі оцінки є характерними для морів з нестійким льодовим режимом.

Найбільша тривалість льодового періоду і кількість днів з льодом спостерігається на станціях Дніпро-Бузького лиману, а найменша – на станціях Одеса і Чорноморськ. В найбільш суворі зими тривалість льодового періоду досягала в 140 днів, а кількість днів з льодом -118.



Аналіз просторових коефіцієнтів кореляції показав, що для станцій Дніпро-Бузького лиману дати появи льоду статистично пов'язані між собою і слабо, або зовсім не пов'язані з датами появи льоду в Одесі і Чорноморську. В той же час між датами появи льоду в Одесі і Чорноморську зв'язки доволі тісні. Для дат очищення від льоду коефіцієнти просторової кореляції на всіх станціях доволі високі і вище, ніж для дат появи. Ці результати свідчать про різні механізми утворення льоду в морі і очищення від льоду. Просторові коефіцієнти кореляції як для кількості днів з льодом так і для тривалості днів з льодом на всіх станціях досліджуваного району дуже високі. При цьому кількість днів тісніше пов'язана на різних станціях, ніж тривалість льодового періоду.

Аналіз взаємозалежності між датою очищення від льоду і тривалістю льодового періоду і кількістю днів з льодом, показав, що на більшості станцій простежуються доволі тісні зв'язки, причому коефіцієнти кореляції між датами очищення від льоду і кількістю днів з льодом більш високі, з чого можна зробити висновок, що дата очищення від льоду в значній мірі залежить від кількості днів з льодом. Спостерігаються тісні кореляційні зв'язки між датами очищення від льоду і середньою за зиму льодовитістю і сумами градусів-днів морозу.

В міжрічних змінах тривалості льодового періоду по всіх станціях північно-західної частини моря спостерігаються суттєві негативні тренди. В другій половині ХХ століття тривалість льодового періоду зменшувалась з середньої швидкістю 0,5 днів за рік, в той час як в ХХІ столітті швидкість зменшення зросла до двох днів за рік. Ці результати добре узгоджуються з між річними змінами суми градусів-днів морозу в Чорному морі.

6. Проведена оцінка якості вод за гідрохімічними показниками показала, що акваторія північно-західної частини Чорного моря характеризується наступними класами якості води: у 8,5% випадків спостерігається II клас – «чисті»; 70% - III клас «помірно забруднені»; 1,4 % - IV клас «забруднені»; 20% - V клас «брудні». Виявлено, що найбільше забруднення спостерігається у Дунайському та Дністровському районах. Найбільший внесок з усіх досліджуваних гідрохімічних показників забруднення північно-західної частини Чорного моря вносять іони нітритів, що становить 60% від усіх досліджуваних спостережень. Виявлений взаємозв'язок між синтетично поверхнево-активними речовинами і нафтовими вуглеводнями ( $r_{xy}=0,68$ ), де чітко простежується спочатку збільшення СПАР, потім нафтових вуглеводнів. Показаний високий рівень забруднення нафтовими вуглеводнями акваторії дельти р. Дунай, порту Одеса, гирло р. Південний Буг, де концентрації нафти досягають 0,7-1,1 мг/дм<sup>3</sup>.

7. В період з 1982 по 2005 рр., в Чорному морі спостерігається відносно швидкий нагрів поверхневого шару (величина потепління дорівнює 0,96 °С).

В західній частині ПЗШ у поверхневому шарі середня температура підвищилася в зимовий період на два градуси, а в придонному – більше ніж на 3 °С. За період 1990 – 2005 рр. у міжрічному ході в Одеському районі спостерігається значущий тренд зростання температури води. У цілому за цей період середня річна температура води підвищилася на 1,2 °С, від 10,8 °С на початку періоду до 12,0 °С наприкінці. Найбільш виражений і статистично значущий тренд підвищення температури води в Одеському районі спостерігався в літній гідрологічний сезон. Середня літня температура води за цей період підвищилася на 2,7 °С (від 18,8 до 21,5 °С). У перехідні сезони (навесні і восени) також відзначена тенденція підвищення температури води, однак статистично значущий тренд відповідає тільки осінньому періоду. В цілому в період 1990 – 2005 років в Одеському районі спостерігалася тенденція до підвищення температури поверхневого шару води (статистично значуща в літньо-осінній період).

8. Багаторічні зміни середньої зимової солоності вод ПЗШ мають достатньо означені тренди, які вказують на її зниження в кліматичному плані. На режим солоності поверхневого шару вод ПЗШ значно впливає прісний стік річок. За даними спостережень за період 1948 – 1982 рр. виявлено зв'язок між стоком р. Дніпро і середньою річною солоністю на ГМС «Одеса-порт» з коефіцієнтом кореляції – 0,75. Аналогічна оцінка кореляції, яка була отримана за даними спостережень у 1950 – 2005 роках, показала, що значення коефіцієнту кореляції не змінилося і склало – 0,75. За період 1990 – 2005 рр. коефіцієнт кореляції склав - 0,86 при 95 % довірчому рівні значущості 0,5. За період 1990 – 2005 рр. у між річному ході середньої солоності води спостерігався значущий тренд зниження солемісту. В цілому за розглянутий період середня річна солоність води знизилася на 1,36 ‰ – від 15,34‰ у 1990 р. до 13,98 ‰ – у 2005 р. Достовірні тренди середніх сезонних значень солоності спостерігалися в зимовий і літній гідрологічні сезони року. Зміни весняних і осінніх значень солоності води не перевищували 95 % рівня значущості. Однак багаторічна тенденція до зниження солоності відзначалася й у ці сезони. Особливістю багаторічного ходу солоності в літні сезони є кліматичне підвищення її в західній частині ПЗШ.

9. В період 1990 – 2005 рр. в цілому спостерігалася тенденція до збільшення стоку Дніпра і зниження солоності в Дніпро-Бузькому (Одеському) районі (переважно в зимові і літні сезони року).

На всіх станціях північно-західній частини середній багаторічний рівень моря вище на 7-14 см, ніж середній багаторічний рівень всього Чорного моря, що обумовлено природними факторами – річковим стоком, стеричними ефектами, динамікою вод, згінно-нагінними коливаннями. На станції Одеса за період 1947-1979рр. підвищення рівня склало 11 см, а за період 1980-2012рр. рівень моря відчував хвильові коливання зі слабким від'ємним трендом. За весь досліджуваний період (1947-2012рр) рівень моря в Одесі підвищився на 14см, що узгоджується з аналогічними оцінками для

всього Чорного моря. Відмінність між річних коливань рівня на станції Одеса від інших станцій пояснюється вертикальними рухами суши. Аналіз кліматичних змін характеру згінно-нагінних коливань рівня на станції Одеса показав, що повторювальність нагонів різної інтенсивності практично не змінилась, а в повторювальності згонів відбулись суттєві зміни. За період 1980-2012рр. в порівнянні з періодом 1947-1979 рр. повторювальність незначних згонів збільшилась, а значних і дуже значних згонів - навпаки знизилась – приблизно на 5%-6%. На інших станціях за період 1975-2013рр. також спостерігається зниження інтенсивності згінно-нагінних коливань рівня моря, що узгоджується зі зниженням середньої швидкості вітру за останній кліматичний період.

10. Показаний ефект нівелювання антропогенних факторів негативного впливу на морське середовище в результаті відомих кліматичних змін за рахунок зниження інтенсивності згінно-нагінних коливань в північно-західній частині Чорного моря (відхилення менш за 30 см – незначні коливання рівня). За даними спостережень за характеристиками льодового режиму на станції Маріуполь за період 2007-2019 рр. спостерігалось дві суворі зими (2011-2012рр. і 2016-2017рр. ) і по п'ять помірних і м'яких зим відповідно. Тривалість льодового періоду в середньому склала 60 днів, але ж змінювалась в широких межах – від 35 днів до 135 днів. Середня товщина припаю склала 24 см і змінювалась від 10 см до 45 см.

11. Порівняння результатів досліджень за мінливістю характеристик льодового режиму з багаторічними даними показали, що дати появи льоду наставали в середньому на 4-6 днів пізніше, а очищення від льоду відбувалось на 7-14 днів раніше в порівнянні з попередніми роками. Тривалість льодового періоду зменшилась на 10-20 днів. Отримані результати свідчать про збереження тенденції про полегшення льодових умов в Азовському морі і, зокрема, на станції Маріуполь в останні роки.

12. Різноманітні джерела забруднення на великих площах водозбору зазвичай утворюють суміш забруднюючих речовин, які важче обробляти, ніж промислові відходи. Для більшості осадів існує більше аргументів на користь видалення, а не обробки. Механічний поділ менш забруднених фракцій може бути корисним етапом перед остаточним зберіганням залишків. Щоб поліпшити стан поверхневих водних об'єктів в зоні менеджменту, необхідно враховувати і знижувати всі існуючі чинники і ризики погіршення якості води. Відзначено значне збільшення (на два порядки) концентрації міді, свинцю і нікелю. Що стосується хімічного забруднення, то миш'як і ртуть представляються особливо проблемними елементами. Навпаки, Cr і Ni, мабуть, мають природне походження в дельті і вносять незначний вклад в токсичний потенціал відкладень в дельті Дунаю.

13. У східних районах азовського узбережжя України відзначається дефіцит наносів і відзначена висока ступінь мінливості абразійної форми прибережно-морського рельєфу, а в західних і північно-західних формується

надлишок наносів. Наноси формуються вітро-хвильовими течіями з боку Таганрозької затоки в бік коси Арабатська стрілка і далі переміщуються проти годинникової стрілки в Утлюцький лиман.

14. Збільшення повторюваності течій з Азовського моря в затоку Сиваш супроводжує перенос і відкладення наносів в прибережній зоні, де морфологія берегів і проток відноситься до супутнього фактору, тобто підтримує в руслі водотоку природні глибини для даної акваторії. Спостереження за зміною берегової лінії в районі оголовка коси Бірючий острів показує також зростання берегової лінії за рахунок наносів і акумуляції черепашнику.

15. З 2007 року по теперішній час середньорічні величини перевищення рівня Азовського моря над затокою Сиваш збільшилися до 10-13 см, крім того припинення зрошувального землеробства в Криму після 2014 року призвело до осолонення затоки Сиваш і його обміління. В якості рекомендацій слід брати до уваги можливість коригування регульованих факторів техногенного впливу, розчищення або поглиблення дна, доцільність яких проводиться за матеріалами проведення сезонного, після повеневої хвилі, моніторингу акваторії.