

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та  
аспірантської підготовки  
Кафедра океанології та морського  
природокористування

**МАГІСТЕРСЬКА КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА**

на тему: Коливання рівня моря в гирловій області Дунаю

Виконав студент 2 курсу групи МО-2  
спеціальності 103 «Науки про Землю»  
Кремінський Олександр Борисович

---

Керівник к.ф.-м..н., доц.  
Рубан Ігор Георгійович

Консультант \_\_\_\_\_

---

Рецензент к.ф.-м..н., с.н.с.  
Матигін Олександр Сергійович

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ**  
**ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

Факультет Магістерської та аспірантської підготовки

Кафедра океанології та морського природокористування

Рівень вищої освіти магістр

Спеціальність 103 «Науки про Землю»  
(шифр і назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри \_\_\_\_\_

“29” 10 2018 року

**З А В Д А Н Н Я**  
**НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ**

Кремінський Олександр Борисович

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Коливання рівня моря в гирловій області Дунаю

керівник роботи Рубан Ігор Георгійович, к.ф.-м.н., доцент,

(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом вищого навчального закладу від “05” жовтня 2018 року  
№271- С

2. Строк подання студентом роботи 10 грудня 2018 року

3. Вихідні дані до роботи: 1. Часові ряди спостережень за рівнем моря на станціях Приморське, Вилкове, Одеса.

2. Часові ряди спостережень за витратами р. Дунай

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити)

1. Розрахувати лінійні тренди коливань рівня на станціях Приморське, Вилкове, Одеса.

2. Провести кореляційний аналіз коливань рівня на досліджуваних станціях

3. Проаналізувати зв'язок коливань рівня зі стоком р. Дунай

4. Провести аналіз чинників змін рівня

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)

1. Графіки трендів рівня

2. Графіки авто- і взаємкореляційних функцій часових рядів

3. Графіки спектральних функцій числових рядів

## 6. Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв

7. Дата видачі завдання 29 жовтня 2018 року

## КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
	<b>Перший етап виконання роботи</b>			
	Одержання завдання на виконання магістерської роботи	29.10.18		
	Аналіз літературних джерел.	30.10-10.11.18 р.	90	Відмінно
	Збір матеріалів спостережень	10-20.11.18 р.	75	добре
	Аналіз матеріалів спостережень	20-30.11.18 р.	80	добре
	<b>Рубіжна атестація</b>	19-24.11.2018	90	відмінно
	Розрахунково-графічні роботи	30.11-05.12 2018	80	добре
	Підготовка тексту магістерської роботи, її оформлення.	10.01-15.01.15 р	80	добре
	<b>Кінцевий етап оформлення роботи</b>	31.01.18		
	<b>Попередній захист</b>	02.12.18		
	Здача на кафедрі	9-10. 12.2018		
	Перевірка на плагіат	13-14.12.2018		
	Рецензування	19-20.12.2018		
	<b>Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)</b>		85	Добре

Студент \_\_\_\_\_  
( підпис )Кремінський О.Б.  
(прізвище та ініціали)Керівник роботи \_\_\_\_\_  
( підпис )Рубан І.Г.  
(прізвище та ініціали)

## АНОТАЦІЯ

Актуальність: район дослідження перспективний з погляду використання судноплавного каналу Дунай – Чорне море.

Ціль: вивчення рівневих характеристик у пригирловій області річки Дунай

Завдання: вивчення сезонної та довгоперіодної мінливості рівня.

Об'єкт дослідження: рівень моря на ст.Приморське у пригирловій області річки Дунай.

Предмет дослідження: мінливість коливань рівня

Методи дослідження: статистичний аналіз.

У роботі розглянуто коливання рівня у пригирловій області річки Дунай на прикладі станції Приморське за середньомісячними даними. До аналізу були також притягнуті станції Одеса та Вілково, основні чинники коливань рівня на яких, відрізняються за впливом на коливання рівня на станції Приморське. Аналізувалися багаторічний та сезонний хід коливань рівня, дати настання екстремальних значень рівня, тривалість різних періодів коливань та їх амплітуда. Відзначено значна різниця між станціями, які знаходяться в пригирлових областях річок та станціями, що розташовані поза ними. Дани кількісні величини цих різниць.

Робота містить: 79 стор., 47 рис., 7 табл., 34 джерела.

Ключові слова: РІВЕНЬ, ДУНАЙ, КОЛИВАННЯ, СЕЗОННИЙ ХІД, МІНЛИВІСТЬ, АМПЛІТУДА, ТРЕНД.

## SUMMARY

Actuality: the research area is perspective in terms of using the navigable canal Danube - Black Sea.

Purpose: to study the level characteristics in the hollow region of the Danube River

Task: study of seasonal and long-period variability level.

Object of study: St.Primorsk in the hollow region of the Danube River.

Subject of research: variability of level fluctuations

Methods of research: statistical analysis.

In this paper, fluctuations of the level in the hill region of the Danube river are considered on the example of the Primorskaya station on the basis of the average monthly data. The analysis also involved the stations of Odessa and Vilkovo, the main factors of the fluctuations of the level on which differ in the influence on the level fluctuations at the station Primorskaya. The analysis of long-term and seasonal variations in the level of fluctuations, the occurrence of extreme values of the level, the duration of different periods of oscillation and their amplitude were analyzed. There is a significant difference between the stations located in the prehistoric areas of the rivers and stations located outside of them. Giving quantitative values of these differences.

The work contains: 79 pages, 47 figures, 7 tables, 34 sources.

Key words: LEVEL, DANUBE, SEASONAL VARIATION, VARIABILITY, AMPLITUDE, TREND.

## ЗМІСТ

	ВСТУП.....	7
1	ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИЙ ОПИС ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ.....	8
	1.1 Північно-західна частина Чорного моря.....	8
	1.2 Температура води Північно-західної частини Чорного моря...	9
	1.2.1 Просторовий розподіл температури води в Північно- західної частини Чорного моря.....	9
	1.2.2 Вертикальна структура температури води Північно- західної частини Чорного моря.....	14
	1.3 Солоність води Чорного моря.....	17
	1.3.1 Просторовий розподіл солоності води Чорного моря	17
	1.3.2 Вертикальна структура розподілу солоності води Чорного моря.....	22
	1.4 Гідрологічні характеристики Дунаю.....	24
	1.4.1 Загальна характеристика.....	24
	1.4.2 Стік води і наносів Дунаю.....	25
2	ПРИЧИНИ КОЛИВАННЯ РІВНЯ ЧОРНОГО МОРЯ.....	26
	2.1 Сучасний стан мережі пунктів спостережень над рівнем Чорного моря.....	26
	2.2 Чинники, що впливають на формування режиму рівня води і їх мінливість.....	28
	2.2.1 Річковий стік.....	29
	2.2.2 Атмосферні опади.....	30
	2.2.3 Випаровування з поверхні моря.....	31
	2.2.4 Баланс прісних вод.....	32
	2.2.5 Обмін через протоки.....	33
	2.2.6 Стеричні ефекти.....	35
	2.2.7 Атмосферний тиск.....	37
	2.2.8 Сучасні тектонічні рухи.....	39
	2.2.9 Твердий стік.....	40
	2.3 Багаторічні коливання рівня Чорного моря.....	41
	2.4 Сезонні коливання рівня.....	47
	2.5 Синоптичні коливання рівня.....	49
3	АНАЛІЗ ОТРИМАНИХ РЕЗУЛЬТАТІВ.....	57
	3.1 Матеріали спостережень і методи їх обробки.....	57
	3.2 Особливості сезонного ходу рівня Чорного моря на станціях західного узбережжя України.....	58
	3.3 Довгоперіодна мінливість коливань рівня у пригирловій області Дунаю.....	64
	ВИСНОВКИ.....	76
	ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	77

## ВСТУП

Зміни рівня моря можуть суттєво впливати, а в окремих випадках катастрофічно впливати на прибережну зону. Тому, проблеми зміни рівня моря та Світового океану завжди відносились до пріоритетних напрямків океанології. В останні десятиліття актуальність цих проблем значно зросла, що обумовлено значною мірою сучасним глобальним підвищенням рівня Світового океану та активним освоєнням берегової зони. Підвищення рівня спостерігається і в Чорному морі, в 2010 році він досягнув свого абсолютного максимуму за всю 150 річну історію спостережень.

В результаті безперервного глобального зростання рівня Світового океану і, зокрема, рівня Чорного моря (приблизно на 25-30 см за останні 50-100 років), а також існуючої тенденції подальшого його зростання, геофізичні і біологічні екосистеми випробовують найбільший тиск в береговій зоні. Вплив фізико-океанографічних, біо-, гео- екологічних чинників на прибережні зони Чорного моря визначає розвиток прибережної смуги, статус комплексних прибережних екосистем і надійність інфраструктури прибережних районів.

У південно-західній частині Чорного моря встановлені зони тектонічних розломів біля дельт річок, де коливання рівня досягають десятків сантиметрів (наприклад, у Вилкове, яке розташоване в дельті Дунаю). Слід звернути увагу також на зони лиманів, які теж відзначаються геологічними та гідрологічними особливостями, що потрібно враховувати при дослідженнях динаміки рівня моря. Щодо моніторингу екологічного стану морського середовища, цей район схильний до найбільшого антропогенного навантаження в результаті функціонування портів (Одеса, Очаків, Іллічівськ, Южний та інші), дії найбільших річок (Дунай, Дніпро, Дністер), які теж несуть антропогенне навантаження.

# 1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИЙ ОПИС ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ

## 1.1. Північно-західна частина Чорного моря

Північно-західна частина Чорного моря (ПЗЧМ) являє собою унікальний регіон, що відрізняється численними особливостями і грає важливу роль у формуванні водних мас, в циркуляції, інтенсивності обміну та інших процесах, що роблять істотний вплив на гідрологічний режим і біологічну продуктивність Чорного моря в цілому.[1]. Своєрідність ПЗЧМ в першу чергу визначає її положення в межах великої материкової мілини, обмеженою з півночі, заходу і північного сходу узбережжям, з якого надходить потужний річковий стік прісних вод Дунаю, Бугу, Дністра, Дніпра та інших річок [2,3]. Прісноводний стік в ПЗЧМ досягає 270 км<sup>3</sup> в рік, що близько до трьох чвертях всього річкового стоку в Чорне море [4], що становить, за даними різних авторів, 350-400 км<sup>3</sup> в рік [2,5,6]. Це призводить до формування дуже специфічного режиму і незвичайних структур, які не зустрічаються в інших районах моря. Особливого роду динаміка, термохалінні, гідрохімічні і гідробіологічні процеси визначають специфічний характер акваландшафтів ПЗЧМ. Материкова мілина в ПЗЧМ простягається на багато десятків кілометрів. У міру віддалення від узбережжя глибина моря поступово зростає, а починаючи з глибин 100-150м материкова мілина переходить в досить крутий материковий схил з перепадами глибин до 1000 м на відстанях 20-50 км[7]. У південному напрямку мілину поступово звужується і за межами ПЗЧМ підходить до Босфорською протокою. У східному напрямку ширина мілини звужується ще різкіше, особливо поблизу південного берега Криму.

Гідрологічний режим північно-західної частини Чорного моря визначається декількома факторами. Відкритість вторгнення континентальних повітряних мас з півночі зумовлює сильне охолодження водної товщі взимку. Стік рік Дунаю, Дніпра і Дністра, в середньому близько 270 км<sup>3</sup>/рік, призводить до значного розпріснення поверхневого шару. Уздовж кромки шельфу відбувається інтенсивний водообмін з відкритою частиною моря, здійснюваний синоптичними вихорами і процесами субдукції шельфових вод на материковому схилі. У прибережній зоні великий вплив на гідрологічну структуру надають згінно-нагінні явища і рельєф дна. Складні динамічні процеси перерозподілу вод на шельфі приводять до утворення різко виражених фронтальних зон.



## 1.2. Температура води Північно-західної частини Чорного моря

У північно-західній частині моря добре виражений сезонний хід, середній розмах сезонних коливань температури досягає  $25^{\circ}\text{C}$  на поверхні і  $4^{\circ}\text{C}$  на глибині 50 м. Мінімум температури води відзначається в січні - лютому, коли він може опускатися до температури замерзання в прибережних районах і до  $2-3^{\circ}\text{C}$  у відкритій частині. Північно-західний шельф є одним з основних чинників поновлення ХПС для всього Чорного моря. Навесні відбувається швидке нагрівання поверхневого шару, яке під впливом перемішування передається на глибину. До літа поверхневий шар у відкритій частині шельфу прогрівається, в середньому, до  $22-23^{\circ}\text{C}$ . Під впливом осінніх штормів відбувається інтенсивне перемішування і охолодження води. На глибині 50 м у відкритій частині шельфу сезонний хід складається з повільного підвищення середньої температури від  $5^{\circ}\text{C}$  в лютому до  $8,9^{\circ}\text{C}$  в грудні з різким зниженням до  $5,8^{\circ}\text{C}$  в січні.

### 1.2.1. Просторовий розподіл температури води в Північно-західній частині Чорного моря

Для зимового і літнього сезонів характерно зниження температури поверхні моря в меридіональному напрямку з півдня на північ. Взимку (рис. 1.1) це обумовлено отеплюючим впливом відкритого моря з одного боку, і адвекцією холодних повітряних мас з континенту, з іншого. У холодні зими межа між шельфовими водами і відкритим морем є яскраво виражений термічний фронт. Влітку (рис. 1.2) в північній частині північно-західного шельфу стає помітним дію зганяючі процесів, що призводять до підйому холодних вод з більш глибоких шарів.

У весняний та осінній сезони просторовий розподіл температури відображає загальну картину рельєфу дна північно-західній частині моря. Навесні (рис. 1.3) вода швидше прогрівається на мілководді біля берегів, восени (рис. 1.4), відповідно, швидше охолоджує дається. Швидшому прогріванню поверхневого шару прибережних вод в травні-червні також сприяє те, що максимальне розпріснення моря, пов'язане з весняними паводками, локалізовано в при береговій зоні. Осінній контраст температури між відкритою частиною і прибережною зоною виражений сильніше весняного, тому що процеси плотностной конвекції і вітрового перемішування швидко розрушають термічну стратифікацію.

Характерним для просторового розподілу середньої багаторічної придонної температури води є зміна протягом року знака меридіонального градієнта температури. У зимово-весняний період спостерігається зростання

придонної температури в напрямленні від півночі до півдня (рис. 1.5, 1.6). Це викликано сильним охолодженням води біля північного узбережжя, в той час як ХПС відкритий частині моря значно тепліше. У літньо-осінній період зростання температури відбувається в зворотному напрямку (рис. 1.7,1.8), що пов'язано з тим, що в північному мілководному районі придонні шари стають більш прогрітими, ніж ХПС відкритої часті моря.

У перехідні сезони (весняний та осінній) мінливість температури води збільшується. СКО температури від кліматичних значень становить в травні 2,4-2,6°C, в той час як в лютому 1,2-1,4°C.

В середньому, сезонні коливання температури води в відкритій частини шельфу мають більш згладжений хід, ніж в прибережних мілководних районах.

Вертикальний розподіл температури води в північно-західній частині моря (рис. 1.1 - 1.11) характеризується високою однорідністю в період інтенсивного перемішування з грудня по березень, наявністю термічної стратифікації (термокліна) з квітня по серпень і розвитком восени верхнього перемішаного шару, нижня межа якого заглиблюється з 10 м у вересні до 30 м в листопаді. Максимум вертикального градієнта температури в сезонному термокліні знаходиться влітку на глибині 15-20 м, середнє значення  $\sim 1^\circ\text{C}/\text{м}$ .

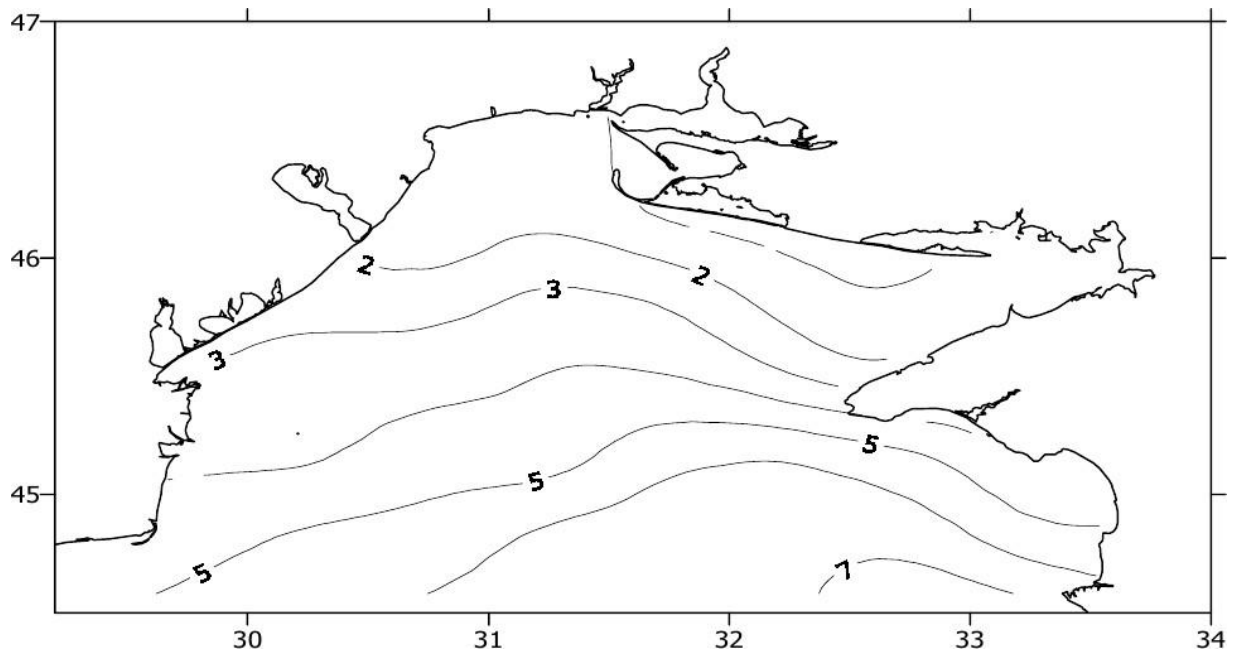


Рис. 1.1 Середній багаторічний розподіл температури води ( $^\circ\text{C}$ ) на поверхні в північно-західній частині Чорного моря в лютому

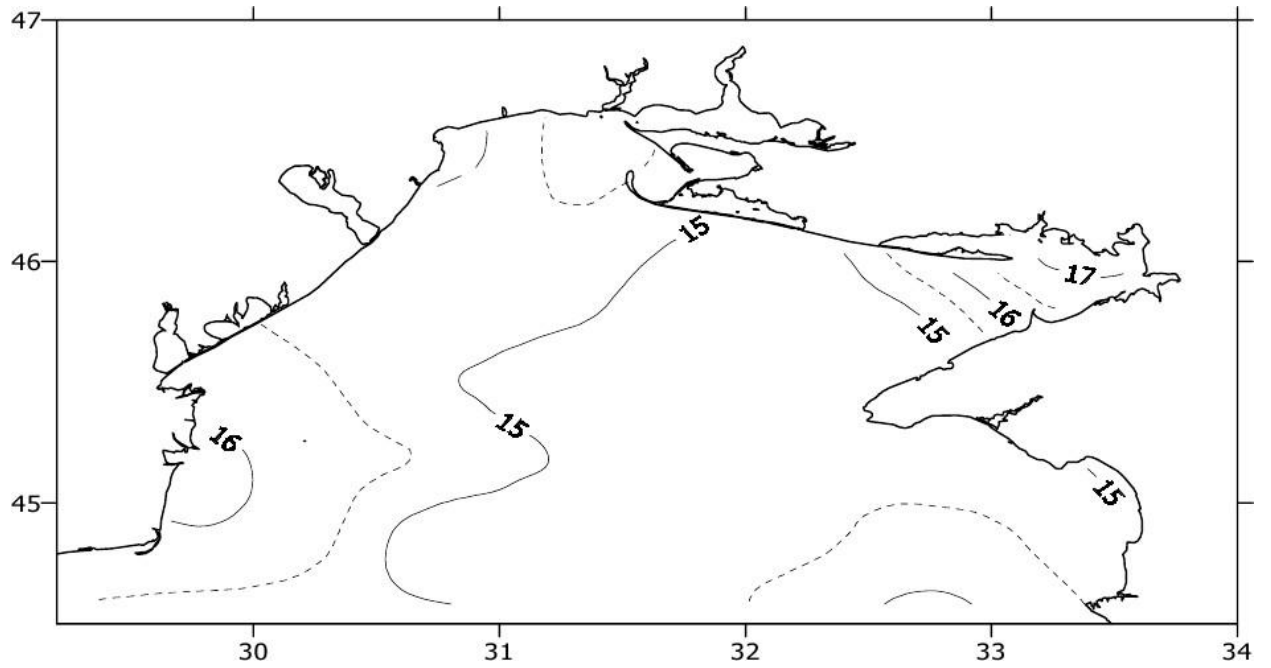


Рис. 1.2 Середній багаторічний розподіл температури води ( $^{\circ}\text{C}$ ) на поверхні в північно-західній частині Чорного моря в травні

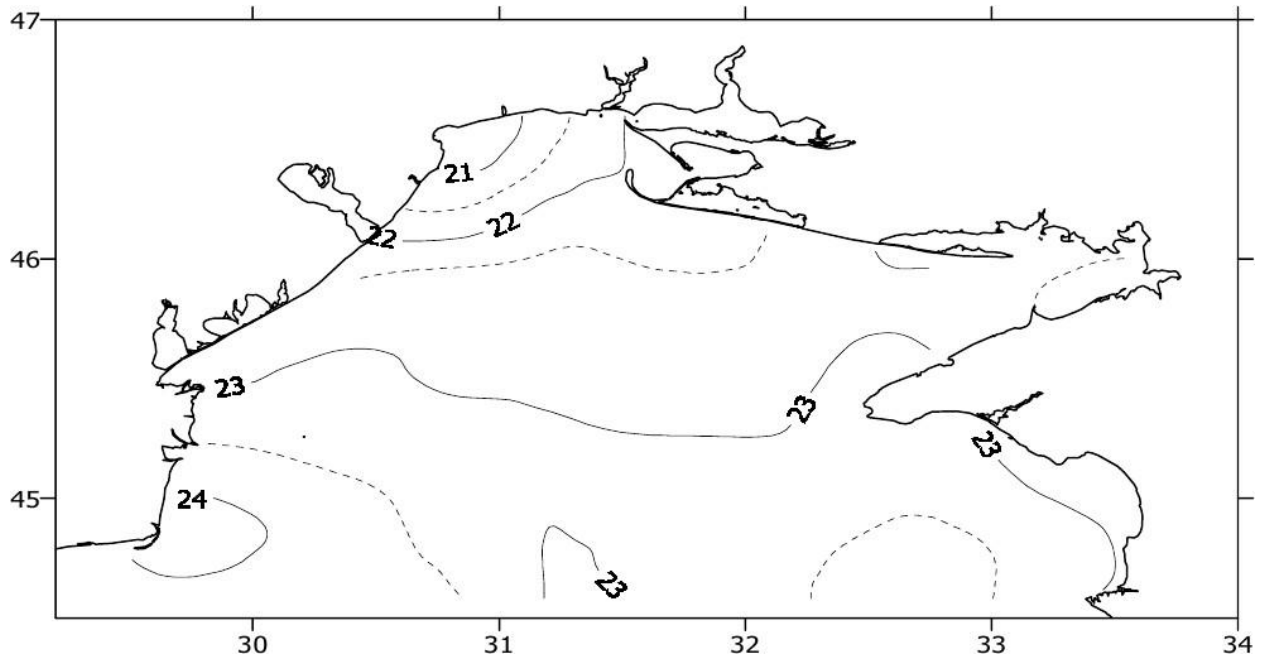


Рис. 1.3 Середній багаторічний розподіл температури води ( $^{\circ}\text{C}$ ) на поверхні в північно-західній частині Чорного моря в серпні

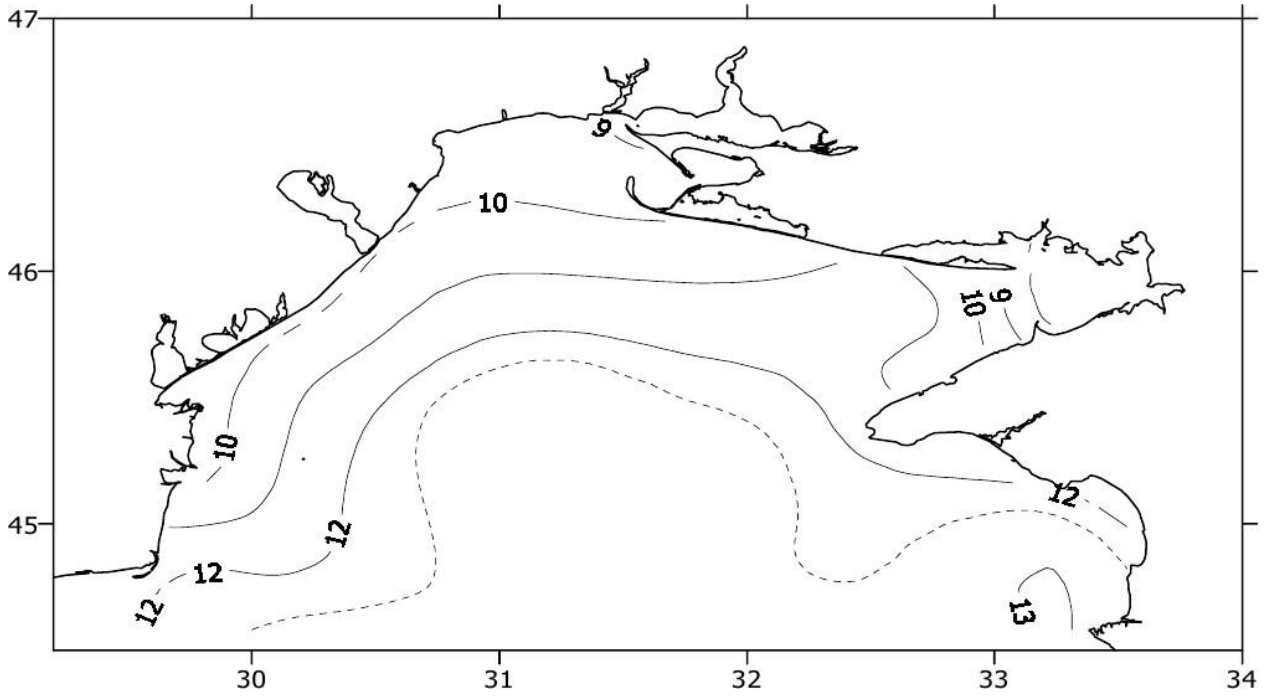


Рис. 1.4 Середній багаторічний розподіл температури води ( $^{\circ}\text{C}$ ) на поверхні в північно-західній частині Чорного моря в листопаді

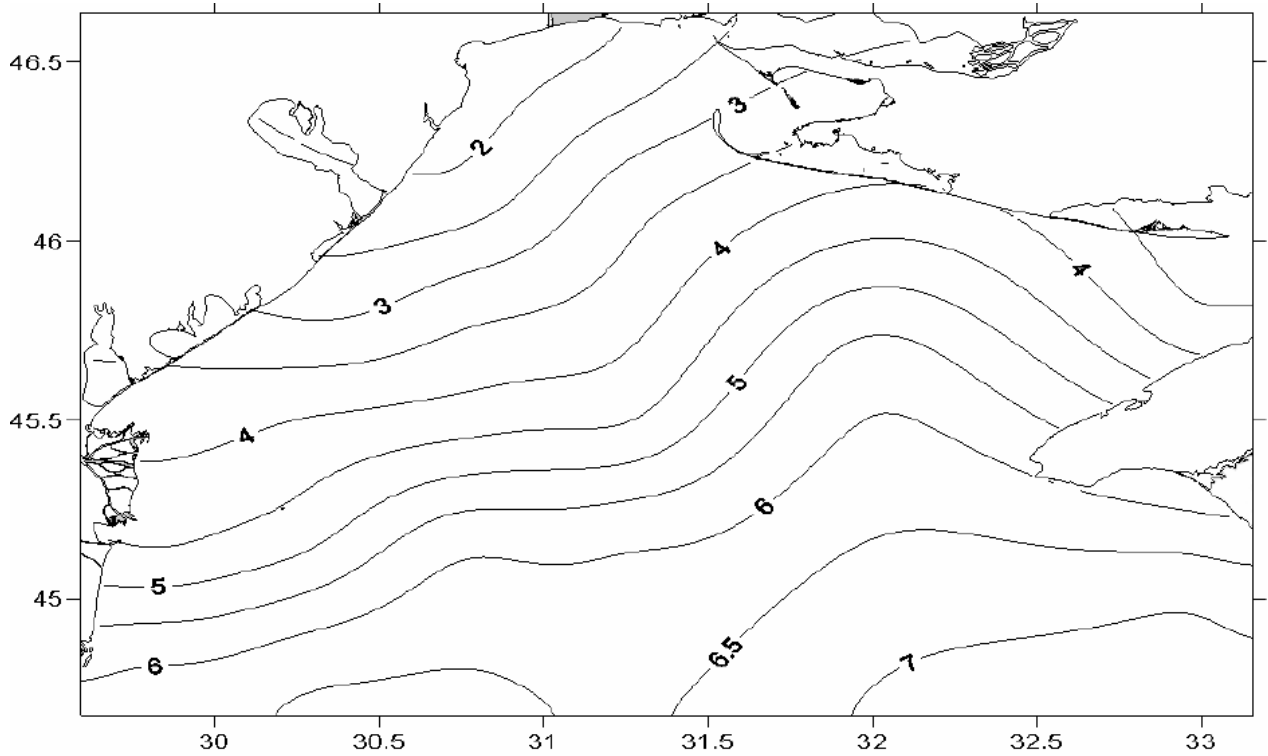


Рис. 1.5 Середній багаторічний розподіл придонної температури води ( $^{\circ}\text{C}$ ) в північно-західній частині Чорного моря в лютому

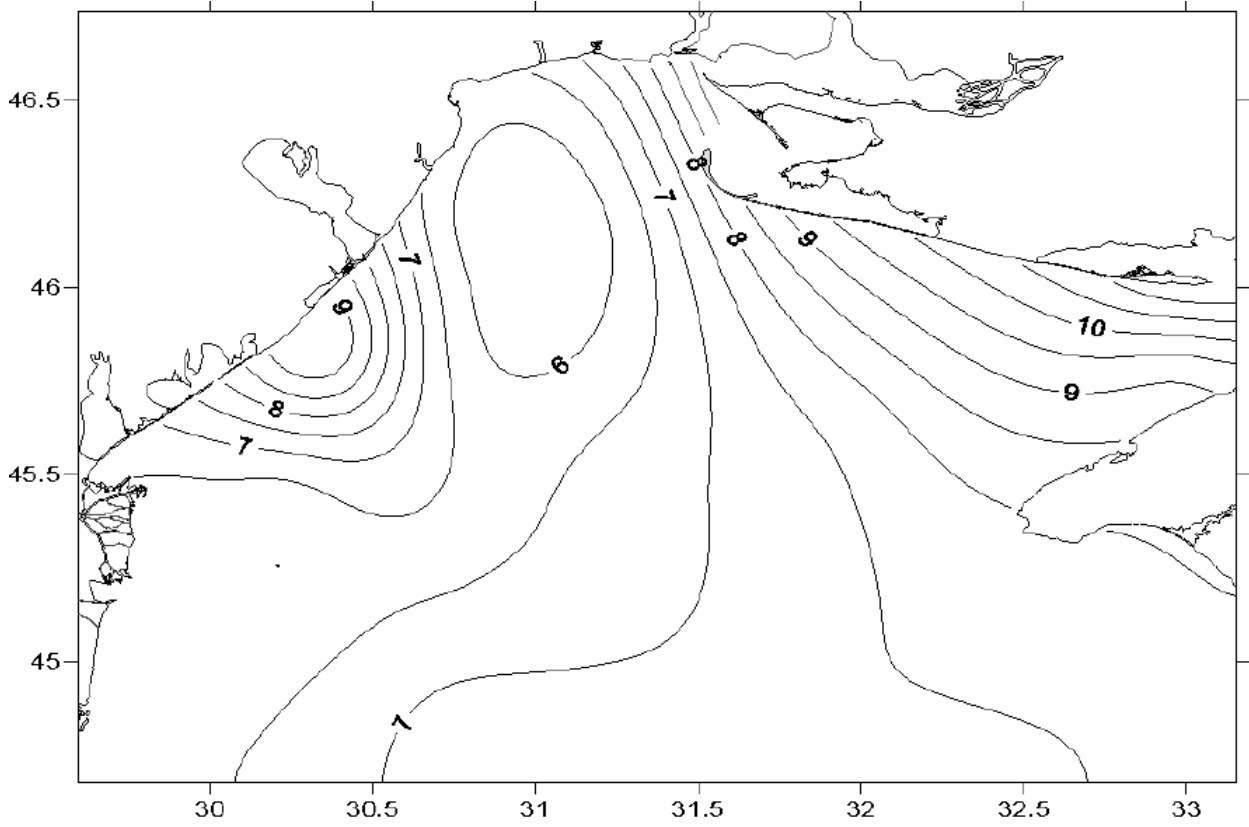


Рис. 1.6 Середній багаторічний розподіл придонної температури води ( $^{\circ}\text{C}$ ) в північно-західній частині Чорного моря в травні

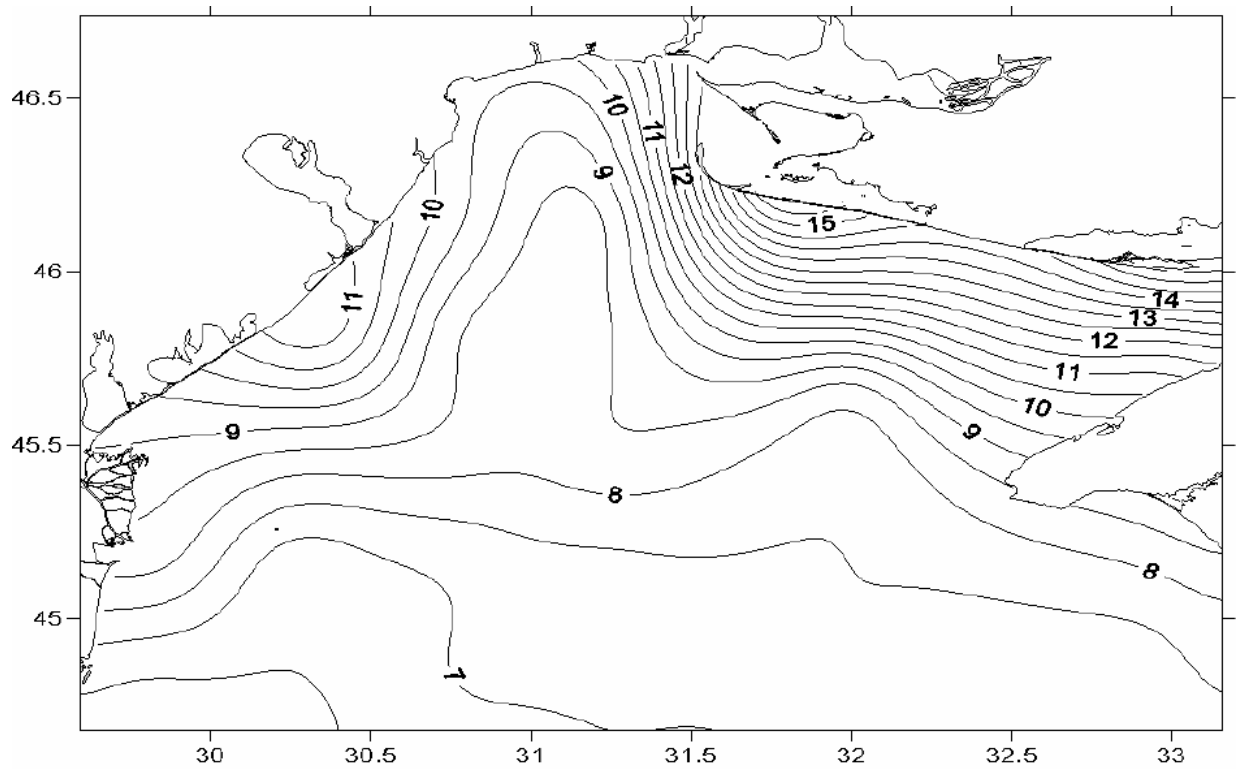


Рис. 1.7 Середній багаторічний розподіл придонної температури води ( $^{\circ}\text{C}$ ) в північно-західній частині Чорного моря в серпні

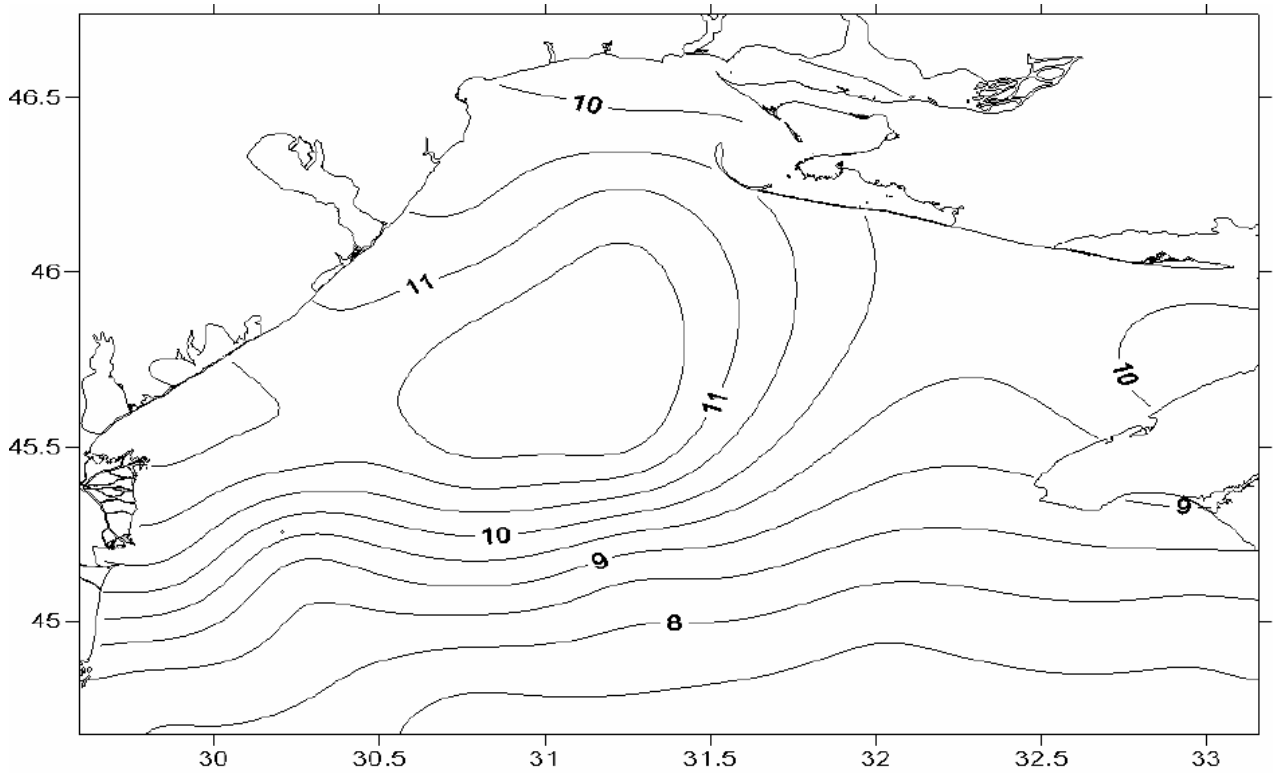


Рис. 1.8 Середній багаторічний розподіл придонної температури води ( $^{\circ}\text{C}$ ) в північно-західній частині Чорного моря в листопаді

### 1.2.2. Вертикальна структура температури води Північно-західної частини Чорного моря

Вертикальна термічна структура в прибережній зоні (рис.1.9 а, б -1.11) має свої особливості: майже повна однорідність в зимовий період, слабкий розвиток верхнього перемішаного шару в літній період.

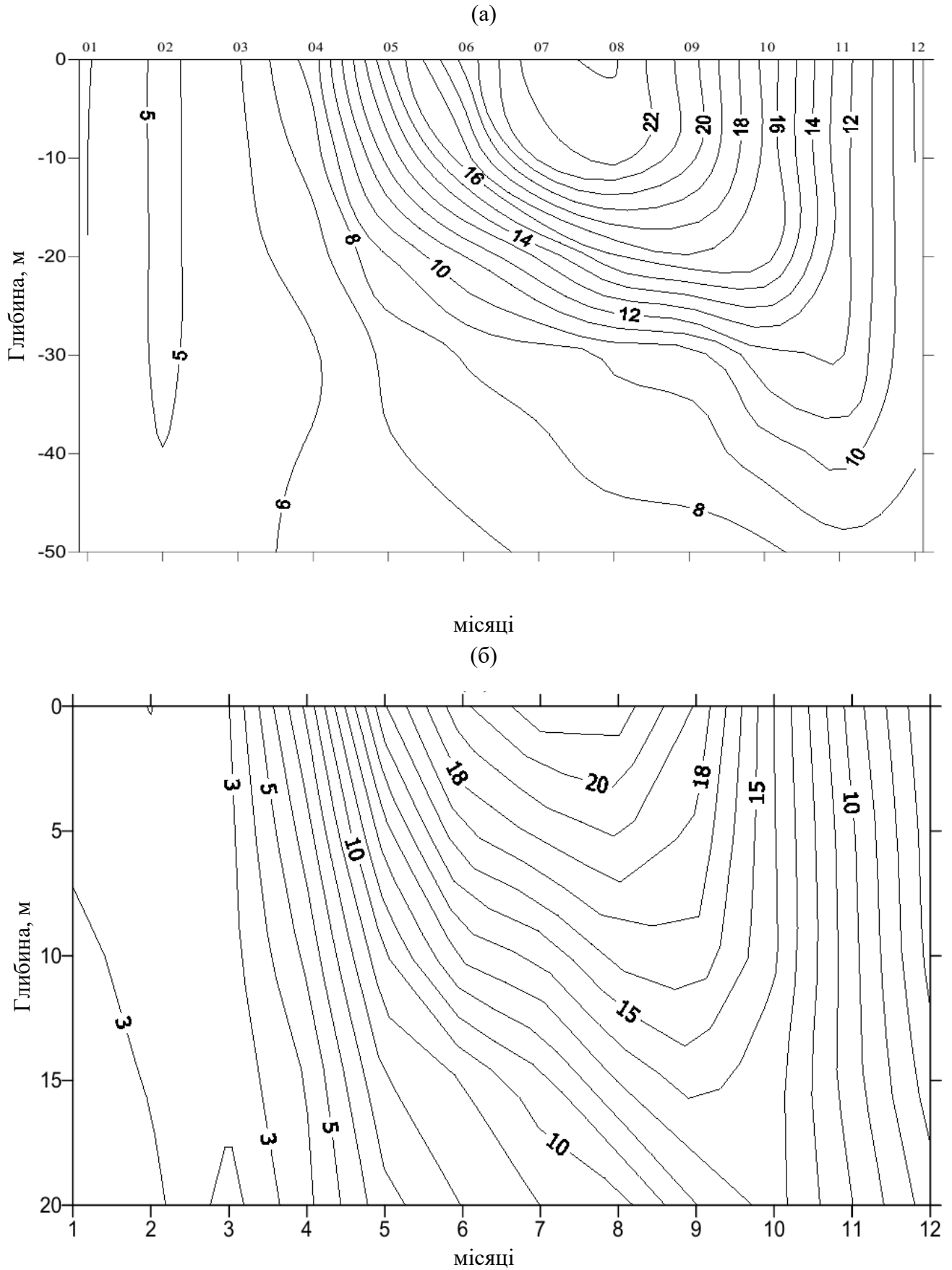


Рис.1.9 Сезонний хід вертикальної структури температури води ( $^{\circ}\text{C}$ ): в центрі північно-західного шельфу (а); в Одеській затоці(б).

### Обраний період найбільшої температурної стратифікації

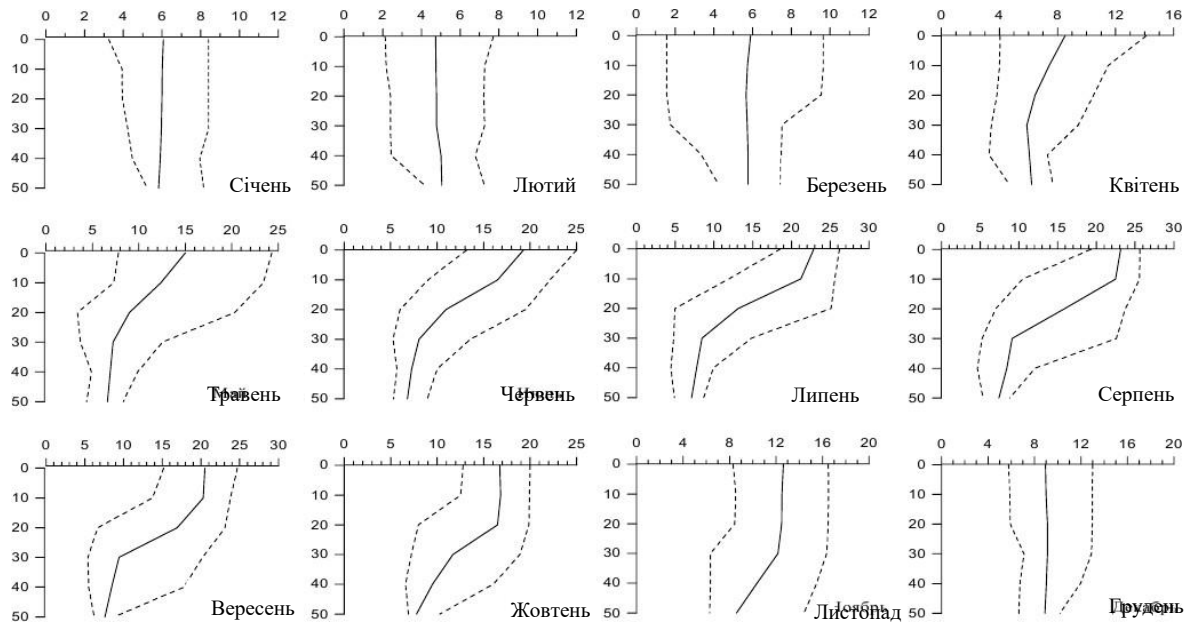


Рис.1.10 Середні багаторічні вертикальні профілі температури води (суцільна лінія), мінімуми і максимуми (пунктир) в центрі північно-західної частини Чорного моря

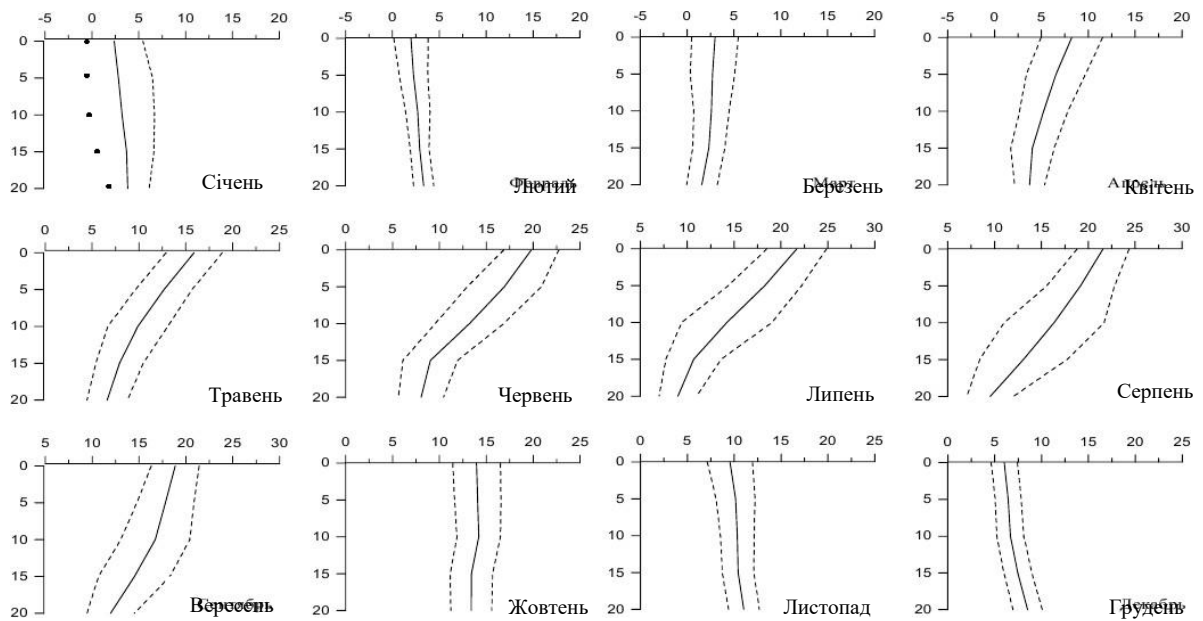


Рис.1.11 Середні багаторічні вертикальні профілі температури води в Одеській затоці. Пунктиром позначена область, відповідна 1 СКВ, символи • (для січня) відповідають мінімальним значенням



### 1.3. Солоність води Чорного моря

Середня багаторічна річна солоність поверхневого шару на північно-західному шельфі змінюється від 12 ‰ в гирлах річок до 18‰ на кордоні шельфу з глибоководної частиною моря. Західна частина шельфу є стійкою халінною фронтальною зоною. Розмах сезонних коливань солоності на поверхні моря досягає максимальних значень для всієї акваторії Чорного моря - 4 ‰. Сезонний хід температури і солоності якісно різні. Більш того, вони знаходяться в протифазі: мінімальні значення температури в зимовий період відповідають максимальним значенням солоності, і, навпаки, солоність мінімальна в літній період, тоді як температура максимальна.

#### 1.3.1. Просторовий розподіл солоності води Чорного моря

Найбільш характерним для просторового розподілу солоності води в північно-західній частині моря є наявність постійних областей мінімальної солоності поблизу гирла Дунаю та Дніпро-Бузького лиману. В осінньо-зимовий період просторовий розподіл солоності води найбільш однорідний завдяки інтенсивному вітровому і конвективному перемішуванню (рис.1.12, 1.15, 1.16, 1.19). У весняний період в північно-західну частину моря надходить більше половини обсягу річного річкового стоку, що викликає інтенсивне розпреснення в гирлових областях та починається поступове проникнення річкових вод у відкриту частину моря (рис. 1.13, 1.17). У літній період горизонтальні градієнти солоності зменшуються, розпреснення відкритої частини шельфу досягає максимуму (рис. 1.14, 1.18).

Фронтальні халінні зони чітко виражені в західній частині північно-західного шельфу, найбільшої інтенсивності вона досягає в весняний період. У квітні-травні область, обмежена з лінією 1 ‰ / 10 км має максимальну площу. Ізохаліна 15 ‰ добре характеризує стан фронту річкових вод для самих великих річок - Дунаю, Дніпра, Дністра (горизонтальні градієнти солоності > 0,5 ‰ / 10 км). Ізохаліна 17 ‰ може характеризувати кордон фронтальної зони річкових вод з горизонтальними градієнтами 0,1-0,2 ‰ / 10 км. Для того щоб врахувати вплив середніх річок, а також азовоморських вод, можна використовувати значення  $S = 17,8 \text{ ‰}$  (Горизонтальні градієнти солоності 0,05-0,1 ‰ / 10 км). При  $S < 17,8\text{‰}$  на об'ємної T, S-діаграмі різко збільшується розкид T, S-класів і зменшується їх процентний вміст.

Мінливість солоності води протягом більшої частини річного ходу стабільна: у відкритій частині шельфу СКО солоності становить 0,5 ‰, в пригирлових районах 2 ‰. У зимовий період з мінливістю в розпріснених районах зменшується в 2 рази.

На відміну від температури, для сезонного ходу солоності характерно просторові фазові зрушення, пов'язані з інерцією горизонтального перемішування вод. Так, мінімум солоності в при гирлових районах спостерігається в травні, для відкритої частини шельфу - в липні.

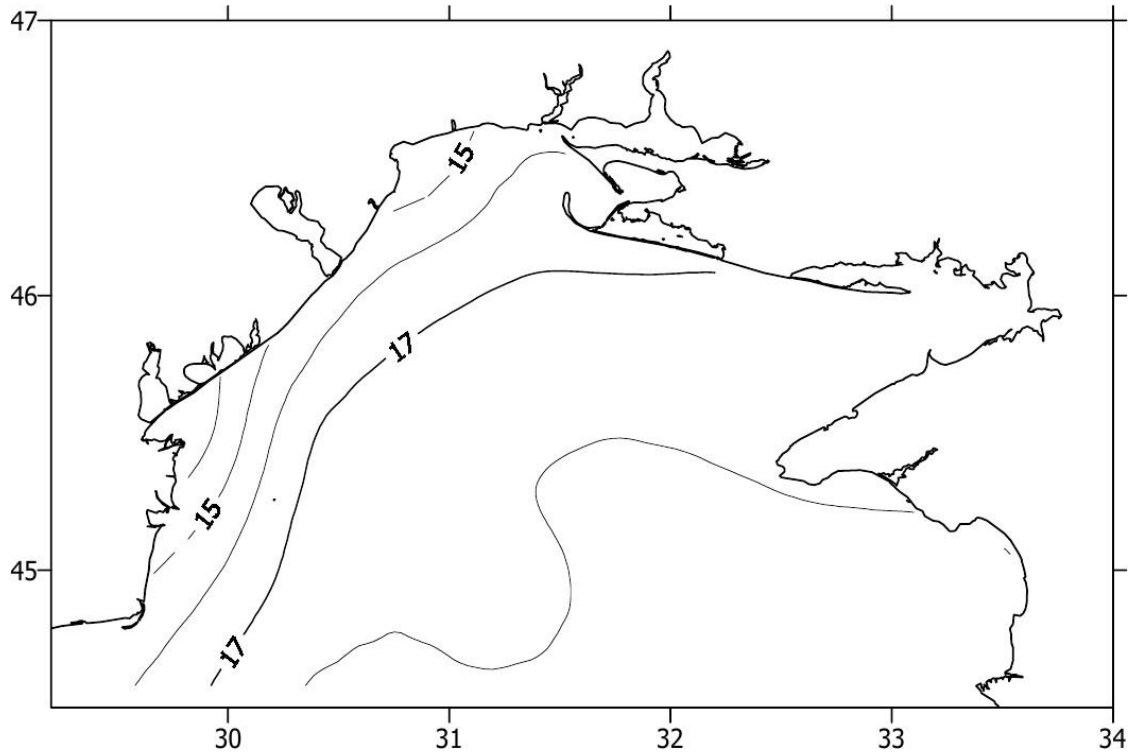


Рис.1.12 Середній багаторічний розподіл солоності води (‰) на поверхні північно-західної частини Чорного моря в лютому

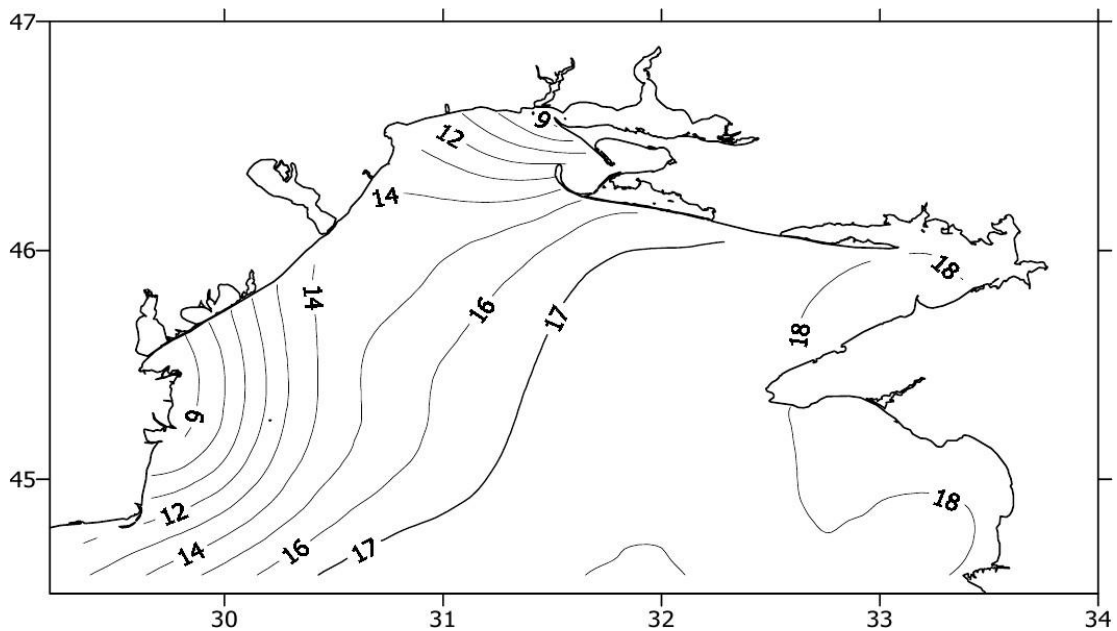


Рис.1.13 Середній багаторічний розподіл солоності води (‰) на поверхні північно-західної частини Чорного моря в травні

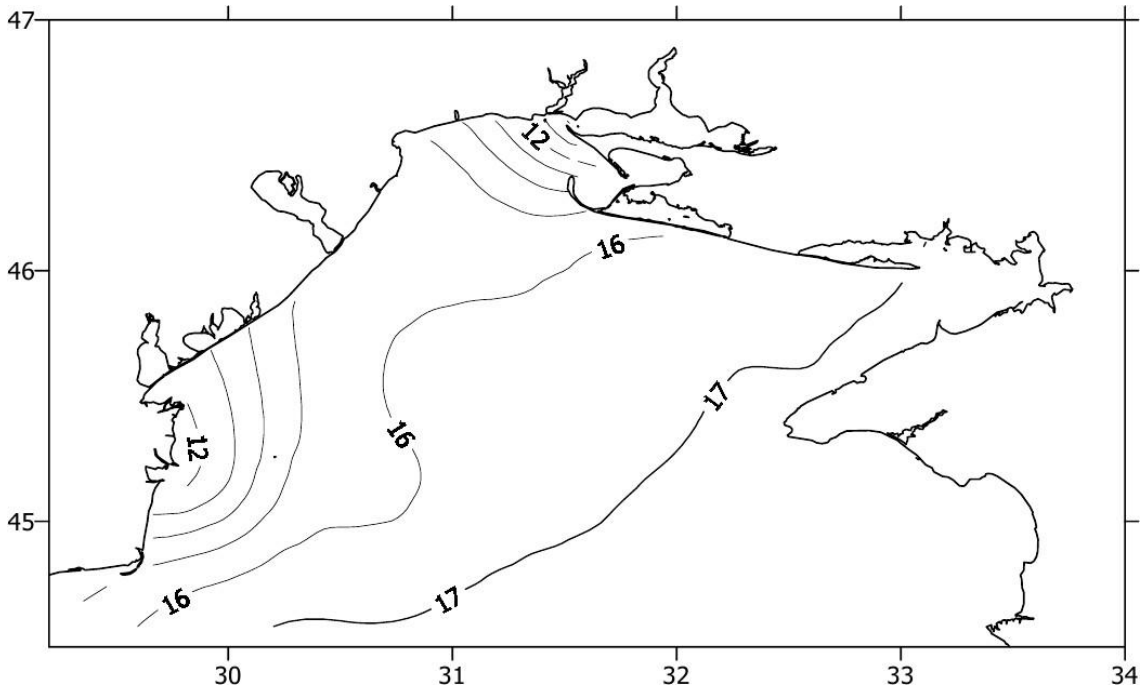


Рис.1.14 Середній багаторічний розподіл солоності води (‰) на поверхні північно-західної частини Чорного моря в серпні

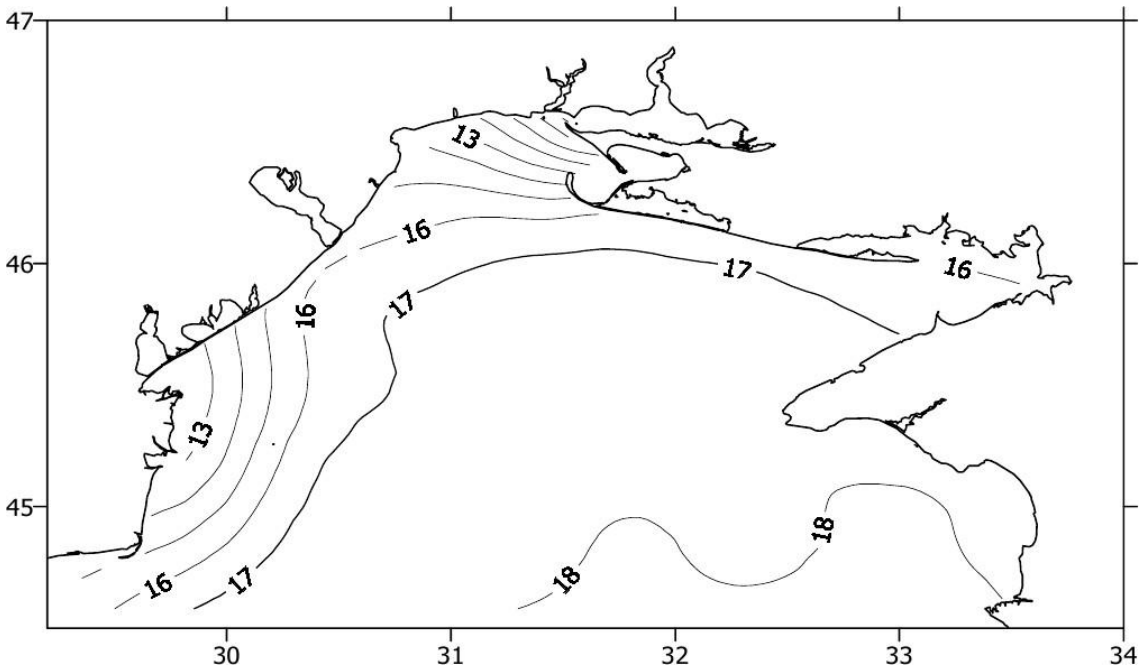


Рис.1.15 Середній багаторічний розподіл солоності води (‰) на поверхні північно-західної частини Чорного моря в листопаді

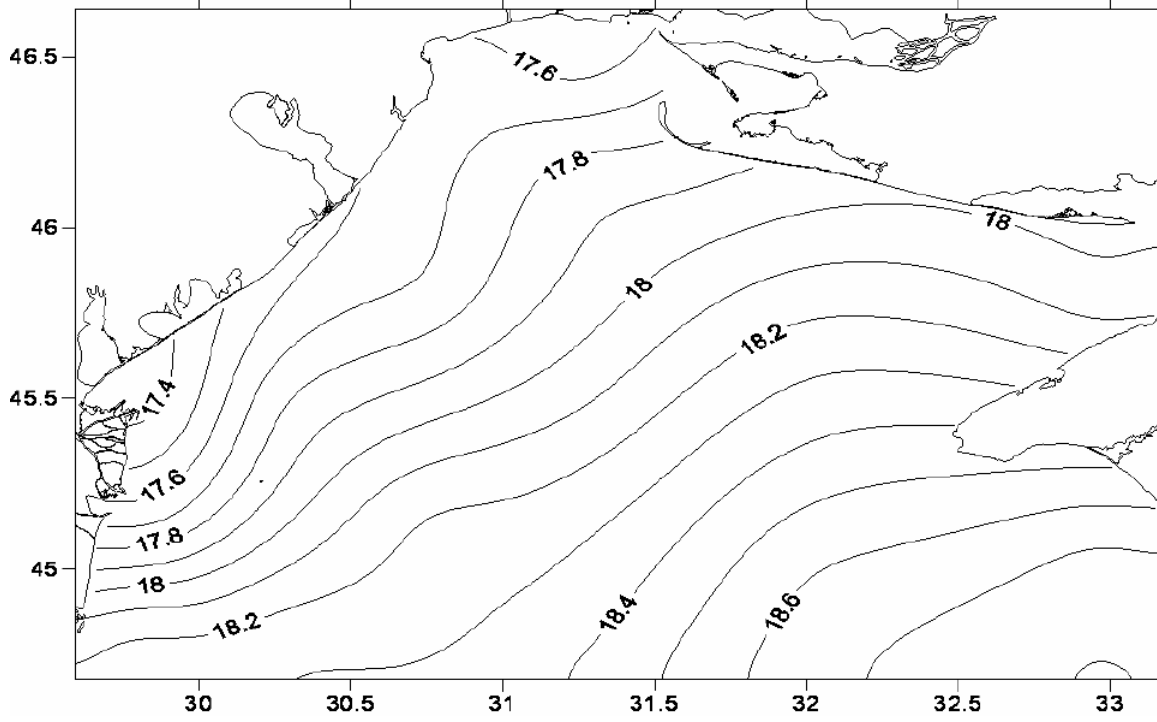


Рис.1.16 Середній багаторічний розподіл придонної солоності води (‰) в північно-західній частині Чорного моря в лютому

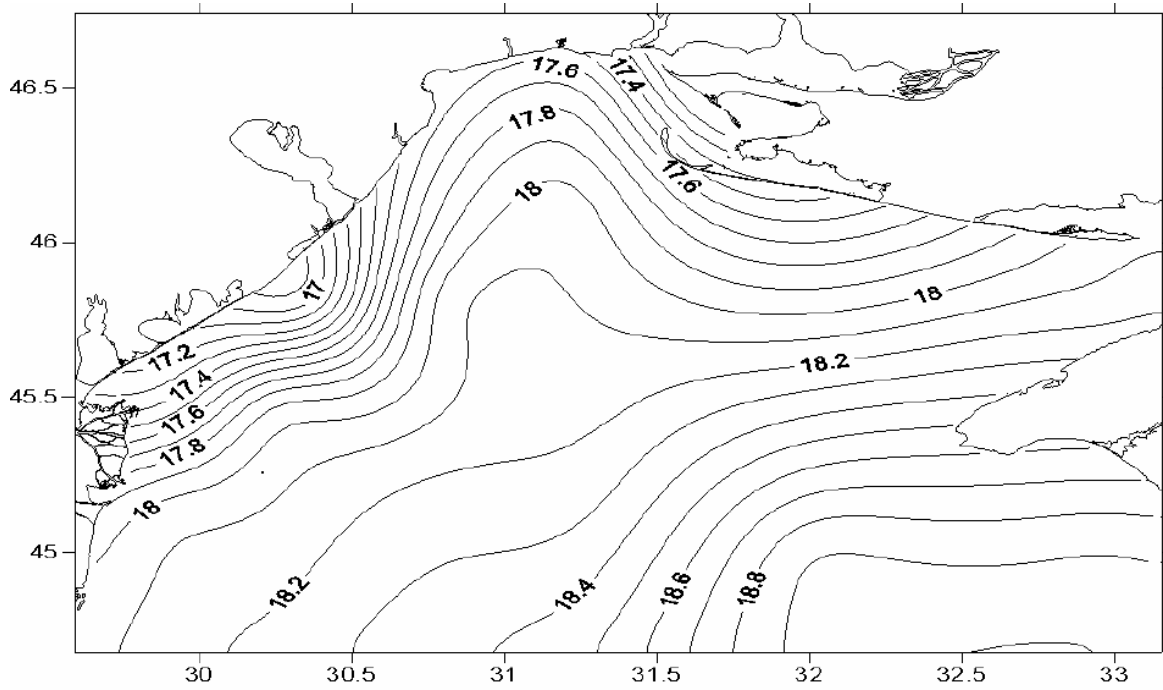


Рис.1.17 Середній багаторічний розподіл придонної солоності води (‰) в північно-західній частині Чорного моря в травні

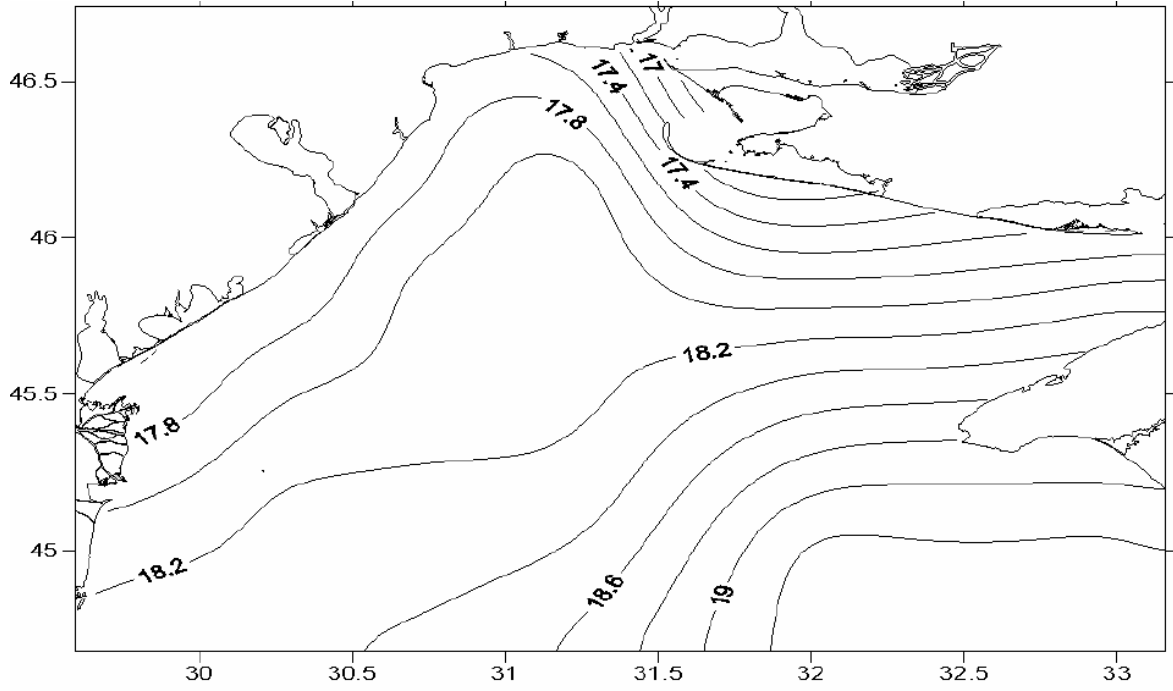


Рис.1.18 Середній багаторічний розподіл придонної солоності води (‰) в північно-західній частині Чорного моря в серпні

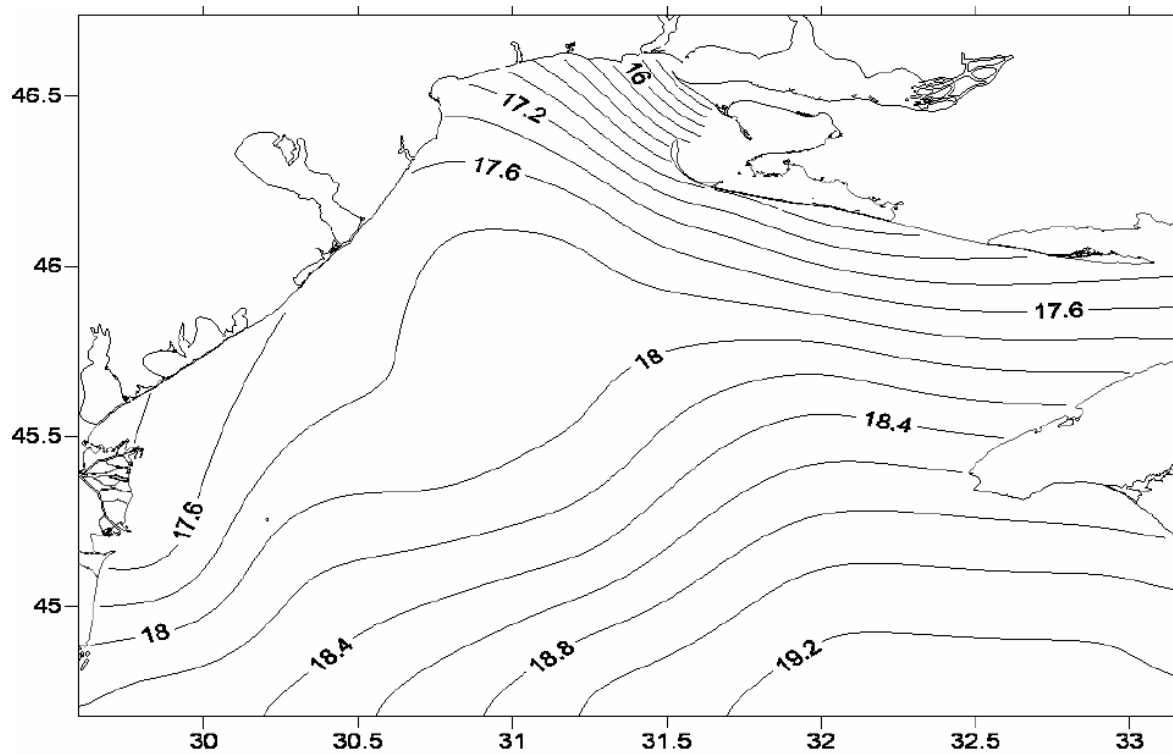


Рис.1.19 Середній багаторічний розподіл придонної солоності води (‰) в північно-західній частині Чорного моря в листопаді

### 1.3.2. Вертикальна структура розподілу солоності води Чорного моря

Вертикальний розподіл солоності води в північно-західній частині Чорного моря (рис. 1.20-1.22) характеризується високою однорідністю в період грудень-березень і наявністю солоностної стратифікації (галокліна) з квітня по листопад. Вертикальний градієнт солоності в поверхневому шарі досягає значень  $0,7 \text{ ‰} / \text{м}$  в гирлі Дунаю і  $\sim 0,02 \text{ ‰} / \text{м}$  в центральній частині шельфу.

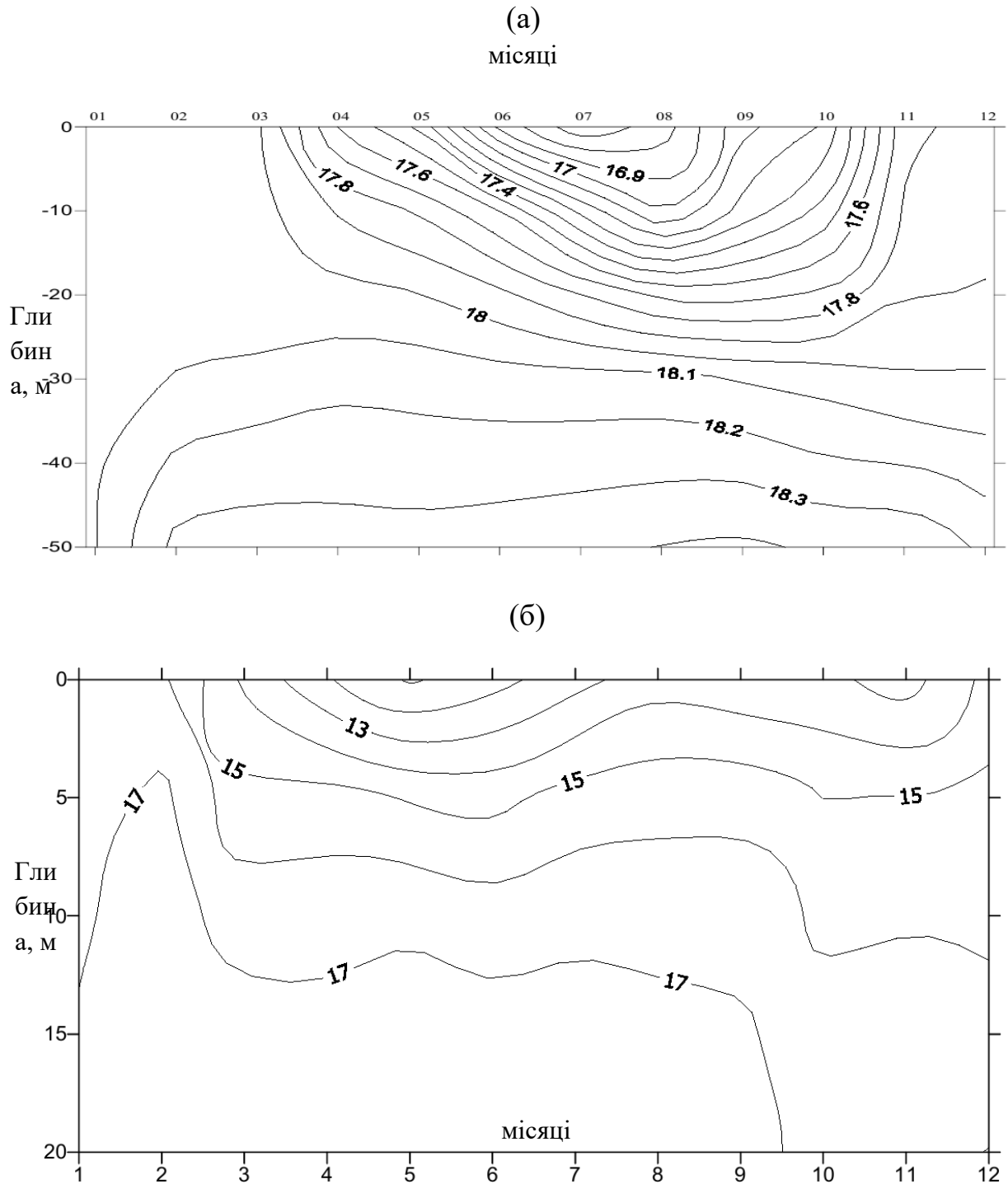


Рис.1.20 Сезонний хід вертикальної структури солоності води:  
(А) в центрі північно-західного шельфу; (Б) в Одеській затоці  
(Виділені періоди найбільшого розпреснення)

Рис.1.21 Середні багаторічні вертикальні профілі солоності води (суцільна лінія), мінімуми і максимуми (пунктир) в центрі північно-західної частини Чорного моря

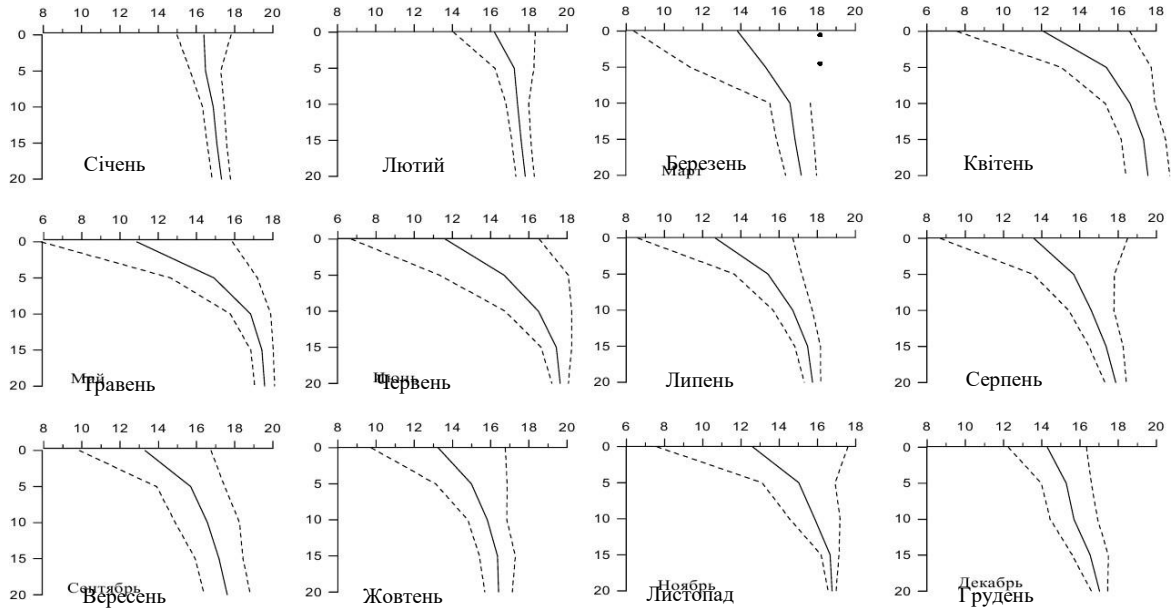


Рис.1.22 Середні багаторічні вертикальні профілі солоності води в Одеській затоці. пунктирні лінії обмежують область, відповідну 1 СКВ, символи позначають максимальні значення (для березня)

## 1.4. Гідрологічні характеристики Дунаю

### 1.4.1. Загальна характеристика

Дунай належить до числа найбільших річок Європи. Площа басейну річки становить 817 тис.км<sup>2</sup>, довжина - 2960 км [39]. Україна має вихід до нижньої течії річки. Довжина спільного кордону з Румунією, який проходить по річці, дорівнює 174 км [39].

Дунай бере початок у горах Шварцвальд у Німеччині. Нижче по течії річка перетинає, або до неї мають вихід, такі держави: Австрія, Словаччина, Угорщина, Хорватія, Югославія, Румунія, Болгарія, Молдова та Україна. У межах басейну річки розташовано ще кілька країн.

Власне Дунай утворюється в результаті злиття двох гірських річок: Брега та Бригаха, які зливаються в 2780 км від моря. Далі річка перетинає Швабський Альб. На цій, а також на розташованій нижче ділянці, поширені карстові породи. Далі річка тече, отримуючи живлення з передгір'їв Альп. Нижче Відня Дунай має переважно рівнинний характер. У межах Угорщини річка тече через Середньодунайську (Велику Угорську) низовину. Гірський рельєф проявляється знову на хорватській та югославській ділянках річки. Тут Дунай приймає свої головні притоки - Драву, Тису і Саву. Черговий перетин гір відбувається у місці сходження Карпат і масиву Стара Планина. Саме тут розташована долина прориву Залізні Ворота.

Нижче по течії - в межах Румунії Дунай здебільшого являє собою рівнинну річку. Водночас основні притоки беруть початок у Карпатах і Старій Планині. Перед м.Тулча (Румунія) Дунай розгалужується на два приблизно однакових рукави (гирла) - північний Кілійський і південний Тулчинський. Кількома кілометрами нижче Тулчинське гирло ділиться на лівий Сулінський і правий Георгіївський рукави.

Характерною особливістю Дунаю у нижній течії є значна глибина при порівняно невеликій ширині русла. Поблизу м.Рені характерна ширина річки становить 800-900 м. Водночас середня глибина сягає 10 м, максимальна - 17-19 м. Поблизу м.Ізмаїла ширина русла приблизно становить 500 м.

Для Дунаю, в тому числі його нижньої ділянки, притаманна велика швидкість течії. Значна водність Дунаю зумовлена доволі великою кількістю опадів, що є найбільшою у горах. Наявність гір, де сніг лежить протягом тривалої частини року, сприяє вирівнюванню внутрішньорічного розподілу стоку. Певний вплив на стік Дунаю



зумовлює господарська діяльність. Зокрема, вода з річки широко використовується для зрошення, промислового і комунального водопостачання, а також виробництва електроенергії. Із Дунаю також здійснюється забір води для підживлення Придунайських озер, які відзначаються значною рибопродуктивністю. Річка є також важливою транспортною артерією. Дунай з'єднаний судноплавним каналом з Рейном. У нижній течії на території Румунії збудовано судноплавний канал Дунай-Чорне море.

#### 1.4.2. Стік води і наносів Дунаю

Реєстрація стоку води у нижній течії Дунаю на території України здійснюється на постах Рені та Ізмаїл. Крім цього, витрати води вимірюються у кількох створах Кілійської дельти.

За період спостережень (1921-2000 рр.) середній багаторічний стік Дунаю у вершині дельти на посту Рені становить 6510 м<sup>3</sup>/с, або 205 км<sup>3</sup>. Стік Кілійського рукава, що реєструється на посту Ізмаїл, дорівнює 3970 м<sup>3</sup>/с, або 125 км<sup>3</sup>. Русловипрямні роботи, здійснені Румунією на гирловій ділянці, сприяли тому, що розподіл стоку основними гирлами в останні десятиріччя став іншим, ніж на початку ХХ сторіччя. Частка стоку, що припадає на Кілійський рукав (пост Ізмаїл), має тенденцію до деякого зменшення. Якщо у 1980-1981 рр. вона становила 57,0%, то у 2000-2001 р. - 55,0%. Окрім великої водності, Дунай відзначається дуже значним стоком наносів. Середнє багаторічне (1978-2000 рр.) значення становить: Рені - 37, Ізмаїл - 22 млн т. Середня багаторічна каламутність води в обох випадках дорівнює 180 г/м<sup>3</sup>. [61].

## 2. ПРИЧИНИ КОЛИВАННЯ РІВНЯ ЧОРНОГО МОРЯ

### 2.1. Сучасний стан мережі пунктів спостережень над рівнем Чорного моря

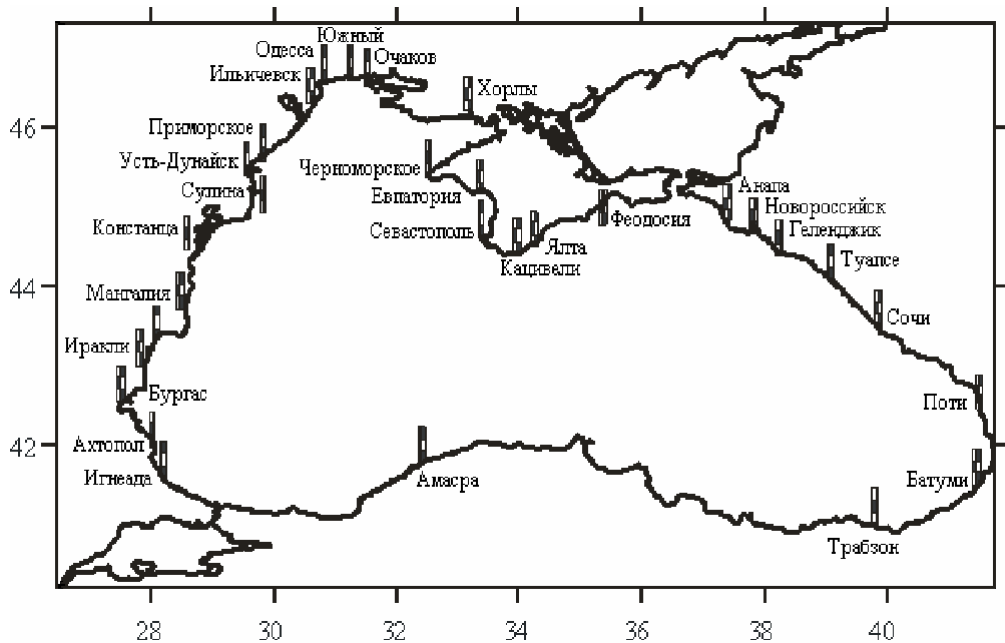


Рис. 2.1 Схема розташування існуючих рівневих постів

Нині мережа пунктів спостережень над рівнем Чорного моря налічує 30 станцій. З них 13 належать Україні (не рахуючи пунктів, розташованих в гирлах річок і в лиманах, безпосередньо не пов'язаних з морем) : 6 з них належить АР Крим, 5 - Російській Федерації. 4 - Болгарії, по 3 - Румунії і Туреччині, 2 - Грузії (рис. 2.1). Таким чином, в середньому 1 станція доводиться на 120 км берегової смуги. В той же час станції розташовані дуже нерівномірно. Сама густа мережа на західному узбережжі - половина усіх станцій. Найрідкісніша мережа на південному (турецькому) узбережжі - всього 3 станції. Потрібно відмітити, що мережа станцій в Чорному морі одна з найщільніших для внутрішніх морів, не кажучи вже про океан.

В Україні 12 (6 з яких належить АР Крим) станцій належать гідрометеорологічній службі, одна - Експериментальному відділенню Морського гідрофізичного інституту Національної академії наук України (ЕВ МГІ НАНУ). Майже половина постів не обладнана самописцями рівня. І хоча оцінки точності отримання середнього рівня при різній дискретності показують, що погрішності розрахованих середньомісячних і середньорічних рівнів, отриманих з використанням мареографів і футштоків, відрізняються несуттєво, такий стан справ не можна назвати нормальним.

Наявні на постах самописці застаріли морально і фізично і вимагають, як мінімум, доопрацювання. Внаслідок руйнування футштоків декілька років не велися спостереження в Хорлах, Чорноморському та Євпаторії. Саме незадовільний стан мережі викликав рішення групи експертів проекту MedGLOSS установити мареограф нового покоління в ЄВ МГІ. Встановлений в 2003 р. мареограф входить в мережу моніторингу рівня моря MedGLOSS Network і працює в режимі, близькому до режиму реального часу (on - line режим), тобто дані з нього з невеликою затримкою розташовуються на відповідному сайті ([medgloss.occpa.org.il](http://medgloss.occpa.org.il)). Цей мареограф працює паралельно з штатним поплавцевим мареографом, що знаходиться на видаленні близько 400 м. Окрім рівня моря (вимірюваного за допомогою датчика тиску) він реєструє температуру морської води, що у край важливо з точки зору моніторингу вкладу стеричних ефектів в зміну рівня. Такий же мареограф встановлений в Констанці (Румунія). У мережу MedGLOSS також входять станції Туапсе (Росія) і Бургас (Болгарія), але дані з них поступають в режимі затримки (on - line режим).

Потрібне відмітити, що найбільша та якісна кількість даних про рівень Чорного моря отримана на мережі станцій, що належить Україні. Найменш якісні дані можна віднести до станцій Туреччини.

Нині в мережі вимірів рівня Чорного моря України застосовуються в основному механічні поплавцеві мареографи, які можна використовувати ще певний час, автоматизуючи процес збору і накопичення даних про рівень моря. Досвід експериментальної експлуатації такої системи був накопичений на морській гідрометеостанції (МІЛІГРАМ) Севастополь спільними зусиллями МГІ НАНУ і МО УкрНИГМИ. Штатний поплавцевий мареограф - самописець рівня моря (СУМ) було дообладнано адаптером для реєстрації даних про рівень моря в цифровій формі (з введенням їх в комп'ютер) і подальшою автоматизованою обробці. Його робота впродовж 5 років показала надійність системи [9]. А накопичена інформація з малою дискретністю дозволила отримати нові, важливі наукові результати [10]. Нині інформація з самописців рівня практично не використовується із-за великої трудомісткості процесу оцифрування даних. Перевага системи в тому, що впровадження цифрового перетворювача дозволяє, продовжуючи роботу діючих мареографів, поступово перейти до автоматизації процесу реєстрації і обробки даних спостережень за рівнем із забезпеченням необхідною якістю. Для України важливо і те, що впровадження системи не вимагає великих фінансових витрат і висококваліфікованого обслуговуючого персоналу.

## 2.2 Чинники, що впливають на формування режиму рівня води і їх мінливість

Режим рівня води Чорного моря формується як під впливом евстатичних чинників, які призводять до зміни об'єму вод і об'єму чаші моря, так і деформаційних, при яких відбувається перерозподіл маси води по акваторії при незмінному його об'ємі. Евстатичні чинники в Чорному морі - це річковий стік, випар, опади, які випадають над морем, водообмін з Мармуровим і Азовським морями, підземний і антропогенний стік, зміни щільності морської води (стерічний ефект), осідання і ущільнення опадів. Зміни об'єму чаші моря під дією тектонічних рухів, мабуть, невеликі і ними в першому наближенні можна нехтувати. Деформаційні фактори, діючі в Чорному морі - це вітер, просторово - временні зміни атмосферного тиску (статична реакція), приливні і сейсмічні явища.

Дія сильних вітрів призводить до згінно - нагінних коливань рівня, пов'язаних з циркуляцією вод, яка виникає в результаті тангенціального тертя між повітряним потоком і водною поверхнею, обмеженою береговою рисою. У Чорному морі основні коливання рівня вітрового походження співпадають з змінами рівня, обумовленими змінами атмосферного тиску і щільності води. Це можна пояснити тим, що пониження атмосферного тиску над сушею і підвищення тиску над морем поєднуються з нагінними по відношенню до берега вітрами. Отже, рівень підвищується одночасно під дією двох чинників - вітру і атмосферного тиску. У зворотному випадку, коли тиск над сушею підвищується, а над морем знижується, відбувається пониження рівня моря біля берега під впливом обох чинників. Окрім цього, при нагонних процесах легші поверхневі води переміщуються в прибережну область, утворюючи значні шари, і, отже, є додатковим чинником, що призводить до підвищення рівня. При згінних процесах відбувається зворотній процес; при цьому рівень знижується як із-за відтоку вод, так і за рахунок їх заміщення щільнішими глибинними водами.

Зміни рівня внаслідок зміни тиску (статична реакція) значно менше змін, обумовлених дією вітрів і течій, як уздовж берегової риси, так і у відкритому морі (динамічна реакція). Окрім вказаних процесів певний вплив на перерозподіл об'єму вод роблять хвиливі процеси різного походження і сейші.

Окремо можна виділити геодинамічні сили, що призводять до вікових коливань рівня. Вони обумовлені повільними вертикальними рухами земної кори (підняттям або опусканням). Проте ці коливання є такими, що здаються, оскільки походять не від зміни рівня, а від підняття або опускання берега, на якому розташовані реєстратори рівня. В той же час, для господарської діяльності людини вони важливі і їх слід враховувати. На чорноморському

узбережжі – це, передусім, район Одеси і Колхидська низовина, які випробовують значні сучасні вертикальні рухи земної кори (опускання). У інших районах узбережжя вони істотно менші. Крім того, різкі тектонічні коливання земної кори, що призводять до землетрусу, викликають цунамі, які також реєструвалися в Чорному морі.

### 2.2.1. Річковий стік

В термінах приросту рівня моря вклад річкового стоку за період 1923 - 2005 рр. складає в середньому 79 см/рік при найбільшому і найменшому значеннях 120 і 56 см (151 і 70 % від норми). Средньобагаторічний розмах сезонних коливань стоку склав близько 6 см максимальний 12 см мінімальний близько 4 см. Аналіз особливостей сезонного ходу стоку показав кліматичні зміни їх характеру. Так за 30 літній період (рекомендований Всесвітньою метеорологічною організацією, як кліматичний) з 1976 по 2005 рр. розмах сезонного сигналу зменшився по відношенню до попереднього періоду (1946 - 1975 рр.). З рис. 2.2 видно збільшення стоку в півріччя, в яке спостерігаються його мінімальні значення (вересень - лютий).

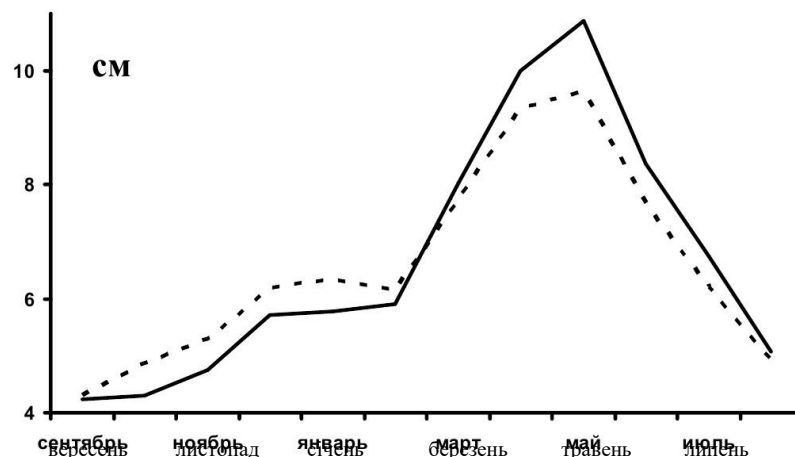


Рис. 2.2 Річний хід вкладу стоку річок в зміни рівня Чорного моря . 1946 - 1975 рр. (суцільна лінія), 1976 -2005 рр. (пунктир)

Навпаки, в півріччя максимального стоку спостерігається зменшення водності. Порівняння різниці величин стоку за ці періоди показало зменшення розмаху сезонного сигналу на 23%. Виражений в попередній період максимум в травні став більше «розмитим». Аналіз конкретних кривих сезонного ходу показує, що в цей період, на відміну від попереднього, кількість випадків максимуму в квітні н травні було однаковим (по 40% усіх випадків). У цей же період, в порівнянні з попереднім, межень змістилась з жовтня на вересень. Більш вираженою стала піврічна гармоніка. У

багаторічних змінах, на фоні між річних коливань їй, відзначається невеликий негативний тренд. У перерахунку на період спостережень (1923-2005 рр.) розмах тренду складає 3,4 см. Хоча коефіцієнт кореляції між стоком і рівнем відносно невисокий (0.7), проте, практично кожному екстремуму в стоці річок відповідає екстремум рівня. Взаємні спектри коливань рівня і сумарного річкового стоку показують наявність піків на періодах 13,1 і 3,6 року з відповідними високими значеннями функції когерентності.

В цілому материковий стік робить істотний вплив на формування режиму рівня Чорного моря на масштабах сезонних і між річних коливань. В той же час, знак і величина тренду не може пояснити факт спостережуваного підвищення рівня Чорного моря. Останніми роками відзначається тенденція до зменшення внеску річкового стоку в зміни рівня.

### 2.2.2. Атмосферні опади

В термінах приросту рівня моря вклад атмосферних опадів за період 1923 - 2005 рр. складає в середньому 58 см/рік при найбільшому і найменшому значеннях 94 і 65 см (160 і 65 % від норми). Середньобагаторічний розмах сезонних коливань опадів склав близько 5 см максимальний 9 см мінімальний близько 1 см. Аналіз особливостей сезонного ходу атмосферних опадів показав кліматичні зміни їх характеру. За 30 річний період (з 1976 по 2005 рр.) розмах сезонного сигналу практично не змінився по відношенню до попереднього періоду (1946 - 1975 рр.). Проте, як це видно з рис. 2.3. у усі без винятку місяці сталося зростання кількості опадів. По відношенню до норми за 1946 - 1975 рр. кількість випадних опадів над акваторією Чорного моря в 1976 - 2005 рр. зросла на 84 мм [11]. У багаторічних змінах (1923-2005 рр.). на фоні між річних коливань атмосферних опадів помітний значний позитивний тренд з розмахом 17.6 см (підвищення рівня моря за цей же період склало 14.0 см). Коефіцієнт кореляції між атмосферними осіданнями і коливаннями рівня Чорного моря складає для середньорічних величин 0.7. Розрахунок взаємних спектрів коливань рівня і атмосферних опадів показав наявність достовірних піків на періодах 10,5 і 4,9 року.

Попри те, що об'єм атмосферних опадів і розмах їх міжгодових змін менше материкового стоку, вклад перших в зміни рівня значний. Так. у осінньо-зимовий період їх вклад у формування рівня перевищує материковий стік. Крім того, величина і знак тренду між річних змін близькі.

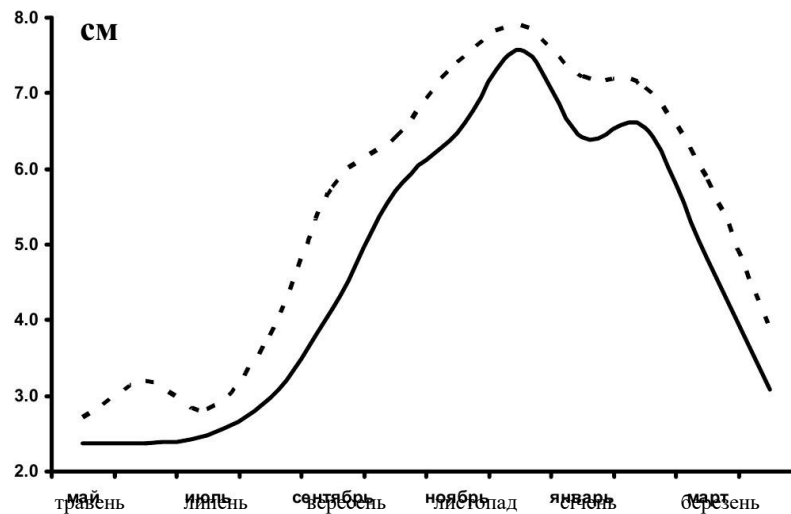


Рис. 2.3 Річний хід вкладу атмосферних опадів в зміни рівня Чорного моря . 1946-1975 рр. (суцільна лінія), 1976-2005 рр. (пунктир)

### 2.2.3 Випаровування з поверхні моря

Вклад випару в зменшення рівня Чорного моря складає в середньому 89 см/рік, при найбільшому і найменшому значеннях 114 і 62 см (127 і 69 % від норми) [11]. У змінах рівня моря, пов'язаних з випаром, відзначається виражений річний хід. Практично в усі місяці в останні 30 років сталося зменшення випару, крім того, зменшився розмах сезонного сигналу (рис. 2.4). Якщо в 1946 - 1976 рр. в середньому він складав 12 см то в 1976 - 2005 рр. - 10 см. Найбільше зменшення випарування (на 3-4 см) відзначається в період його максимальних значень. Величина річної норми випарування за 1976 - 2005 рр. зменшилася по відношенню до попереднього періоду на 21 см або на 22 %. Починаючи з 50-х рр. і практично до кінця ХХ століття спостерігалось зменшення випарування, особливо помітне з початку 70-х. В цілому для періоду 1923 - 2005 рр. це дало значний негативний тренд розмахом 28,9 см.

Коефіцієнт кореляції між коливаннями рівня моря, пов'язаними з випаром, і спостережуваним рівнем Чорного моря складає для середньорічних значенні величину, що лежить нижче довірчого інтервалу. Взаємний спектральний аналіз рівня і випару виділяє тільки один пік з відповідно до високим рівнем когерентності на періоді 3,6 року.

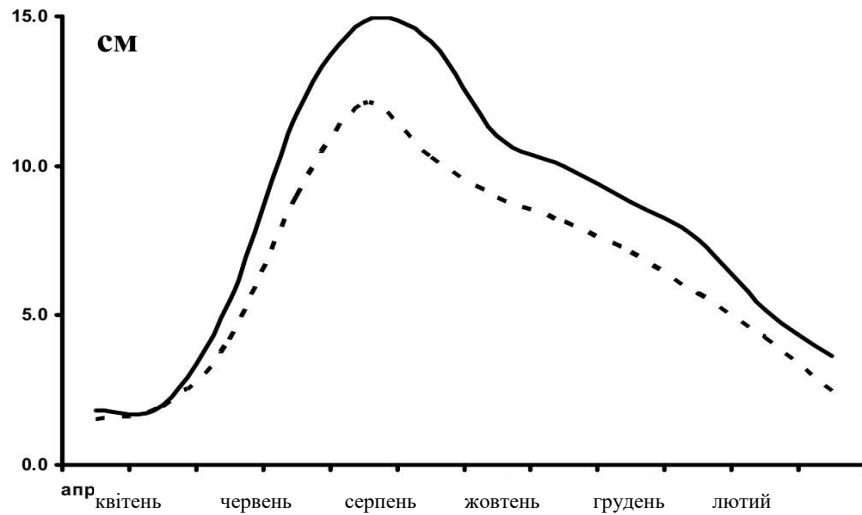


Рис. 2.4 Річний хід вкладу випаровування і зміни рівня Чорного моря. 1946-1975 рр. (суцільна лінія), 1976 - 2005 рр. (пунктир)

Вплив випару на зміни рівня моря в масштабах між річних варіацій, незначний. В той же час, негативний тренд випару, який спостерігався в другій половині ХХ століття, вносив істотний вклад в зміни рівня моря (як чинник, що призводить до його підвищення).

#### 2.2.4. Баланс прісних вод

Середньобогаторічний баланс прісних вод (1923 - 2005 рр.) складає 49 см в приростах рівня моря при максимальних і мінімальних значеннях 104 і -0,2 см (212 і 1 % від норми)[11]. Розкид екстремальних середньобогаторічний величин суттєво більший, ніж для окремих компонентів балансу. Середньобогаторічний річний хід прибуткової частини можна розділити на два півріччя. З вересня по лютий велику частину вкладу вносять опади, з березня по серпень - стік річок. В цілому за рік вклад перших складає 45 %, других 55 % прибутковій частині. Середньобогаторічний розмах сезонної про сигналу складає близько 17 см. В теперішній час відзначається багаторічна тенденція зміни сезонного ходу, пов'язана зі зменшенням часу існування негативного балансу і загальним збільшенням величин позитивного балансу (рис. 2.5).

В період 1976 - 2005 рр. практично в усі місяці сталося зростання величини прісних вод, а негативний баланс спостерігається в середньому практично тільки в серпні; у липні і вересні він близький до нуля [12]. До 15 см зменшився розмах сезонного сигналу. В цілому такий характер змін привів до збільшення норми більше ніж на 60 %, з 41 см ( 1946 - 1975 рр.) до 67 см ( 1976 - 2005 рр.).



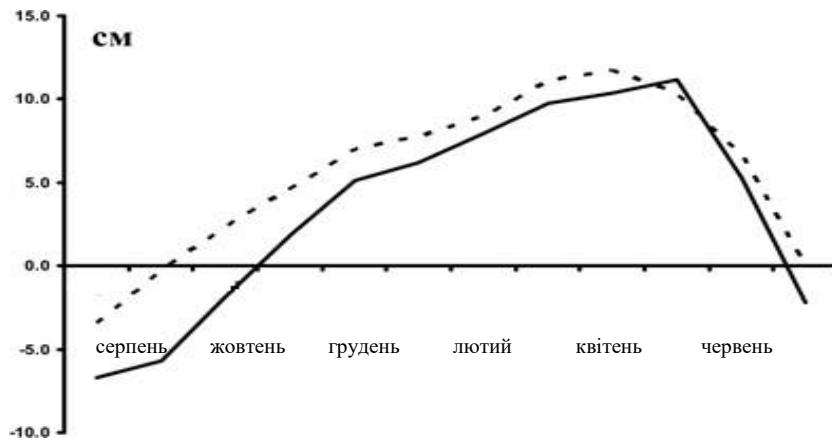


Рис. 2.5 Річний хід вкладу балансу прісних вод в зміни рівня Чорного моря. 1946 -1975 рр. (суцільна лінія), 1976 - 2005 рр. (пунктир)

Практично в усі роки, за винятком 1950 р. (аномально маловодного), вклад балансу прісних вод в зміни рівня був позитивним. На тлі досить значних між річних коливань балансу прісних вод (15-45 см) виділяється позитивний тренд з розмахом 45 см. Нагадаємо, що приріст рівня моря за цей період склав близько 14 см. Такий розподіл величин повинен привести до значних змін у водообміні через Босфор, а саме, до збільшення відтоку вод з Чорного моря в Мармурове. Коефіцієнт кореляції для середньорічних значень рівня моря і приростів, пов'язаних зі змінами балансу прісної води, дорівнює 0.7. Взаємний спектральний аналіз рівня і балансу прісної води виділяє піки на періодах 22,1; 9,3; 4,9. У більше високочастотній області функція когерентності різко спадає. Таким чином, у останні 30 років сталися значні кліматичні зміни, як окремих елементів балансу прісних вод, так і його в цілому (табл. 2.1)

#### 2.2.5. Обмін через протоки

В середньому та рік (1923 - 2005 рр.) відтік чорноморських вод з Верхнебосфорською течією (ВБТ) дасть зниження рівня в Чорного моря на

Таблиця 2.1 - Характеристики міжрічної мінливості балансу прісної води

Елемент балансу прісної води	Кліматична норма, см		Різниця см	Знак тренду (1923- 2005 рр.)
	1946-1975 рр.	1976-2005 рр.		
Річковий стік	79,6	78,6	- 1,0	-
Опади	57,4	64,0	46,6	+
Випар	96,2	75,6	-20,6	-
Прісний баланс	40,8	67,0	26,2	+

95 см. при максимумі 128 і мінімумі 59 см. Відповідні величини для Нижнебосфорської течії (НБТ) складають 37, 65 і 23 см. Таким чином, різниця між негативним вкладом в рівень Чорного моря ВБТ і позитивним внеском НБТ (результуючий обмін) складає в середньому 58 см. Разом з тим, у останні 30 років сталися певні зміни. У більшості місяців відзначається загальне збільшення результуючого обміну (відтоку вод з Чорного моря) із-за збільшення витрати ВБТ і зменшення витрати НБТ. Максимум обміну (як і для балансу прісних вод) змістився на квітень (рис. 2.6). В цілому відтік зріс на 23 % (з 83 до 102 см/рік), а приток зменшився на 25 % (з 44 до 33 см/рік).

У багаторічній мінливості відзначається позитивний тренд витрати ВБТ (в термінах зміни рівня 0,32 см/рік) і від'ємний тренд витрати НБТ (0,18 см/рік). В сумі це дасть величину кутового коефіцієнта тренду результуючого обміну 0,50 см/рік.

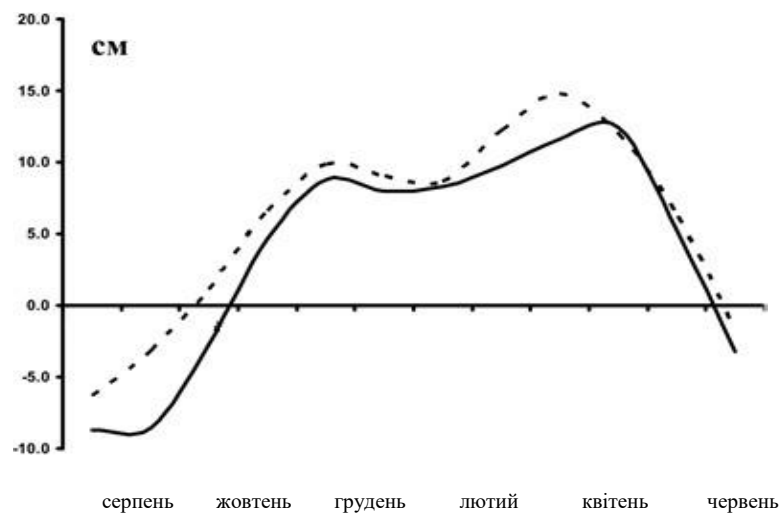


Рис. 2.6 Річний хід вкладу результуючого обміну в Босфорі у зміни рівня Чорного моря. 1946 - 1975 рр. (пунктир), 1976 - 2005 рр. (суцільна лінія).  
Позитивні значення - зменшення рівня Чорного моря.

Середньобагаторічний приплив вод з Азовського в Чорне море дає підвищення рівня останнього на 11 см при максимумі 17 см і мінімумі 8 см. Величина пониження рівня Чорного моря внаслідок відтоку вод з Чорного в Азовське море складає в середньому 8 см при максимумі 11 см і мінімумі 5 см. Таким чином, в середньому за рік перенесення вод з Азовського моря в Чорне позитивне, але дає дуже маленьку величину в зміну рівня (близько 4 см) при максимумі 11 см і мінімумі біля нуля. Міжрічна мінливість вкладу обміну в Керченській протоці в зміни рівня Чорного моря виявляє негативну тенденцію. Незважаючи на малу величину кутовою коефіцієнта тренду (1923 - 2005 рр.), вклад припливу з Азовського моря в рівень Чорного моря зменшився на 2 см.

#### 2.2.6. Стеричні ефекти

До змін об'єму вод в Чорному морі приводить і стеричний ефект, який пов'язаний зі змінами температури і солоності вод, а. отже, і їх щільність. Для оцінки сезонних змін рівня моря, пов'язаних із стеричним ефектом, використовувалися дані щодобових прибережних спостережень за температурою і солоністю на станціях Севастополь, Ялта і Феодосія і кліматичний масив гідрологічних даних, підготовлений в МГИ НАН України, який містить середньобагаторічні дані про розподіл температури і солоності у вузлах сітки 20 x 20 миль (288 точок). По перших були розраховані середньомісячні значення щільності морської води (за період 1951-2005 рр.), які були переведені в одиниці умовного питомого об'єму. Від середньобагаторічної величини умовного питомого об'єму розраховувалися щомісячні величини відхилень.

Зміни з стеричної висоти носять виражений річний хід, при цьому його розмах складає близько 9 см за даними прибережних станцій і 12 см по кліматичному масиву [13]. Це, загалом, природно, хоч би в силу більшої мінливості термохалінних характеристик в цілому по морю. З листопада по травень зміни щільності призводять до пониження середнього рівня, а з червня по жовтень до підвищення. Максимальний вклад змін щільності в підвищення рівня спостерігається в серпні, а в пониження в лютому. Найбільший вплив на зміни щільності вносить термічна складова.

Для визначення довготривалих тенденцій зміни щільності води були розраховані лінійні тренди між річних змін температури і солоності за даними берегових станцій, розташованих на Кримському півострові (Ялта, Феодосія, Севастополь) і в північно-західній частині моря (Одеса, Очаків,

Південний), за 1957 - 2005 рр. На усіх станціях виявляється негативний тренд по солоності (в середньому зменшення на 0,35 ‰) і невеликий позитивний по температурі (збільшення на 0,1 °С) [11]. Таким чином, і для температури, і для солоності спостерігається позитивна тенденція вкладу у багаторічне зменшення щільності (збільшення рівня). Оцінка зміни щільності показує її зменшення на 0.3 у.с. в поверхневому шарі моря впродовж 1951 - 2005 рр., при цьому вклад змін солоності складає близько 90 %. За останні 30 років (1975 - 2005 рр.) величина кутового коефіцієнта тренду і по солоності, і по температурі вище, відповідно, вона вище і по щільності.

Необхідно помітити, що особливо значно солоність стала зменшуватися з середини 70-х років, що можна зв'язати із суттєвим ростом в цей час позитивної складової балансу прісних вод. У між річних коливаннях збільшенню солоності відповідає зменшення температури і навпаки. В цілому вклад зміни щільності в загальне збільшення рівня в період 1957 - 2005 рр. можна оцінити величиною 2 см (рис. 2.7). Коефіцієнт кореляції між річних коливань стерічної висоти з середнім рівнем моря складає 0.7. На взаємних спектрах виділяється пік на періоді 10.8 року.

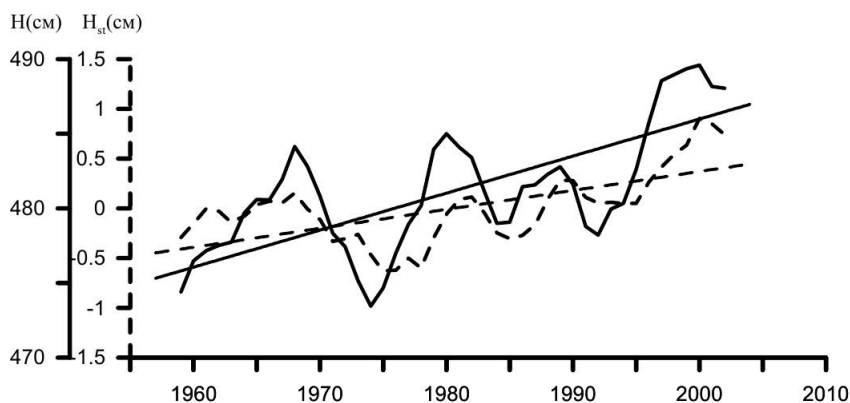


Рис. 2.7 Між річна мінливість рівня моря (суцільна) і стерічної висоти (пунктир).  
Осереднені по 5-ти річчям

### 2.2.7. Атмосферний тиск

Розрахунки середньорічних змін рівня за рахунок статичної реакції на річний хід атмосферного тиску, виконані за даними МГ України, представлені на рис.2.8.

Потрібне відмітити, що середньобагаторічні атмосферний тиск на

прибережних станціях і акваторії Чорного моря приблизно на 2 мб вище за нормальний, проте, при розрахунках аномалій нами використовувалась величина 1013,3 мб. як загальноприйнята. Крім того, така процедура дозволяє простежити зміни кліматичної норми. Як видно з рис. 10.8. у річному ході розмах аномалій становить близько 8 см. Середньобагаторічний максимум атмосферного тиску відзначається в жовтні, відповідно в цей місяць воно максимально знижує рівень. Мінімум тиску характерний для літа, в цей час воно діє як чинник підвищення рівня. У останні 30 років в усі місяці відзначається підвищення тиску, особливо помітне в холодний період року. В середньому за рік воно збільшилось в 1976 - 2005 рр. в порівнянні з попереднім 30-ти літнім періодом на 1.4 мб. Оцінка сезонного ходу побуту виконана з припущенням дії механізму зворотного барометра (О). Разом з тим, Чорне море є без приливним басейном, розміри якого порівнянні з характерними просторовими масштабами атмосферних утворень. Підстроювання середнього рівня в цьому випадку, на відміну від умов відкритого океану, може відрізнятися від ефекту ОБ.

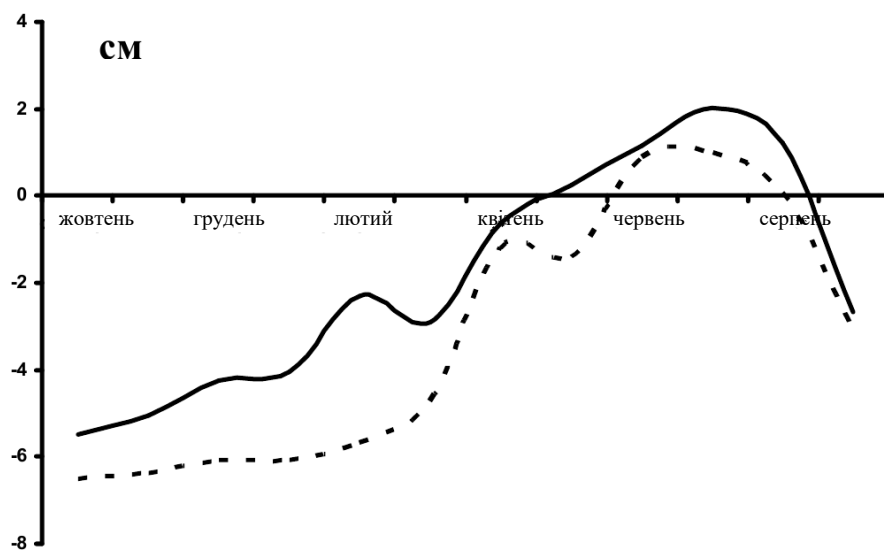


Рис. 2.8 Річний хід змін рівня моря, обумовлених коливаннями атмосферного тиску : 1946- 1975 рр. (суцільна), 1976 - 2005 рр. (пунктир)

Відгук рівня моря на дію атмосферного тиску відрізняється від ефекту ОБ як за величиною, так і по фазі: крім того, він різний для різних тимчасових масштабів дії. Цей ефект проявляється в локальному відгуку в прибережній зоні і в відгуку середнього рівня моря. Детальніше локальний відгук рівня Чорного моря на мінливість атмосферного тиску в прибережній і глибоководній частинах Чорного моря розглянутий в [14,15]. Величина

відгуку близька до ОБ лише на періодах  $T = 3-4$  днів і  $T > 50$  днів, менше ізо статичного в основному на періодах від 4 до 50 діб і перевершує ізо статичний відгук у висококваліфікованій області спектру на періодах менше 2,5 днів. Аналіз складового відгуку рівня моря, пов'язаних з мінливістю атмосферного тиску і вітру, а також їх спектрів, показав, що для умов Чорного моря вони корелюють в протифазі. ЦЕ призводить до заниження амплітуди характеристичній функції для оцінки відгуку рівня на тиск до 50 % в квазістатичному режимі в діапазоні частот 0,02 - 0,12 цикл/діб. Часовий масштаб виходу відгуку середнього рівня на квазістатичний режим дорівнює 45 - 50 діб. Таким чином, для адекватного опису відгуку рівня необхідно враховувати особливості низькочастотної мінливості полів вітру і тиски над Чорним морем.

Розрахунок взаємних спектрів коливань атмосферного тиску і рівня моря на рядах тривалістю близько 80 років для станцій Севастополь, Ялта, Одеса, Ноги і Новоросійськ показав їх практично ідентичний характер. На усіх спектрах виділяється підвищення енергії в області спектру, що відповідає періодам 1,8 - 5.1 роки, з високою когерентністю (0,7 при довірчому інтервалі 0,4). Найбільшу енергію мають коливання з періодом один рік, при цьому їх когерентність дорівнює 0.97 .

В цілому відгук на цих періодах близький до ізо статичному (0,8 см на 1 мб), а різниця фаз близька до  $180^\circ$ . У 1951 - 2005 рр. атмосферний тиск мав позитивний тренд, ріст його за цей період склав до 2 мб. Така ж особливість характерна і для Східного Середземномор'я [16]. Більше того, характер між річної мінливості був близький. Таким чином, можна сказати, що у багаторічній тенденції тиск діяв як чинник, зменшений рівень Чорного моря. Виходячи з вище обгрунтованого матеріалу, вклад тиску в зміну рівня у вказаний період можна оцінити величиною близько 1.6 см. На масштабах між річних змін тенденції річного ходу трендів тиску добре співпадають з тенденціями трендів індексу Північно-Атлантичного коливання (САК), розрахованими для синхронного періоду часу. Впродовж більшої частини року (за винятком літніх місяців) статистично значимі величини кутових коефіцієнтів трендів змінюються синфазно, що може свідчити про дію глобальних процесів в системі океан - атмосфера на кліматичній умові Азово-Чорноморського басейну. Відмітимо, що зміна значимих коефіцієнтів трендів опадів і прісного балансу відбуваються синфазний і в протифазі до тиску.

### 2.2.8. Сучасні тектонічні рухи

Крім коливань рівня, обумовлених вище розглянутими чинниками, вимірювані висоти рівня містять сигнал, пов'язаний з геодинамікою узбережжя, на якому розташовані пости спостережень. Цей сигнал є удаваним, так як відбувається не від змін рівня, а від підняття або опускання берега, на якому розташований пост. Зазвичай вертикальні рухи земної кори неотектонічного етапу підрозділяють на новітні, які почалися в пліоцені ( $9 \pm 3$  млн. років тому), молоді - охоплюють останні 10 тисяч років, і сучасні, які відбуваються в останнє сторіччя. Далі мова буде йти про сучасні вертикальні рухи земної кори.

В даний час існують кілька способів отримання даних про швидкість і напрямок рухів земної кори. Перший - проведення точного геодезичного нівелювання; другий пов'язаний з аналізом безпосередньо даних про рівень моря. Останнім часом також з'явилися космічні геодезичні методи та метод абсолютної гравіметрії.

Окрім коливань, обумовлених вище розглянутими чинниками, вимірювані висоти рівня містять сигнал, пов'язаний з геодинамікою побережжя, на якому розташовані пости спостережень. Цей сигнал є хибним, оскільки походить не від зміни рівня, а від підняття або опускання берега, на якому розташований пост.

Детально це питання розглянуте в [13]. Виконані там оцінки показують, що північне узбережжя Чорного моря випробовує сучасне занурення, проте, за винятком району Одеси і Колхідської низовини, швидкості вертикальних рухів незначні і варіюють навколо величини 0,1 - 0,2 см/рік.

Для ще однієї оцінки швидкості вертикальних рухів скористуємось даними альтиметричних вимірів з 1993 по 2010 рр. В цих даних свідомо відсутній сигнал, пов'язаний з тектонічними рухами. Тому, віднімаючи з тренду даних спостережень на станціях тренд супутникових даних, можна отримати величину вертикальних рухів. В якості початкових використовувались дані про середній альтиметричний рівень Чорного моря з дискретністю близько 10 діб. Для кращої порівнянності бралися значення з ряду спостережень на станціях узбережжя Криму. В цілому по знаку і величині вони близькі до отриманих раніше (середнє відхилення близько 0.05 см/рік) [13].

Подальші перспективи вирішення питання про вертикальні рухи земної кори на узбережжі Чорного моря пов'язані з застосуванням нових методів їх

визначення. До таких методів, передусім, необхідно віднести використання системи глобального супутникового позиціонування (GPS). Досягнута до теперішнього часу з це допомогою точність визначення вертикальних рухів складає 1 мм/рік на ряду завдовжки близько 10 років. Для порівняння, виміри на мареографах дають стандартну помилку визначення тренду приблизно 0.5 мм/рік на ряду в 30 - 40 років.

Аналізуючи всі фактори, що впливають на зміни рівня Чорного моря можна констатувати, що основні з них це, елементи балансу прісних вод. В роботі Горячкіна Ю.М.[8] ці елементи аналізуються за 2 кліматичні періоди: з 1946—1975 рр. та 1976—2005 рр. Їх внесок в зміни рівня Чорного моря можна побачити з таблиці 2.2.

Табл. 2.2 - Режимно-статистичні характеристики вкладу елементів балансу прісних вод Чорного моря в зміни його рівня.

Елемент балансу прісних вод	Кліматична норма, см		Різниця, см	Знак тренду (1923—2005р.р.)
	1946-1975р.р.	1976-2005р.р.		
Річковий стік	79,6	78,6	-1	-
Опади	57,4	64	+6,6	+
Випаровування	96,2	75,6	-20,6	-
Прісний баланс	40,8	67	+26,2	+

Як видно з таблиці, в сучасний кліматичний період (1976—2005 рр.) підвищення рівня Чорного моря досягається за рахунок зростання прісного балансу. В свою чергу прісний баланс моря за цей період підвищився в порівнянні з попереднім кліматичним періодом (1946—1975 рр.) за рахунок в основному збільшення опадів на поверхню моря та зменшення випаровування. Річковий стік змінився не суттєво.

#### 2.2.9. Твердий стік

*Твердий стік* (стік зважених часток, що містяться в річковій воді), виштовхуючи об'єм води, піднімає рівень моря. До теперішнього часу вклад цієї складової не враховувався.

Стік зважених часток в Чорне море оцінюється величиною 68 000 000 т/рік. З них 80 % доводиться на 4 річки: Дунай (51 200 000 т/рік), Дністер (1 730 000 т/рік), Дніпро (800 000 т/рік), Південний Буг (200 000 т/рік) [13]. Приймавши середню щільність часток рівною 2.75 [13], щорічний об'єм



опадів, що відкладаються на дні, можна оцінити величиною  $0,025 \text{ км}^3$ , що в перерахунку на зміну рівня дасть величину приблизно 6 мм за 100 років (без урахування зміни площі басейну), що на два порядки перевищує оцінку, зроблену для Світового океану в цілому [17]. У випадку якщо вага опадів викликала ізостатичне опускання дна, ця величина буде меншою. Оцінка кількості твердого матеріалу, що потрапляє в море за рахунок абразії берегів дає величину більш ніж на порядок меншу, в порівнянні з твердим стоком річок.

### 2.3 Багаторічні коливання рівня Чорного моря

Середній багаторічний рівень Чорного моря за період 1923 – 2005рр. за даними станцій північного узбережжя дорівнює 477 см в ГВО колишнього СРСР. У окремих пунктах відхилення від середнього рівня моря складають від +7 до - 2 см. Вони обумовлені як природними чинниками (динамікою вод, характером явищ згінно-нагінні та ін.), так і особливостями методики вимірів рівня. Найбільші позитивні відхилення від середнього рівня відмічаються в Одесі, Чорноморському, Євпаторії і Батумі (2, 7, 3 і 2 см відповідно), негативні, - в Хорлах, Севастополі і Новоросійську (- 2, - 3 і - 2 см). Різниця в середніх річних значеннях рівня за період 1875 - 2010 рр. склала 47 см. Найменший рівень спостерігався в 1921 р. (450 см), а найбільший - в 2010 р. (497 см).

Міжрічні коливання рівня практично синфазні для усіх станцій. Коефіцієнти кореляції між парами станцій у більшості випадків більше 0,9, а при усереднюванні ковзаючим середнім по 5-ти роках зростають практично до 1. Це може свідчити про переважний вклад в між річну мінливість рівня моря загальних для усього моря чинників. На кривих зміни рівня для найтриваліших рядів спостережень виділяються декілька циклів у багаторічній змінності (рис. 2.9). Прийнято вважати, що з початку спостережень в Чорному морі до середини 20-х років ХХ століття рівень моря був відносно стабільним, з невеликою тенденцією до пониження, а з середини 20-х років ХХ століття виразно проявилось його підвищення [18]. В той же час, найбільш тривалі ряди в Констанці і Суліні показують, що з 1858 по 1875 р. рівень помітно збільшувався. Для періоду, який зазвичай співвідносять з періодом збільшення рівня Світового океану в цілому, помітні три цикли. Перший-майже безперервний ріст рівня (20 - 60 рр. ХХ століття), другий, - деяка його стабілізація (70 - 90 рр. ХХ століття), третій - намітившийся в нульові роки ХХІ століття новий цикл його росту.

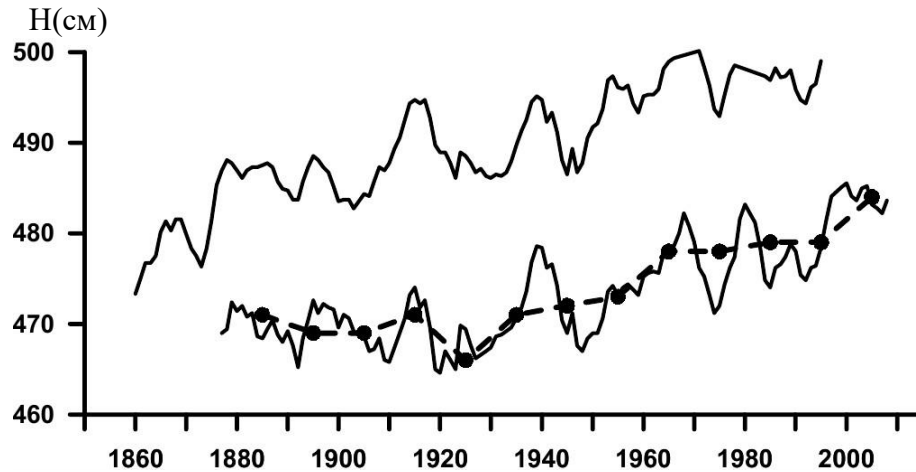


Рис. 2.9 Міжрічні зміни рівня Чорного моря в Констанці (верхня крива) і Севастополі (нижня) - усереднювання ковзаючим середнім по 5 рокам. Пунктирна лінія - середньодекадні значення

Уперше тенденція збільшення рівня Чорного моря була відмічена в (16). де за даними до 1970 р. вона оцінювалася величиною 1,7 мм/рік. У [19,14]. Аналізувалися кутові коефіцієнти трендів для усіх пунктів вимірів рівня Чорного моря. Було показано, що за період 1946 - 1985 рр. в середньому для Чорного моря тренд становить 2,7 мм/рік. Підвищення рівня за рахунок евстатичних факторів за вирахуванням швидкості вертикальних рухів земної кори було визначене величиною 1,7 мм/рік. Пізніше, в [20], інтенсивність загального підйому рівня Чорного моря оцінювали величиною 1.83 мм/рік. У (31) але даним станції Туапсе між 60 - 90 рр. минулого століття наводиться величина тренду 2 мм/рік. Остання за часом оцінка величини тренду, зроблена по 5-ти станціях кримського узбережжя для періоду 1947 - 2006 рр., дала величину 2,3 мм/рік з розмахом тренду близько 14 см. Максимальний тренд відзначається в Ялті (2,8), а мінімальний у Феодосії (1,7), в Севастополі тренд складає 2,3 мм/рік.

Оскільки Чорне море безпосередньо пов'язано системою проливів з Середземним морем, корисно привести величини трендів і для нього. У [21] вказується, що дев'ять щонайдовших записів мареографів в Середземному морі між 1958 і 2001 рр. мають тренди рівня від - 0.4 до 0,7 мм/год. У [22] показано, що до 60-х років минулого століття в Середземному морі відносний рівень збільшувався приблизно на 1,2 мм/рік. Проте між 1960 і 1994 рр. спостерігався негативний тренд, після чого рівень знову став підвищуватися. За даними за 1960 - 2005 рр. для 20 пунктів в Середземному морі був визначений середній кутовий коефіцієнт тренду, який без урахування вертикальних рухів земної кори склав +2.9 мм/рік [13]. Необхідно відмітити, що в масиві цих мареографів в Середземному морі

більшість складають станції, розташовані в західній частині моря. У східній частині моря ряди нетривалі, а якість даних дуже низька (рясніють пропуски). Впродовж 1960 - 2005 рр. з п'яти станцій в Егейському морі, найбільш близьких до протоки Дарданелли, дві (Пірей і Кавалла) показували негативний тренд, а три (Салоніки, Александрополіс і Хіос) позитивний. У [16] відзначалося, що на півночі Егейського моря мареограф в Александрополісі, максимально близьким до проток, дасть тренд приблизно 0,3 мм/рік між 1969 і 1997 рр. (1.35 мм-рік між 1969 і 2002 рр.), який значно менше величини тренду в Чорному морі. Зробимо додатково порівняння трендів аномалій рівня по альтиметричним даним, в яких відсутній сигнал, пов'язаний з вертикальними рухами земної кори. Середній за 1993 - 2010 рр. позитивний тренд для Чорного моря склав 3.8 мм/рік. у Середземному - 2,5 мм/год (рис. 2.10). Для цього ж періоду тренд в Північній Атлантиці дорівнював 2.4 мм/рік (позитивний тренд рівня в Атлантичному океані в другій половині ХХ століття оцінюється величиною 1,5-3 мм/год. Середній глобальний тренд за 1993 - 2010 рр. для усього Світового океану по альтиметричним даним дорівнює 2,8 мм/рік.

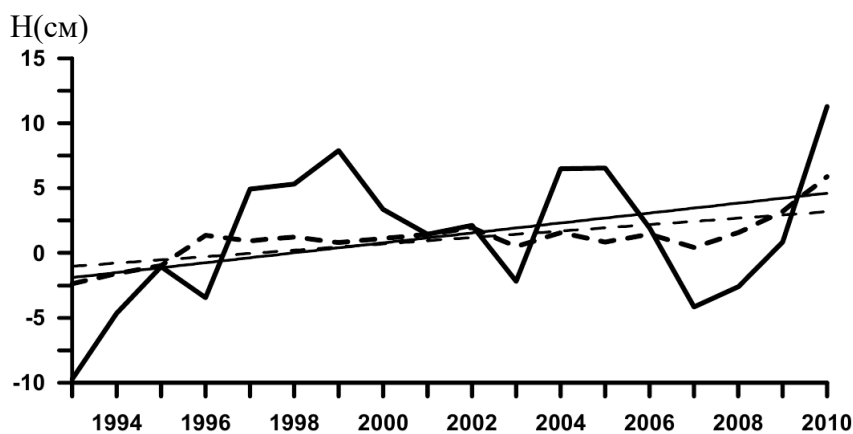


Рис. 2.10 Середньорічні аномалії рівня в Чорному (суцільна) і Середземному (пунктир) морях по альтиметричним даним. Прямі лінії - тренд

Порівняння альтиметричних даних для конкретного трека, який проходить через східну частину Егейського моря, Мармурове море і при босфорську частину Чорного моря, також показує майже удвічі більшу величину тренду в Чорному морі. Таким чином, питання про співвідношення величин тренду рівня в Середземному і Чорному морях залишається дискусійним. Якщо сказати більш безперечно, велика частина даних свідчить про більш високі його величини в Чорному морі, тому представляється сумнівним, що сучасне підвищення його рівня визначається глобальним

підвищенням рівня Світового океану.

Між тим, у 2010 р. середній рівень Чорного моря досяг свого історичного максимуму. З чим же пов'язана тенденція його росту? Із цього приводу існує декілька точок зору. У [23] стверджується, що постійний ріст рівня в останні десятиліття не залежить від змін водного балансу річок басейну Чорного моря, а пов'язаний із загальним підвищенням рівня Світовою океану. Досліджуючи мінливість рівня в Чорному і Каспійському морях, в [24] з даних по Чорному морю усунули величину тренду рівня Атлантичного океану та в припущенні постійної величини водообміну у Босфорі розраховували багаторічну мінливість рівня. Автори дійшли висновку, що обидва моря мають схожий характер мінливості рівня, що проявляється в пониженні рівня з початку ХХ століття до 70-х років та в підвищенні його з цього періоду до 1985 р. На їх думку, у Чорному морі короткоперіодні флуктуації обумовлені змінами складових водного балансу (головним образом, стоком річок), а тренд - довгоперіодних змін рівня Атлантичним океаном. Автори роботи [25], аналізуючи водний баланс, рівень в Туапсе і альтиметричний рівень за 1993-1997 рр. в Чорному морі, відмічають схожість їх між річної мінливості. Скоріш за все, до багаторічної тенденції збільшення відносного рівня Чорного моря можуть приводити наступні головні причини:

- загальне збільшення рівня Світового океану :
- збільшення позитивної складової водного балансу;
- зменшення щільності води (стеричний ефект);
- збільшення повторюваності і амплітуди згінно-нагінних явищ :
- вертикальні рухи земної кори.

Дві останні причини можуть проявлятися тільки в даних прибережних станцій і не описуються альтиметричними спостереженнями. У [13] показано, що:

- вклад міжрічних змін згінно-нагінних коливань не може бути відповідальним за спостережуване підвищення рівня;
- на чорноморському узбережжі переважає опускання суші з середньою швидкістю близькою до 1 мм/рік (за виключенням північно - західного узбережжя і Колхидської низовини), що дасть необгрунтоване підвищення рівня на 1 мм/рік і не пояснює величину спостерігаємого тренду.

Що стосується першої причини, то зв'язок загального підвищення рівня Світового океану і Чорного моря, на що часто вказують, не такий очевидний. В усякому разі, приведені вище дані про тренди рівня в східному Середземномор'ї не дають основи говорити про це однозначно. Тим більше,

навіть чи можна прямо переносити величини трендів в Атлантичному океані на Чорне море, як це зроблено, наприклад, в [24].

Для аналізу причин що викликають збільшення рівня Чорного моря використовуємо дані про рівень, складові водного балансу н щільності морської води за 1957 - 2005 рр.

Вище вже відзначалася синхронність між річних коливань балансу прісних вод і рівня моря. На спільних графіках добре помітний тренд, величина якого для періоду 1957 - 2005 рр. складає 7,5 мм/рік для першої величини і 2,3 мм/рік для другої, що в перерахунку на період спостережень дасть розмах 35 і 11 см відповідно. Враховуючи уявний ріст рівня за рахунок вертикальних рухів (1 мм/рік), отримуємо щорічне збільшення відтоку в Мармурове море на 2,6 км, що складає близько 1 % від середньої витрати Верхнебосфорської течії.

На рис. 2.11 приведені щомісячні тренди рівня моря, балансу прісних вод і його складових. Добре помітна подібність кривих на рис. 2.11а. Більш високі значення трендів обох величин відповідають першому півріччю, а максимум тренду рівня моря і балансу прісних вод доводиться на жовтень. З аналізу рис. 2.11б витікає, що максимум тренду у балансі прісних вод обумовлене у більшій мірі осіданнями (- 55 %), в меншій мірі випаровуванням (- 30 %) і стоком річок (- 15 %).

Можна сказати, що спостережуваний тренд рівня пов'язаний, передусім, з ростом позитивної складової прісного балансу. З рис. 2.11а видно, що в

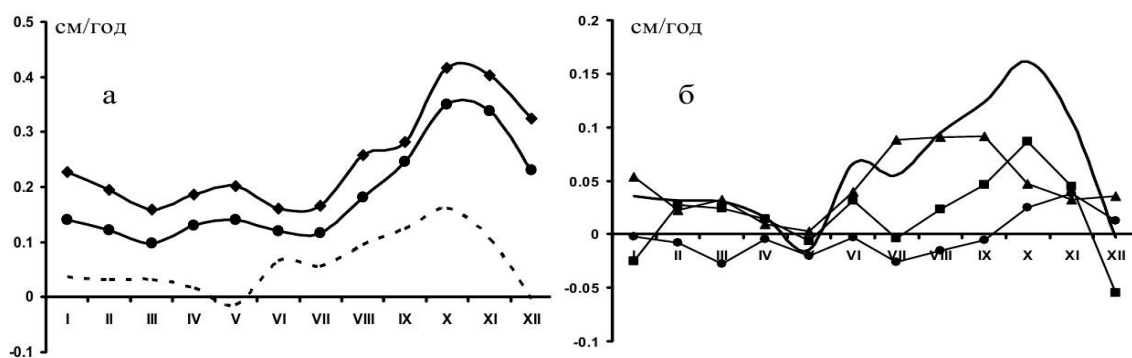


Рис. 2.11. Річний хід трендів : а) рівня моря в Севастополі (лінія з точкою). Ялті (з ромбом), вкладу балансу прісних вод в зміни рівня (пунктир); б) вкладу балансу прісних вод (суцільна), випару (з трикутником), осіданням (з квадратом) і річкового стоку (з точкою) в зміни рівня

першу половину року тренд рівня за вирахуванням величини вертикальних рухів практично рівний величинам тренду прісного балансу. У другу

половину року вони зростають синхронно, проте і різниця в їх величинах збільшується таким чином, що не пояснює повністю величину тренду рівня. Так в максимумі тренду рівня і балансу прісних вод (жовтень) останній складає 70% від першого. Як вказувалося вище, вклад змін щільності в загальне збільшення рівня в період 1957 - 2005 рр. можна оцінити величиною 2 см, що дасть відносно невелику величину тренду 0.4 мм/рік. В той же час, внутрішньорічний хід трендів щільності поверхневих вод багато в чому (за виключенням зимових місяців) повторює хід трендів прісного балансу, що, загалом, природно. Проте значення трендів обох величин не повністю відповідають величині трендів рівня. У будь-якому випадку можна вважати, що в період 1957 - 2005 рр. основний вклад в тренд рівня, мабуть, вносили позитивний тренд балансу прісних вод і зменшення щільності поверхневих вод (стерічний ефект). Тут доречно буде нагадати, що на відміну від рівня моря - параметра, досить точно вимірюваного, величини окремих елементів балансу містять свої помилки, врахувати які нині не представляється можливим.

Окрім трендів, в між річній мінливості рівня присутні сигнали різної періодичності. Візуально виділяються періоди в 2 - 3, 4 - 5 і 10-30 років. При цьому розмах найбільш довгоперіодних коливань досягає 25 см; коливання з періодом 2-3 роки зазвичай мають менший розмах. Згладжена по трьох частотах оцінка спектру виділяє коливання з періодом близько 22.3; 13,1; 3,6 і 2,3 року. Незглажені оцінки спектру дають деяке підвищення енергії коливання в низькочастотній частині спектру, в порівнянні з високочастотною. При згладжуванні енергія в обох діапазонах спектру практично вирівнюється. Розмах середніх величин між річних коливань рівня можна оцінити величиною 10 см

Підсумовуючи, можна сказати, що багаторічні коливання рівня Чорного моря значною мірою визначаються коливаннями балансу прісних вод і стерічними змінами рівня.

Коефіцієнт кореляції для між річних коливань рівня і індексу Північно-Атлантичного коливання (САК) на поверхні 500 мб для періоду 1957 - 2005 рр. не дає вираженого статистичного зв'язку. Між тим, осереднені криві двох величин, знаходяться в протифазі. Високим значенням рівня відповідають низькі значення індексу САК і навпаки. Такий розподіл відповідає існуючим уявленням про зв'язок індексу САК з мінливістю великомасштабної циркуляції в атмосфері. Періоди високих значень індексу із-за зміщень траєкторій циклонів зазвичай супроводжуються зволоженням клімату в Скандинавії і на півночі Європи і посухою в центральній і південній Європі,

що зменшує стік річок і випадання опадів над Чорним морем; у періоди низького індексу САК спостерігається протилежна ситуація [26].

#### 2.4. Сезонні коливання рівня

Сезонна мінливість рівня в Чорному морі в цілому визначається співвідношенням складових водного балансу впродовж року. Якщо говорити точніше, то сезонні зміни залежать не лише від співвідношення компонентів водного балансу в конкретний рік, але також і від його особливостей в попередній період [27]. Початок хвилі росту рівня моря відноситься до осені попереднього року (рис. 2.12). В період листопада - січня відносно великі тимчасові градієнти росту рівня пов'язані в значній мірі з періодом максимуму випадання атмосферних опадів. З квітня по червень рівень знову починає значно наростати, що пов'язано з інтенсифікацією вступу річкових вод. Період спаду (червень - вересень) коротший за період підйому.

Розглянемо особливості сезонної мінливості рівня Чорного моря за даними середньомісячних значень за 1923 - 2010 рр. Найбільші рівні спостерігаються у весняний і літній сезони, коли перевищення над середньобагаторічними значеннями складає, відповідно, 5 і 9 см. Цьому періоду року відповідає і максимум прісного балансу. Середньобагаторічний його максимум припадає на травень, а рівня моря на червень. У кінці осені - початку зими, внаслідок зменшення річкового стоку і збільшення випару, рівень води знижується на 8-9 см. Середньобагаторічний мінімум доводиться на листопад. Таким чином, розмах сезонного сигналу змін рівня складає близько 18 см. В окремі роки при аномальному співвідношенні компонентів водного балансу такий порядок порушується. На основі аналізу усіх кривих сезонного ходу рівня виділений два типи аномалій.

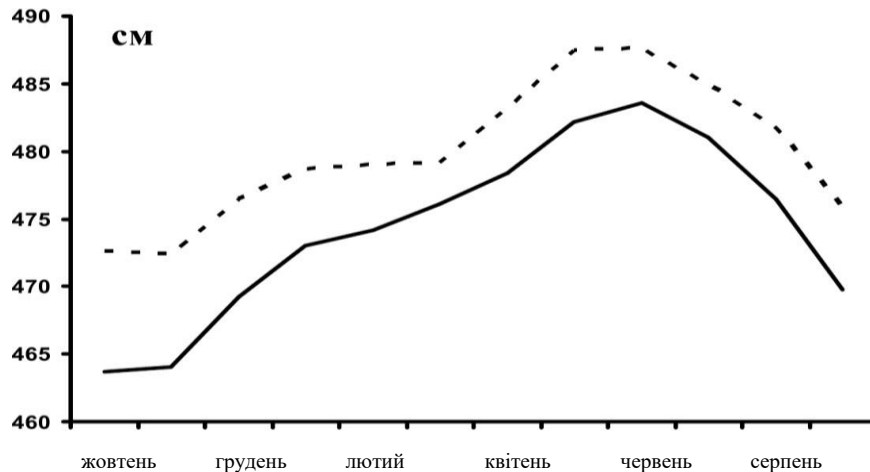


Рис. 2.12. Середній річний хід рівня Чорного моря : 1946 - 1975 рр. (суцільна лінія), 1976 - 2005 рр. (пунктир)

Перший характеризується наявністю двох рівнозначних (чи дуже близьких за величиною) максимумів в зимовий і літній період. Таких аномальних подій налічується 15 (17% усіх випадків). Більше усього їх було в 60 - 70 - х рр. минулого століття - 10. Викликані такі випадки аномально великими осіданнями в зимовий період (в окремих випадках що супроводжуються аномально високим річковим стоком).

Для другого, рідкіснішого типу характерна відсутність основного сезонного максимуму у весняно-літній період. До нього призводить невеликий річковий стік, аномальне зміщення його в часі у поєднанні з аномально високими значеннями інших компонент балансу. Другий аномальний тип спостерігався в 1968, 1982 і 2003 рр. Найбільші середньомісячні величини рівня в конкретному році спостерігаються в різні місяці, за винятком періоду вересень - листопад. Мінімуми середньомісячних значень рівня моря також відзначаються в різні місяці, за винятком періоду май - липень. На відміну від максимальних значень, мінімум рівня менш стійкий до своєї норми. Найчастіше мінімальні значення спостерігаються в жовтні і листопаді.

Відмінності в сезонному ході для окремих районів моря невеликі і торкаються, головним чином, абсолютних величин. Як відмічається в [28], найбільша зміна рівня за час його підйому склало 44 см, спаду - 48 см, найменше - 12 і 5 см відповідно.

Особливістю сезонних коливань рівня являється запізнювання фази настання максимуму від західної до східної частини моря. Так, у західній частині моря найвищі середні місячні рівні в травні спостерігаються в два рази частіше, ніж в центральній, і в 3 рази частіше, ніж в східній частині. Крім того, різниця в часі настання максимуму між західною частиною (Одеса) і



східній (Батумі) може досягати одного, а іноді і двох місяців. В той же час. у окремі роки (головним чином, з великим річним стоком) вони можуть наставати одночасно. Характерний також і більше згладжений максимум в східних районах в порівнянні із західними. Частенько два місяці підряд спостерігаються однакові значення рівня.

Звичайно, середньомісячні значення спотворюють реальне часове зрушення. Використання середньодобових даних для розрахунку зрушення фази при поширенні хвилі підвищення рівня, пов'язаной з річковим стоком, не дало позитивного результату із-за їх сильної замиленності. Розрахунок середньоквадратичних відхилень місячних рівнів від їх багаторічних значень показав, що найбільш стійкий до своєї норми рівень на східному узбережжі моря, а найменше - на північно-західному, район кримського узбережжя займає проміжне положення.

Звертає на себе увагу кліматична зміна характеру сезонних коливань рівня (рис. 2.12). Окрім загального збільшення рівня, головною особливістю є зменшення розмаху сезонних коливань на 25 % (в середньому з 20 до 15 см) в останні 30 років в порівнянні з 1946 - 1975 рр. Друга особливість - менш чітко виражений максимум (в травні і червні вони практично рівнозначні). Третя особливість найзначніше збільшені значення у рівня в осінньо-зимовий період. Такі зміни в цілому відповідають особливостям кліматичних змін балансу прісних вод і тісно пов'язані з ними.

## 2.5 Синоптичні коливання рівня

Основними чинниками, що визначають режим коливань рівня в синоптичному діапазоні частот, являються вітер і атмосферний тиск. При цьому вітрі належить вирішальна роль, а коливання рівня проявляються, головним чином, у вигляді згінно-нагінних явищ. Їх розвиток визначається співвідношенням напрямлення діючого вітру і конфігурації берегової лінії.

Оскільки енергія коливань згінно-нагінного рівня є найбільшою для усього діапазону частот і проявляється в короткий відрізок часу, вони завжди були об'єктом пильної уваги дослідників. Окремий розділ, присвячений коливанням зганяння-наганянь рівня Чорного моря, міститься в [18].

Сезонні згінно-нагінні коливання рівня визначаються річним ходом вітрів різних напрямів і, залежно від географічного положення цього району, набувають досить стійкий, проте всюди різний характер. Спостереження, проведені на Південному березі Криму (ЮБК) в районі Кацивелі, показують, що бризові коливання згінно-нагінних зазвичай мають невеликий розмах (до

3 см) і відзначаються в липні - вересні (період найбільшого розвитку бризів). Амплітуда сезонних згінно-нагінних коливань перевищує амплітуду бризових коливань. Максимальні згінно-нагінні підняття і пониження рівня виникають під впливом циклонів, що проходять. Тривалі не-переривчасті спостереження за зміною рівня і інших гідрологічних характеристик в період протікання згінно-нагінних процесів, виконані на океанографічній платформі в Кацівелі впродовж 2003 - 2005 гг. показали, що величина таких коливань на ЮБК зазвичай складає 10 - 15 см [29].

В цілому, у ЮБК розмахи згінно-нагінних коливань зазвичай невеликі, за спостереженнями їх величина не більше 20 см. Проте, в одиничних випадках в окремих пунктах узбережжя спостерігалися сгони і нагони 30 - 40 см і більше [18]. Іноді на відносно невеликих відстанях відзначається різний характер згінно-нагінних коливань. Так, особливості коливань рівня моря в прибережній зоні Гераклеїського півострову (південно-західна частина Криму) полягають в тому, що один і той же вітер для одних пунктів є згінним, а для інших нагінним [30]. МГ Севастополь та Камишова бухта знаходяться у відносно мілководній шельфовій частині моря, де найбільші згінно - нагінних формуються під дією вітрів, спрямованих, в основному, по нормалі до берега. Пости Балаклава і Херсонський маяк розташовані на березі глибоководної зони моря, де циркуляція згінно-нагінних виникає під дією вітрів, спрямованих паралельно береговій лінії. Крім того, орієнтація бухт відносно сторін світу різна: Севастопольська бухта витягнута в субширотному напрямі, а Камишова та Балаклавська - в субмеридіональному.

Як показав спільний аналіз коливань рівня та характерних синоптичних ситуацій, найбільші згонні і нагонні на південно - західному узбережжі Криму формуються під впливом сильних (не менше 6 балів) і тривалих вітрів стійкого напрямку. Незважаючи на невелику відстань (близько 12 км), між постами Севастополь та Херсонський маяк існують відмінності в розподілі вітрів, пов'язані з вищезгаданими відмінностями орієнтації берегової лінії і рельєфу місцевості. Найбільші підйоми рівня при нагонних (більше 30 см) спостерігаються на мисі Херсонес в осінньо-зимовий період, рідше навесні. Аналіз синоптичних ситуацій показав, що найбільша дія нагонів в районі м. Херсонес викликають сильні (більше 10 м/с) вітри від південно – південно-західного та західного - південно -західного. Наприклад, в листопаді 1960 г. коли на посту Херсонський маяк рівень досяг відмітки 558 см, величина нагона склала 76 см по відношенню до середньомісячного рівня, а розмах коливання 95 см.

У Севастополі цей же вітер викликав лише невелике (близько 15 см)

короткочасне підвищення рівня води. Повторюваність таких великих нагонів невелика. Тривалість підйомів рівня при нагонів в районі Херсонського маяка змінюється в широких межах і залежить від швидкості вітру, його тривалості та стійкості по напрямку. Підйоми нагонів рівня однакової величини мають різну тривалість, але частіше вона відповідає 20 - 25 годин. У Севастопольській бухті максимальні нагони змінюються в межах 10-20 см. Тут нагони відмічаються впродовж усього року при західних вітрах. Зміна рівня, пов'язані з явищами згонів в районі Херсонського маяка та Севастопольській бухти, не перевищують 30 см В основному вони знаходяться в межах від 10 до 20 см і спостерігаються в усі сезони року. Найбільше число випадків зганянь доводиться на осінньо-зимовий період. У районі м. Херсонес і м. Балаклава вони частіше спостерігаються при північних вітрах, в районі Севастопольської бухти при східних і північно-східних, в Камишовій бухті при південних вітрах.

Особлива увага завжди була привернута до найбільш значних коливань рівня, які виникають при рідкісних метеорологічних подіях, коли поєднання різких змін атмосферного тиску і ураганних вітрів призводить до штормових згонів - нагонів. Така синоптична ситуація спостерігалася в період жорстокого шторму в Чорному морі 11 листопада 2007 р.

Формування циклону почалося 9 листопада 2007 р. в центрі баричної улоговини, що тягнулася від Скандинавії на південь Західної Європи. 10 листопада на південно-західній периферії основного циклона. над Італією і Балканами, сформувався вторинний циклон, який, інтенсивно поглиблюючись, став швидко зміщуватися в північно - східному напрямі на Азово-чорноморський басейн. Різке зниження тиску в районі Одеси супроводжувалося підвищенням рівня до відмітки 517 см. В центрі циклону над західною частиною Чорного моря тиск понизилось до 983 гПа. До середини дня 11 листопада центр циклону змістився на Крим, що супроводжувалося різким пониженням рівня в Одесі до відмітки 420 см і ростом рівня моря в Севастополі до 511 см і Ялті до 500 см. Загальний перепад рівня між північно-західною частиною моря (Приморське і Одеса) і кримським узбережжям (Євпаторія і Севастополь) склав більше 1 м. Величина нагонів досягала в Одесі 90 см, Приморському 60 см, Євпаторії 40 см Севастополі і Ялті близько 20 см (рис. 2.13).

Необхідно відмітити, що характеристики процесів зганяння-наганянь отримують за спостереженнями на МГ в окремих пунктах узбережжя. В той же час. особливості фізико-географічних умов в конкретному місці і поєднання метеорологічних чинників можуть призводити до виключно

великих значень згінно-нагіних явищ, які не фіксуються гідрометеорологічними станціями. Так, за відомостями від головного лісничого Раздольненського лісгоспу (північно-західний Крим), в жовтні 2005 р. величезна хвиля наганяння заввишки близько 3 м прийшла з південного заходу Каркінитської затоки і підтопила селище Стерегущє. Були затоплені підвали і перші поверхи будинків. Декілька автомобілів було пронесено на 1 - 2 км від берега. Хвиля підйому рівня дійшла до селища Портове, пройшла через Лебедині острови і дійшла до гирла річки Самарчик. З прибрежних селищ були евакуйовані люди. Підйом рівня тривав близько двох годин. Цією хвилею на обривчастий берег заввишки близько 3,5 м було викинуто величезна кількість водоростей *Zostera marina*. Утворені з них паралельні берегу вали протяжністю декілька кілометрів ми спостерігали в 2008 р. За своїм характером вони різко відрізнялися від звичайної занедбаності водоростей штормовими хвилями на кліф. За розповідями місцевих жителів такий ж катастрофічний нагін спостерігався у кінці 50-х років минулого століття. Між тим, найближчі МГ Чорноморське і Хорли зафіксували нагін величиною всього 20 см.

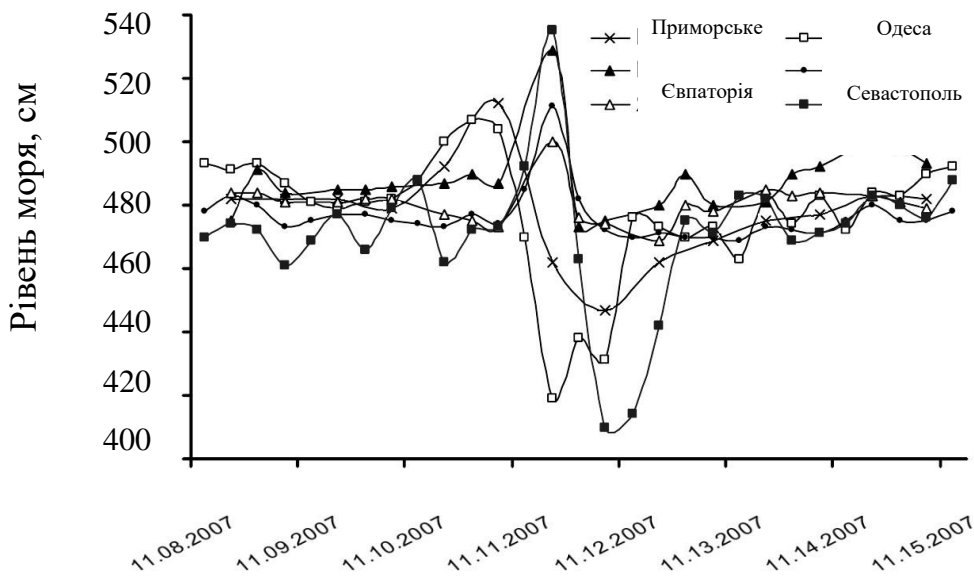


Рис. 2.13. Рівень моря за даними станцій Приморське, Одеса, Євпаторія, Севастополь, Ялта і Мисове в період 8 - 15.11. 2007 р.

Зазвичай при аналізі спектрів в синоптичному діапазоні використовуються відносно нетривалі ряди спостережень. Для виявлення енергонесущих частот в синоптичному діапазоні на триваліших рядах були розраховані енергетичні спектри коливань рівня в 12 пунктах північного

узбережжя Чорного моря для теплого (травень - жовтень) і холодного (листопад - квітень) періодів. При цьому були сформовані синхронні ряди середньодобових значень рівня за період в 50 ліг (1946 - 2005 рр.). Розрахунки показали дещо іншу картину розподілу енергії синоптичних коливань, чим в [28,31]. І у холодне, і в тепле півріччя на спектрах виділяється пік на періоді 14.2 діб, причому в теплий період він виражений дещо краще, ніж в холодний (рис. 2.14).

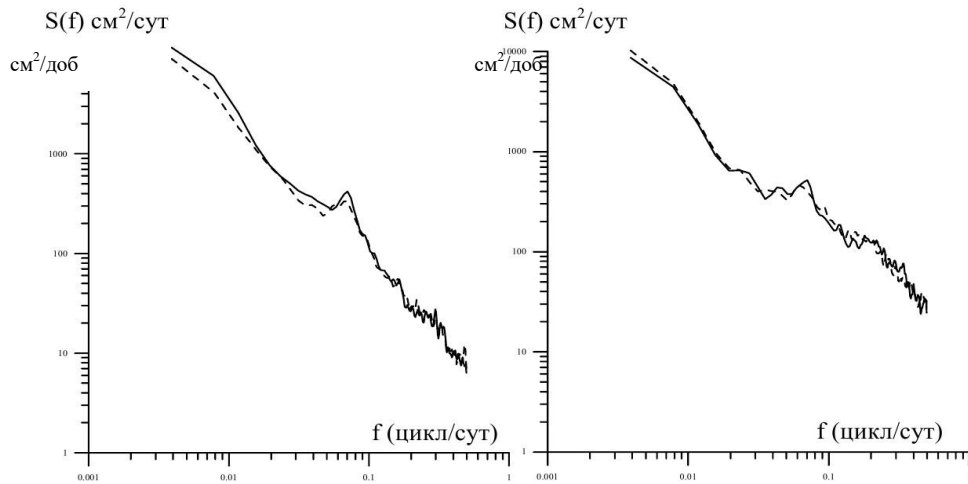


Рис. 2.14 Спектри коливань рівня в теплий (суцільна) та холодний (пунктир) періоди в Поті (ліворуч) і Одесі (праворуч)

Коливання з таким періодом мають найбільшу енергію в протилежних районах моря (Одеса і Поті), практично не виділяються в Каркінітській затоці (Чорноморське, Хорли) і на російському узбережжі Чорного моря (Анапа, Новоросійськ, Туапсе)[32]. У інших пунктах коливання з періодом 14.2 діб присутні але мають меншу енергію, ніж в Одесі і Поті. Необхідно відмітити, що пік на спектрах досить широкий і захоплює періоди від 14 до 18 діб, що прирото  $f_{\text{цикл/доб}}$  ликоному часовому  $f_{\text{цикл/доб}}$  нні. Таким чином, можна відмітити, що синоптичні коливання рівня значною мірою обумовлені конкретними фізико-географічними умовами.

Говорячи про коливання згінно-нагінного рівня, потрібне торкнутися ще одного аспекту. Як вже вказувалося вище, в Чорному морі з середини 20-х років ХХ століття по теперішній час виразно проявляється тенденція до підвищення рівня. Кліматичний сигнал мінливості рівня, який фіксують мареографи, містить сумарний сигнал екстатичних змін і тектонічних здвигів земної кори. В той же час, у сумарному сигналі може бути присутній ще один чинник. Йдеться про зміну повторюваності процесів згінно-нагінних і пов'язаних з ними змін рівня моря. Збільшення повторюваності штормових

нагонів може призводити до завищення величини спостережуваних рівнів, а сгонів, відповідно, до заниження.

Визначення показників штормової активності останніми роками привертає увагу багатьох дослідників в зв'язку з проблемою змін клімату. Так в [33] наводяться дані про вікові коливання внетропічної штормової діяльності і збільшенні рівня в західній Атлантиці. Результати досліджень покатали, що на початку ХХ століття повторюваність циклонів і пов'язаних з ними штормів над акваторією зроста, одночасно зменшившись над сушений. Таке збільшення тривало до 1960 р. В [34] досліджені сезонні і довгоперіодні зміни інтенсивності штормів у басейні північної Атлантики та показаний їх від'ємний тренд впродовж останніх 30 років ХХ століття. У [35] виявлено щорічне збільшення на 2,2 см/рік висоти штормових нагонів в Північному морі впродовж 1962 - 1986 рр. На основі аналізу годинних записів мареографів уздовж східного узбережжя США, в [36] відмічена істотна багаторічна мінливість штормових нагонів, в той же час, значимих трендів в зміні їх кількості і інтенсивності впродовж ХХ століття не виявлено.

Таким чином, можна зробити висновок, що величина і знаки трендів, очевидно, різні для окремих регіонів. У Чорному морі такого роду дослідження до теперішнього часу не проводилися. Можна лише відмітити роботу, в якій, на основі аналізу змін температури, розглянута сезонна і між річна повторюваність різких понижень температури на ЮБК [37]. При цьому виявлені низькочастотні зміни характеристик апвелінгу обумовлені великомасштабними процесами в системі океан - атмосфера.

Для дослідження багаторічної мінливості згінно-нагінних явищ в Чорному морі і оцінки знаку тенденції їх змін в якості початкових даних використовувалися середньодобові ряди спостережень за рівнем моря в трьох пунктах – Одеса, Севастополь і Феодосія в період з 1923 по 2001 рр. [38]. Вибір цих пунктів викликано, по-перше, тим, що вони відносяться до різних регіонів північній частині Чорного моря, а по-друге, тим, що тут є найбільш тривалі, і, що важливо, якісні дані спостережень над рівнем, отримувані за допомогою мареографів, а не футштоків.

У Чорному морі приливи незначні і немає необхідності у видаленні їх з початкових лав. В той же час в початкових рядах є присутньою значна мінливість, пов'язана з сезонними коливаннями рівня і іншими процесами. Тому формалізувати математичну процедуру виділення згінно-нагінних коливань із загального сигналу мінливості досить скрутно. У зв'язку з цим використовувалася дуже трудомістка, але надійна методика візуального виділення сгонів і нагонів. Для цього в кожному окремому місяці для

окремого року підраховувалася кількість коливань згінно-нагінного рівня, і складалася відповідна таблиця. В якості критерію виділення згону або нагону використовувався розмах коливання в 15 см і більше, що відповідає найбільш характерною для цього процесу в Чорному морі величині. Оскільки тривалість сгонів і нагонів змінюється в достатньо значних тимчасових межах (від декількох годин до декількох діб), то, поза сумнівом, приведені статистичні характеристики, отримані по середньодобових величинах, занижені. В той же час, при визначенні трендів це не істотно, оскільки згідно з методикою, прийнятою на гідрометеорологічних станціях, екстремальні величини рівня протягом доби вносяться в окремі таблиці, а розрахунок середньодобових величин проводився за терміновими спостереженнями. Слід мати на увазі, що біля Кримських берегів підйоми та спади рівня триваліші, ніж в північно-західній частині. Так в районі Феодосії нетривалі спади і підйоми (5-10 годин) відзначаються дуже рідко - в 3 - 5 % усіх випадків [ 18].

У річному ході середньобагаторічної кількості коливань згінно-нагінного рівня максимум доводиться на осінньо-зимові місяці, мінімум - на літні. Абсолютний максимум відповідає грудню для усіх пунктів, проте і в листопаді - грудні кількість коливань згінно-нагінного рівня досить велике. Кількість згонів - нагонів максимально в Одесі, а мінімально в Севастополі. В середньому, в зимовий період в Одесі спостерігається два - три згону - нагону в місяць, тоді як у Феодосії і Севастополі менше одного. У літній період у Феодосії і Севастополі згони - нагони спостерігаються у край рідко, тоді як в Одесі їх повторюваність складає біля одного випадку в місяць.

Між річна мінливість кількості випадків згінно-нагінних явищ представлена на рис. 2.15.

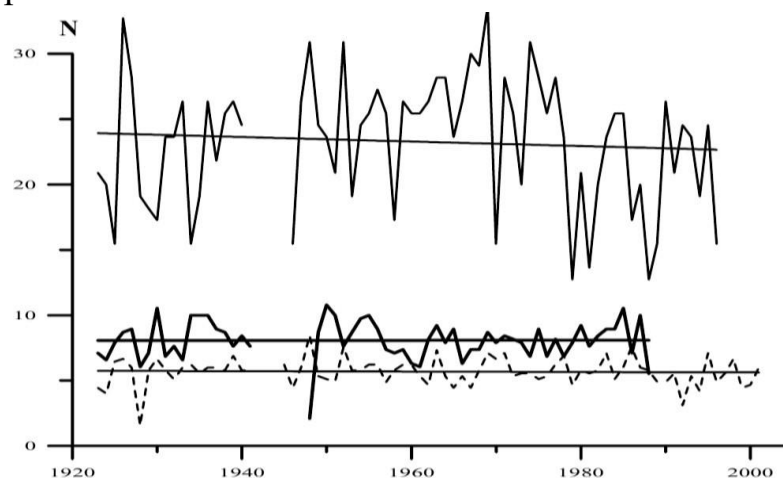


Рис. 2.15. Міжрічна мінливість кількості випадків згінних – нагінних коливань рівня в Одесі (суцільна), Феодосії (жирна суцільна) і Севастополі (пунктир)

З нього видно, що в цілому переважають коливання з періодом 2-5 років. Найбільший розмах цих коливань характерний для Одеси, у Феодосії і Севастополі вони незначні. У Одесі до кінця 60-х років минулого століття спостерігалось збільшення повторюваності згінно-нагінних коливань рівня, яке змінилася стійкою тенденцією до їх зменшення. У Феодосії, навпаки, до кінця 60-х років минулого сторіччя спостерігалось зменшення повторюваності згінно-нагінного коливання рівня, яке змінилося невеликою тенденцією до їх збільшення. У Севастополі впродовж усього періоду спостерігалася невелика тенденція до зменшення кількості випадків.

В цілому для усіх трьох пунктів за розглянутий період спостерігається статистично не значимий негативний тренд в зміні повторюваності явищ зганяння-наганянь. Якщо розглядати тренди для кожного місяця, то тільки у вересні вони позитивні, в усі інші місяці негативні, причому найбільші величини трендів спостерігаються в зимові місяці (за винятком лютого), тобто в період максимального розвитку згінно-нагінних явищ. Таким чином, можна вважати, що кліматичні зміни величини і повторюваності згонно-нагонних коливань рівня дуже малі і не можуть бути відповідальними за спостережуване в останні 70 років підвищення рівня Чорного моря. [ 8].



### 3 АНАЛІЗ ОТРИМАНИХ РЕЗУЛЬТАТІВ

#### 3.1 Матеріали спостережень і методи їх обробки

У роботі розглянуто коливання рівня у пригорловій області річки Дунай на прикладі станції Приморське за середньомісячними даними. Довжина розглянутого ряду складає 40 років (з 1970 по 2010 роки), тобто усього 480 членів. Станція Приморське знаходиться поблизу гирла Дунаю, в Жебріянській бухті. Глибини поблизу станції не перевищують 10 м, а на відстані 50 км від станції глибини не перевищують 20-25 м.

До аналізу були також притягнуті спостереження за рівнем на станціях Одеса та Вілково, основні чинники коливань рівня на яких, відрізняються за впливом на коливання рівня на станції Приморське.

Виконувався аналіз сезонної та міжрічної мінливості рівня моря, для чого використовувались стандартні методи статистичної обробки: розраховувались характеристики мінливості рівня - середнє, середньоквадратичне відхилення, розмах коливань, максимум та мінімум. Для оцінки багаторічних змін розраховувались лінійні тренди, а саме рівняння регресії, значущість тренду та зміни по тренду. Виконувалось також порівняння характеристик мінливості між двома станціями.

У роботі також використовувалися дані альтиметричних спостережень із супутників Topex/POSEIDON, Jason 1 і Jason 2 з 1993 по 2010 рр. Для аналізу були обрані відкоректовані ряди спостережень. Корекція здійснювалася по трьом параметрам: а) був вилучений сезонний сигнал; б) ураховувалися коливання рівня, викликані коливаннями атмосферного тиску (ефект «зворотного барометра»); 3) минулого вилучені коливання рівня приливного періоду. Максимальна помилка спостережень становить 4.5 см. Дані супутникових спостережень рівня були взяті на сайті: [http://www.cmar.csiro.au/sealevel/sl\\_data\\_cmar.html](http://www.cmar.csiro.au/sealevel/sl_data_cmar.html). Оскільки дані були представлені у форматі netcdf, те для перекладу їх у код ASCII використовувалася програма ncbrowse. Для розрахунків статистичних характеристик часових рядів і візуалізації отриманих результатів був використаний пакет статистичної обробки даних SPSS.

### 3.2 Особливості сезонного ходу рівня Чорного моря на станціях західного узбережжя України

Аналіз, проведений в попередньому розділі (розд.2) показав, що зміни рівня Чорного моря носять чітко виражений сезонний хід, який визначається співвідношенням складових водного балансу протягом року. Основна роль у формуванні позитивної частини водного балансу належить стоку річок, а в негативній - випаровуванню і відтоку вод через протоку Босфор [8, 9]. Важливу роль в позитивній частині водного балансу грають також інтенсивні атмосферні опади, помітно збільшуються в осінньо-зимовий період у другій половині ХХ століття [1, 8]. Вони, як зазначено в [1], можуть призводити до появи в цю пору року другого екстремуму. Показано, що в більшості випадків відбувається порушення сезонного ходу рівня, яке особливо часто позначається в його екстремальних значеннях. Відомо [10], що аномальний сезонний хід рівня моря (наприклад, в 1968, 1997 рр.), Коли повністю змінюється звичайний річний хід, в основному пов'язаний з аномаліями річкового стоку.

Вважається, що основною причиною сезонних коливань рівня в Чорному морі є стік річки Дунай, який поставляє приблизно три чверті загального прісного стоку в море, стік всіх річок північно-західного регіону становить в середньому 79% загального обсягу стоку до моря [10]. Велика частина річного обсягу стоку припадає на весняно-літній період [11]. Доречно зазначити також, що згідно з [12] максимальний рівень в Чорному морі спостерігається, з урахуванням часу поширення річкових вод, із зсувом на місяць щодо часу повені.

Графіки сезонного ходу рівня всього Чорного моря, які наводяться в роботах [11, 12], засновані на кліматичних оцінках (1875-2000 рр. [11] і 1923-1975 рр. [12]) і свідчать про те, що максимум рівня доводиться на червень (повінь - р. Дунай IV-V, р. Дніпро V), а мінімум його - на жовтень [8] - листопад [1] (межень р. Дунай IX-X, р. Дніпро X). Амплітуда сезонного ходу рівня Чорного моря, оцінена в [11, 12] за кліматичними даними в обох випадках дорівнювала 20 см. Звертається увага також на те, що період спаду рівня (червень-жовтень, листопад) коротше періоду підйому.

Фактичний річний хід рівня по станціях західного українського узбережжя Чорного моря, як показано в розділі 2, відрізнявся від кліматичного сезонного ходу з екстремальних і по середньомісячним значенням. Як приклади на рис. 3.1-3.3 наведені варіанти фактичного сезонного ходу рівня моря по аналізованих станціях, для яких і виділялися

екстремальні значення. Наведені варіанти сезонного ходу рівня моря за даними станцій показують, наскільки непростим виявилось питання встановлення власних екстремальних значень. По кожній станції аналізувався річний хід, фіксувалися максимуми і мінімуми (основний, зимовий, літній) для розрахунку амплітуди і визначалися терміни їх настання.

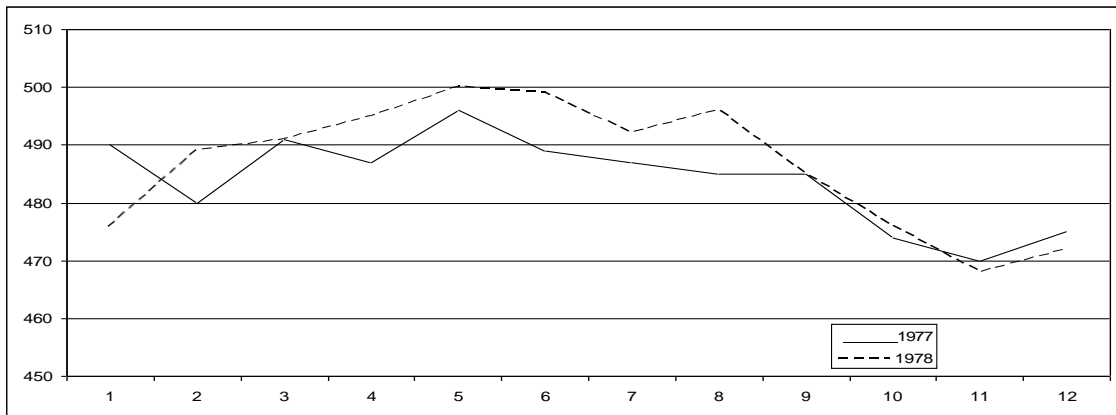


Рис. 3.1 - Графік сезонного ходу рівня моря по станції Приморське з основним і зимовим екстремумами - 1977 рік, з основним, зимовим і літнім екстремумами - 1978 рік

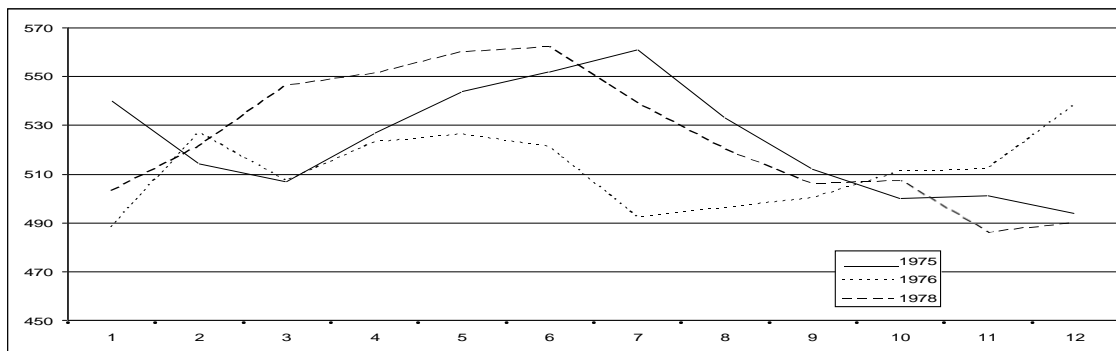


Рис. 3.2 - Графік сезонного ходу рівня моря по станції Вілково з основним екстремумом - 1978 рік, з основним, зимовим і літнім екстремумами - 1976 рік, з основним, зимовим і весняним екстремумами - 1975 рік

Важливим методологічним моментом проведеної роботи, на який слід звернути увагу, стало обчислення часу (місяця) настання екстремуму. Оскільки в роботі ми оперували середньомісячними даними, то природно було припустити, що в кожному конкретному випадку виявлений екстремум відноситься до середини місяця, тобто 15 числа.

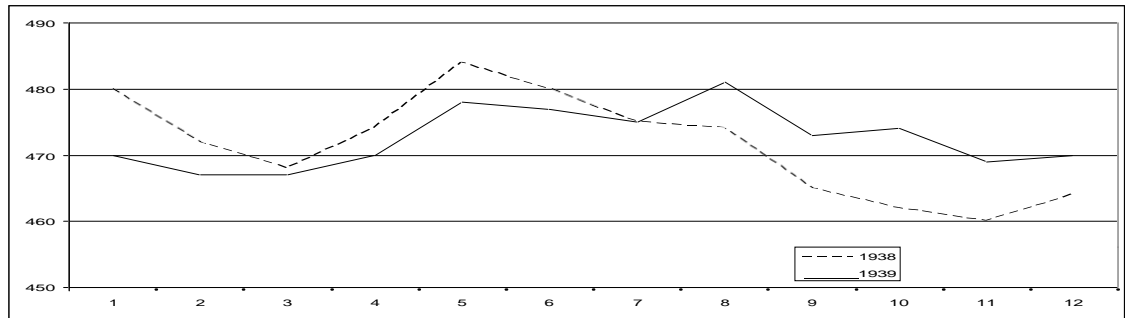


Рис. 3.3 - Графік сезонного ходу рівня моря по станції Одеса з основним і зимовим екстремумами - 1938 рік, с основним, зимовим и літнім екстремумами - 1939 рік

Обчислене нами середнє значення часу настання екстремуму за всі роки спостережень на станції з точністю до десятих часток місяці (тобто 3 дні рівні 0,1 місяця) при оцінці фактичної дати має бути відповідним чином перераховано. Як приклад, припустимо, що середній місяць настання екстремуму дорівнює 5,0 - це 15 число травня місяця. Якщо ж ми маємо середній місяць рівним 5,7, то це 15 травня + 21 день, тобто буде 5 червня. Викладені міркування повинні бути віднесені до всіх розрахованих даних про час (місяць) настання екстремумів.

Таким чином, нами розглянуті сезонні коливання рівня Чорного моря за допомогою аналізу середньомісячних даних на 3 станціях українського узбережжя Чорного моря за один і той же період спостережень на них з 1951 по 1996 г. (табл. 5), а також за весь період спостережень на кожній станції (табл. 6). У разі пропуску спостережень на окремих станціях дані доповнювалися середніми багаторічними значеннями за ці місяці. Аналіз часових (середньомісячних) рядів рівня моря на даних станціях був заснований на виявленні внутрішньорічної мінливості на кожній станції часу (місяці) настання екстремуму і його величини в річному циклі за весь період спостережень. Відзначимо, що при аналізі послідовних річних циклів середньомісячних висот рівня моря було виявлено існування разом з основним сезонним екстремумів, обумовленим річковим стоком (повінню і меженью), які спостерігалися практично щорічно, епізодичне поява ще двох екстремумів: досить часте - зимовий і порівняно рідкісне - літній. Зимовий екстремум на станції Вилкове настільки розширювався, що ще можна було виділити і весняний екстремум.

За отриманим набором екстремумів рівня моря (знайденим по місяцях max і min і обчисленої амплітуді для основного, зимового та літнього) на кожній станції для періоду спостережень було проведено відповідне

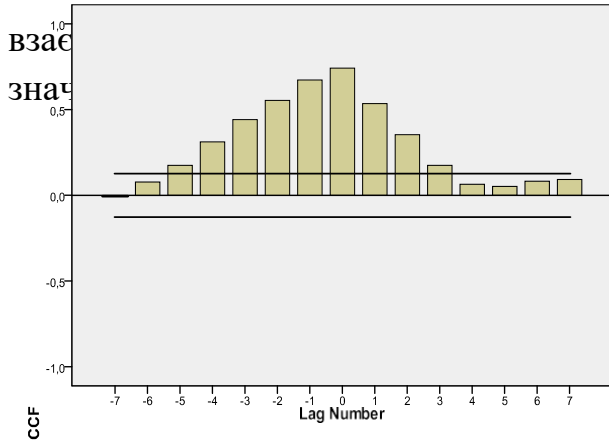
усереднення, результати якого наведено в таблиці 3.1. Викладені міркування про час настання екстремуму повинні бути віднесені до всіх даних, наведених в таблиці 3.1.

Переходячи до аналізу, наведених у таблиці 3.1 результатів розрахунку часу настання виділених екстремумів в сезонному ході рівня Чорного моря на аналізованих станціях відзначимо, що основний, обумовлений повинню, максимум рівня моря доводиться для гирлових станцій (Вилкове, Приморське) на другу половину травня, тоді як на станціях поза гирлової зони (Одеса) він спостерігається в червні. Час настання меженний мінімуму висоти рівня на всіх станціях приблизно однакове і в середньому припадає на середину жовтня. Амплітуда коливань рівня між максимумом і мінімумом основного екстремуму поза гирлової зони склала в середньому 22 см, тоді як в зоні гирла річок (Вилкове) вона була вище. Середня тривалість основного екстремуму (від max до min) склала 4,5 місяця. Зимовий екстремум, максимум якого припадав на кінець грудня - початок січня, а мінімум - на кінець січня - початок лютого мав середню тривалість близько 1 місяця і амплітуди трохи більше 11 см. Літній мінімум припадав на серпень, а максимум наступав в кінці серпня - початку вересня, таким чином, тривалість цього екстремуму менше 1 місяця, а амплітуда близько 3 см. При цьому на гирлової станції Вилкове амплітуда у всіх випадках вище приблизно в 3 рази.

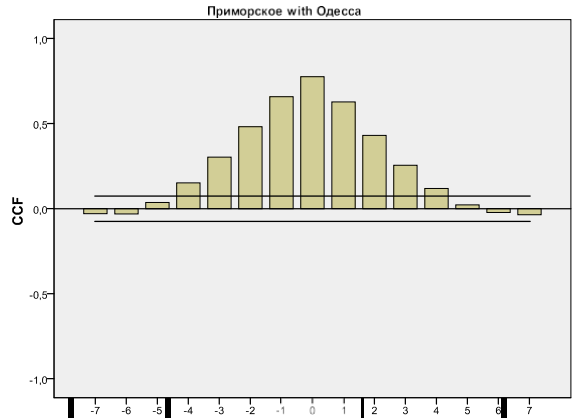
Таблиця 3.1 - Середній час початку (місяць) і амплітуди (см) основного, зимового и літнього екстремумів в сезонному ході рівня на розглянутих станціях Чорного моря

Станція	Основний екстремум			Зимовий екстремум			Літній екстремум		
	Ср. місяць	Ср. місяць	Ср. ампл.	Ср. місяць	Ср. місяць	Ср. ампл.	Ср. місяць	Ср. місяць	Ср. ампл.
	max	min	см	max	min	см	max	min	см
Одеса	5,6	9,9	24	1,2	0,8	14	9,4	9,1	3,1
Приморське	5,5	9,6	27	1,3	0,7	13	8,5	8,2	3,9
Вилкове	5,0	9,9	58	0,7	1,3	28	9,1	8	7,7

Аналогічні результати дає взаємкореляційний аналіз часових рядів коливань рівня на досліджуваних станціях. На рис. 3.4 показані графіки



рядів з відповідними табличними



Series Pair:Приморское with Вилково

Lag	Cross Correlation	Std. Error
-6	,078	,064
-5	,175	,064
-4	,311	,064
-3	,442	,063
-2	,554	,063
-1	,673	,063
0	,742	,063
1	,535	,063
2	,354	,063
3	,175	,063
4	,065	,064
5	,052	,064
6	,083	,064

Lag	Correlation	Std. Error
-6	-,031	,037
-5	,036	,037
-4	,151	,037
-3	,303	,037
-2	,482	,037
-1	,658	,037
0	,776	,037
1	,627	,037
2	,430	,037
3	,255	,037
4	,118	,037
5	,022	,037
6	-,023	,037

а

б

Рисунок 3.4 Графіки взаємкореляційних функцій між станціями Приморське - Вилкове (а) и Приморське - Одеса (б)

Також були побудований графік кореляції між величинами стоку Дуная та коливаннями рівня на станції Вилкове. Він показаний на рис. 3.5.

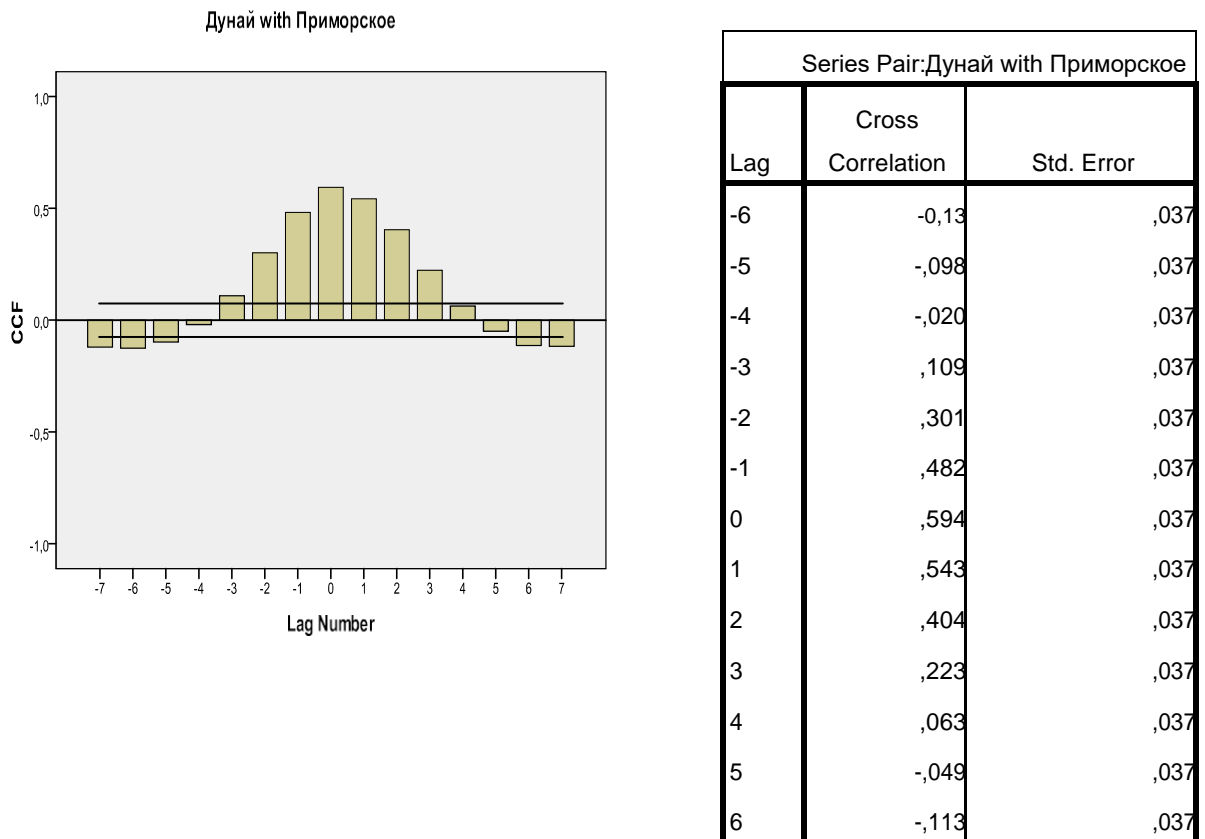


Рисунок 3.5 Графік і таблиця взаємної кореляції між стоком Дуная та коливаннями рівня на станції Приморське

З графіку також видно деяке запізнення змін рівня у порівнянні зі стоком Дуная, але як і на попередньому рисунку часова дискретність спостережень не дозволяє зробити кількісні більш обгрунтовані висновки щодо точних значень цих запізнень.

Узагальнюючи результати проведеного аналізу особливостей сезонного ходу рівня по станціях західного узбережжя Чорного моря відзначимо:

- основний, обумовлений повинню, максимум рівня доводиться для гирлових станцій (Вилкове, Приморське) на другу половину травня, тоді як на станціях поза гирлової зони (Одеса) він спостерігається в червні, меженний мінімум висоти рівня на всіх станціях припадає на середину жовтня;
- амплітуда коливань рівня моря за основним екстремуму склала в середньому 22 см, тоді як в зоні гирла річок вона була вище, середня тривалість основного екстремуму склала 4,5 місяця;

- зимовий екстремум, максимум якого припадав на кінець грудня - початок січня, а мінімум - на кінець січня - початок лютого мав середню тривалість близько 1 місяця і амплітуду трохи більше 11 см;
- тривалість літнього екстремум була менше 1 місяця, а амплітуда близько 3 см;
- на гирлової станції Вилкове амплітуда у всіх випадках (основного, зимового та літнього екстремумів) більше приблизно в 3 рази.

### 3.3 Довгоперіодна мінливість коливань рівня у пригирловій області Дунаю

Середній багаторічний рівень Чорного моря за період 1923 – 2015 рр. за даними станцій північного узбережжя дорівнює 477 см в ГВО колишнього СРСР. У окремих пунктах відхилення від середнього рівня моря складають від +7 до - 2 см. Вони обумовлені як природними чинниками (динамікою вод, характером явищ згінно-нагінні та ін.), так і особливостями методики вимірів рівня. Різниця в середніх річних значеннях рівня за період 1875 - 2010 рр. склала 47 см Найменший рівень спостерігався в 1921 р. (450 см), а найбільший - в 2010 р. (497 см).

Міжрічні коливання рівня практично синфазні для усіх станцій. Коефіцієнти кореляції між парами станцій у більшості випадків більше 0,9, а при усереднюванні ковзаючим середнім по 5-ти роках зростають практично до 1. Це може свідчити про переважний вклад в міжрічну мінливість рівня моря загальних для усього моря чинників. На кривих зміни рівня для найтриваліших рядів спостережень виділяються декілька циклів у багаторічній змінності. Прийнято вважати, що з початку спостережень в Чорному морі до середини 20-х років ХХ століття рівень моря був відносно стабільним, з невеликою тенденцією до пониження, а з середини 20-х років ХХ століття виразно проявилось його підвищення [18]. В той же час, найбільш тривалі ряди в Констанці і Сулині показують, що з 1858 по 1875 р. рівень помітно збільшувався. Для періоду, який зазвичай співвідносять з періодом збільшення рівня Світового океану в цілому, помітні три цикли. Перший - майже безперервний ріст рівня (20 - 60 рр. ХХ століття), другий, - деяка його стабілізація (70 - 90 рр. ХХ століття), третій - намітившийся в нульові роки ХХІ століття новий цикл його росту.

Уперше тенденція збільшення рівня Чорного моря була відмічена в (16). де за даними до 1970 р. вона оцінювалася величиною 1,7 мм/рік. У [19,14] аналізувалися кутові коефіцієнти трендів для усіх пунктів вимірів рівня Чорного моря. Було показано, що за період 1946 - 1985 рр. в середньому для



Чорного моря тренд становить 2,7 мм/рік. Підвищення рівня за рахунок евстатичних факторів за вирахуванням швидкості вертикальних рухів земної кори було визначене величиною 1,7 мм/рік. Пізніше, в [20], інтенсивність загального підйому рівня Чорного моря оцінювали величиною 1.83 мм/рік. Остання за часом оцінка величини тренду, зроблена по 5-ти станціях кримського узбережжя для періоду 1947 - 2006 рр., дала величину 2,3 мм/рік з розмахом тренду близько 14 см.

Між тим, у 2010 р. середній рівень Чорного моря досяг свого історичного максимуму. З чим же пов'язана тенденція його росту? Із цього приводу існує декілька точок зору. У [23] стверджується, що постійний ріст рівня в останні десятиліття не залежить від змін водного балансу річок басейну Чорного моря, а пов'язаний із загальним підвищенням рівня Світовою океану. Досліджуючи мінливість рівня в Чорному і Каспійському морях, в [24] з даних по Чорному морю усунули величину тренду рівня Атлантичного океану та в припущенні постійної величини водообміну у Босфорі розрахували багаторічну мінливість рівня. Автори дійшли висновку, що обидва моря мають схожий характер мінливості рівня, що проявляється в пониженні рівня з початку ХХ століття до 70-х років та в підвищенні його з цього періоду до 1985 р. На їх думку, у Чорному морі короткоперіодні флуктуації обумовлені змінами складових водного балансу (головним образом, стоком річок), а тренд - долгоперіодних змін рівня Атлантичним океаном. Автори роботи [25], аналізуючи водний баланс, рівень в Туапсе і альтиметричний рівень за 1993-1997 рр. в Чорному морі, відмічають схожість їх між річної мінливості. Скоріш за все, до багаторічної тенденції збільшення відносного рівня Чорного моря можуть приводити наступні головні причини:

- загальне збільшення рівня Світового океану :
- збільшення позитивної складової водного балансу;
- зменшення щільності води (стеричний ефект);
- збільшення повторюваності і амплітуди згінно-нагінних явищ :
- вертикальні рухи земної кори.

Дві останні причини можуть проявлятися тільки в даних прибережних станцій і не описуються альтиметричними спостереженнями. У [13] показано, що:

- вклад міжрічних змін згінно-нагінних коливань не може бути відповідальним за спостережуване підвищення рівня;
- на чорноморському узбережжі переважає опускання суші з середньою швидкістю близькою до 1 мм/рік (за виключенням північно - західного

узбережжя і Колхидської низовини), що дасть необґрунтоване підвищення рівня на 1 мм/рік і не пояснює величину спостережуваного тренду.

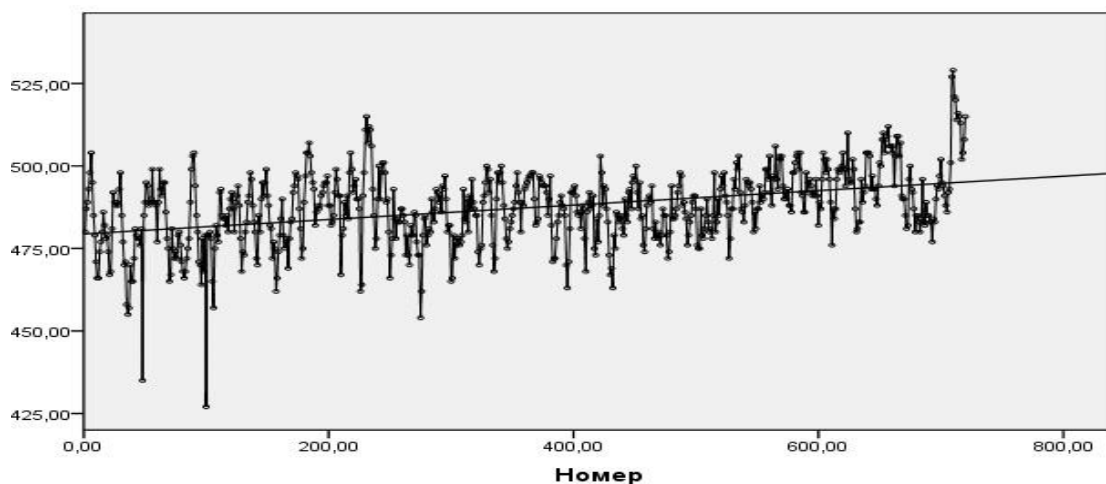
Окрім трендів, в міжрічній мінливості рівня присутні сигнали різної періодичності. Візуально виділяються періоди в 2 - 3, 4 - 5 і 10-30 років. При цьому розмах найбільш довгоперіодних коливань досягає 25 см; коливання з періодом 2-3 роки зазвичай мають менший розмах. Згладжена по трьох частотах оцінка спектру виділяє коливання з періодом близько 22,3; 13,1; 3,6 і 2,3 року. Незгладжені оцінки спектру дають деяке підвищення енергії коливання в низькочастотній частині спектру, в порівнянні з високочастотною. При згладжуванні енергія в обох діапазонах спектру практично вирівнюється. Розмах середніх величин між річних коливань рівня можна оцінити величиною 10 см

Підсумовуючи, можна сказати, що багаторічні коливання рівня Чорного моря значною мірою визначаються коливаннями балансу прісних вод і стерічними змінами рівня.

Як було зазначено вище, увесь період спостережень (1920 – 2010 рр.) можна розділити на три періода. Перший період з 1950 по приблизно кінець 60-х років – період підвищення рівня. Потім, до 90 року - період відносної стабілізації. І після 90 року знов підвищення. Таким чином увесь період спостережень за нашими даними (1950-2010) був розділений на два періода. Перший – з 1950р. по 1990. І другий з 1990 по 2010 р. (По станції Вилкове дані спостережень починаються з 1985 року, тому перший період по цій станції не аналізувався.) Також був проаналізований увесь доступний період спостережень.

На рис. 3.6 показані графіки часового ходу коливань рівня за весь період спостережень. Пряма лінія відповідає лінії тренду на цих станціях.

Приморское



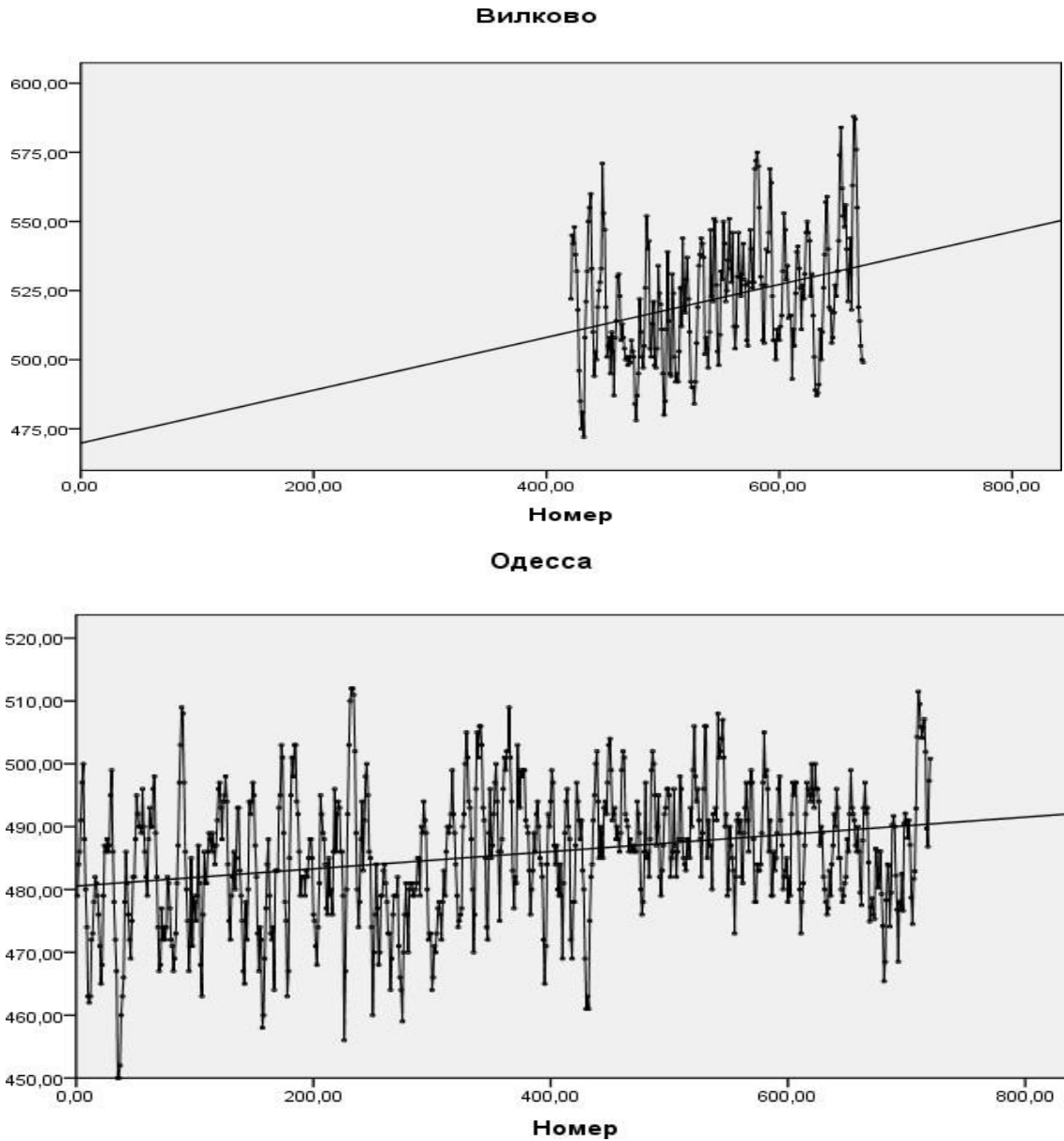


Рисунок 3.6 Графік часового ходу рівня моря на станціях Приморське (верхній графік), Вилкове (середній), та Одеса (нижній). Пряма лінія відповідає лінії тренду.

В таблиці 3.2 наведені коефіцієнти кореляції між станціями регіона, стоком Дуная, а також індексами атмосфери циркуляції (САК и ЮК) і індексом сонячної активності - числами Вольфа.

Таблиця 3.2 – Коефіцієнти кореляції між досліджуваними процесами за 1950-2010 роки

	Приморское	Одесса	Вилково	Дунай	ИндексСАК	ИндексЮК	ЧислаВольфа
Приморское	1	,776**	,742**	,594**	-,050	-,042	-,007
Одесса	,776**	1	,559**	,626**	,000	-,102**	,162**
Вилково	,742**	,559**	1	,950**	-,120	-,022	-,187**
Дунай	,594**	,626**	,950**	1	-,040	,007	,002
ИндексСАК	-,050	,000	-,120	-,040	1	,001	-,002
ИндексЮК	-,042	-,102**	-,022	,007	,001	1	,071
Числа Вольфа	-,007	,162**	-,187**	,002	-,002	,071	1

\*\* Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

З розглядання цієї таблиці можна зробити наступні висновки. По-перше, усі станції регіону добре корелюють між собою. Усі коефіцієнти значимі на рівні 99%. Але треба звернути увагу на те, що кореляція між Приморським і Вилково декілька менша ніж Приморським і Одесою, хоча відстань до Одеси значно більша. Також висока кореляція зі стоком Дунаю. І знову найменша кореляція між стоком Дунаю і рівнем на станції Приморське. Таким чином, можна полягати, що існує якийсь чинник, котрий в більшій мірі впливає на коливання рівня у Приморському, ніж на інших станціях. На нашу думку цим фактором можуть бути тектонічні рухи земної кори у цьому районі. У цій таблиці також наведені коефіцієнти кореляції з індексами САК (північноатлантичне коливання), ЮК (південне коливання) та числими Вольфа (індекс сонячної активності). Тобто була спроба визначити зв'язок коливань рівня з глобальною атмосферною циркуляцією, явищем Ель-Ніньо, та сонячною активністю. Але жоден з цих індексів не дає значущого коефіцієнта, тобто такого зв'язку немає і далі вони не розглядались.

Якщо розглянути величини трендів (тобто величини кутових коефіцієнтів лінії лінійної регресії) на станціях регіону, можна побачити наступну картину.

Приморське	0,022 мм/міс (+0,264 мм/рік)
Вилкове	0,096 мм/міс (+1,15 мм/рік)
Одеса	0,014 мм/міс (+0,168 мм/рік)
Дунай	0,262 км <sup>3</sup> /міс (+3,14 км <sup>3</sup> /рік)

Тобто на станціях Приморське та Одеса спостерігається підвищення рівня, але трохи менше за показники росту рівня Світового океану, а в Вилкове значно його перевищує.

Далі розглянемо коливання рівня за 60 – 90 роки минулого сторіччя.

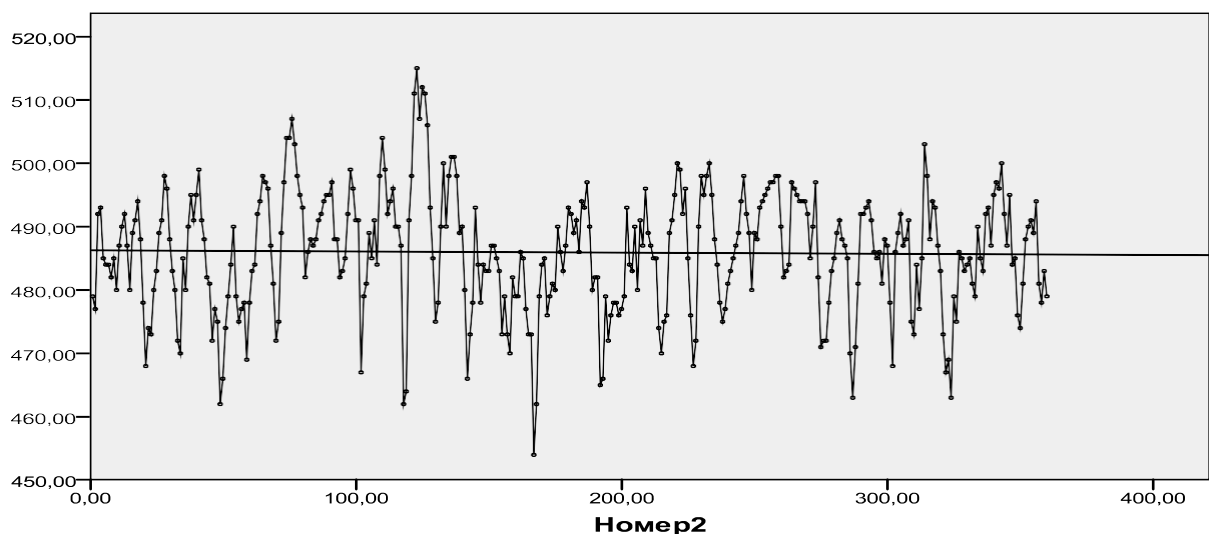
Таблиця 3.3 – Коефіцієнти кореляції між досліджуваними процесами за 1960-1990 роки

		Correlations			
		Примор2	Одеса2	Вилково2	Дунай2
Примор2	Pearson Correlation	1	,844**	,660**	,652**
Одеса2	Pearson Correlation	,844**	1	,711**	,662**
Вилково2	Pearson Correlation	,660**	,711**	1	,895**
Дунай2	Pearson Correlation	,652**	,662**	,895**	1

\*\* Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

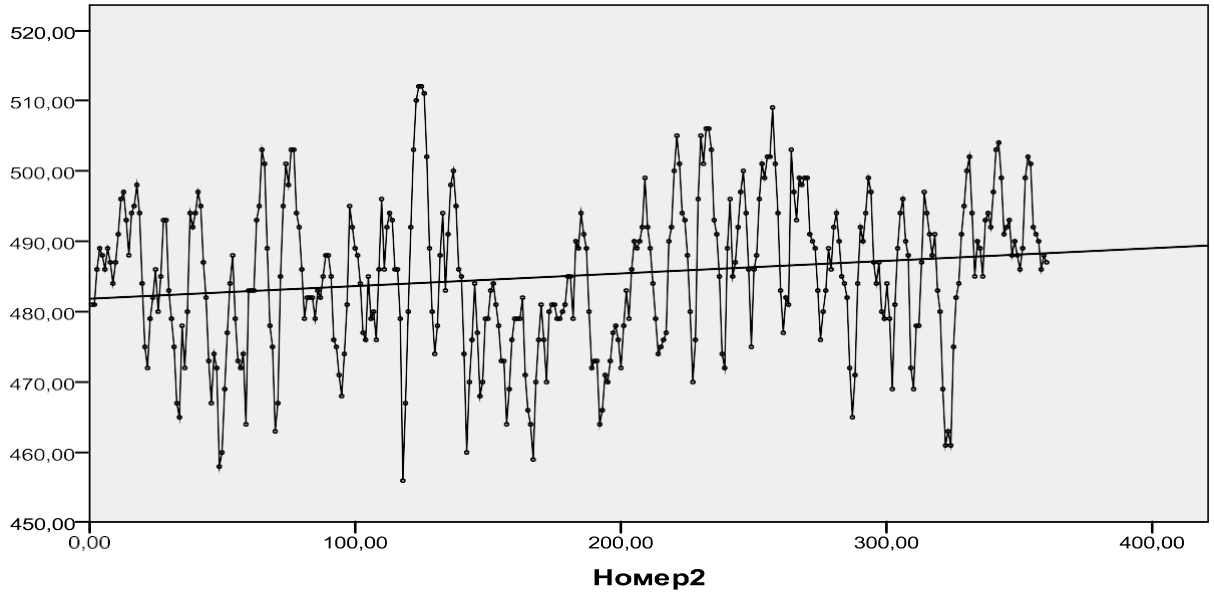
З таблиці видно, що у ці роки спостерігалася така ж тенденція, що і за увесь період спостережень. Коефіцієнти кореляції значущі між усіма станціями. Між Приморським і Одесою коефіцієнт вище, ніж Приморським і Вилково. Зі стоком Дуная краще всіх корелюють коливання рівня ст.Вилкове, а кореляція з Одесою вища, ніж с Приморським. Але треба зауважити, що на ст. Вилкове ми мали спостереження лише з 1985 року. Графіки часового ходу на станціях та стоку Дунаю зображені на рис.3.7.

Примор2



а

## Одесса2



б

## Дунай2

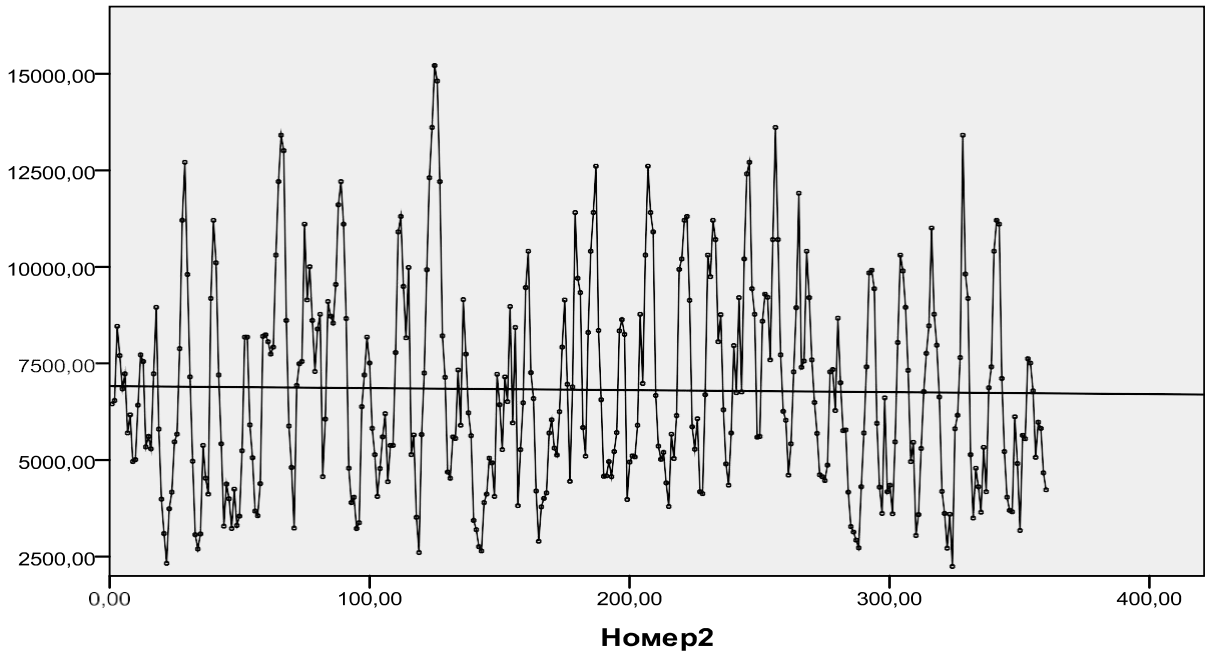


Рисунок 3.7 Графік часового ходу рівня моря на станціях Приморське (верхній графік), Одеса (середній) та стоку Дунаю (нижній). Прямая лінія відповідає лінії тренду.

Кутові коефіцієнти лінії регресії:

Приморське	-0,002 мм/міс (-0,024 мм/рік)
Одеса	0,018 мм/міс (+0,21 мм/рік)
Дунай	-0,517 км <sup>3</sup> /міс (-6,2 км <sup>3</sup> /рік)

Перш за усе, що кидається в очі, це від'ємні коефіцієнти на ст.Приморське та стоку Дуная. Можна припустити, що ці два процеси пов'язані між собою, тобто збільшення штучного забору води з Дунаю, викликає зниження рівня в пригирловій області Дунаю. І, навпаки, в Одесі, де вплив Дунаю вже не такий сильний, рівень моря зростає більше, ніж у попередньому випадку.

Тепер розглянемо період з 1990 по 2010 роки. Коефіцієнти кореляції між станціями (табл.3.3):

Таблиця 3.4 – Коефіцієнти кореляції між досліджуваними процесами за 1990-2010 роки

		Correlations			
		Приморз	Одесса3	Вилково3	Дунай3
Приморз	Pearson Correlation	1	,593**	,771**	,643*
Одесса3	Pearson Correlation	,593**	1	,521**	,550*
Вилково3	Pearson Correlation	,771**	,521**	1	,963*
Дунай3	Pearson Correlation	,643*	,550**	,963**	1

\*\* . Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

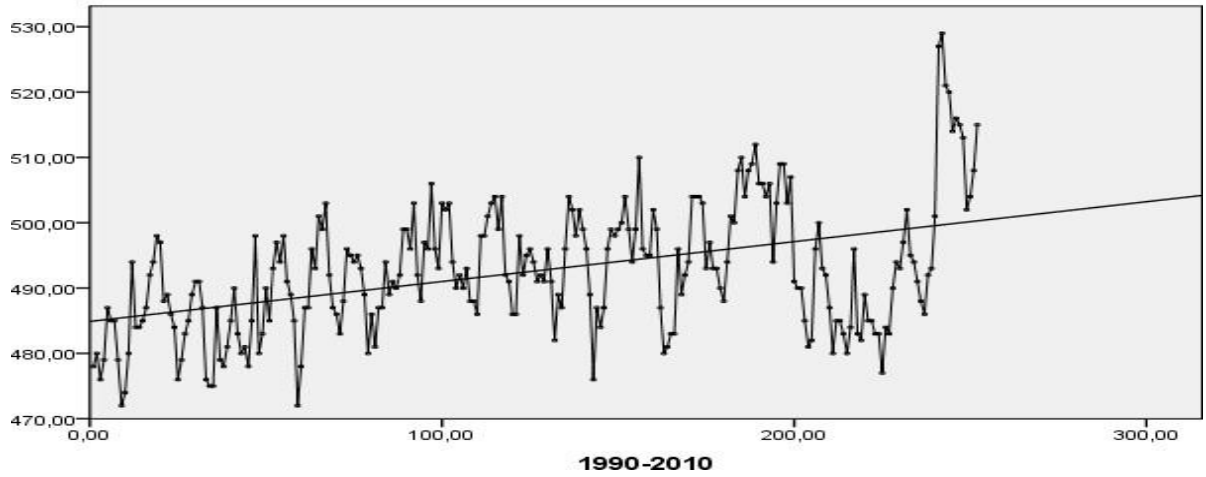
У порівнянні з попередніми випадками незмінними залишилися коефіцієнти між рівнем у Вилково і стоком Дуная та Вилково і Приморським. Усі інші коефіцієнти зменшились. Можна припустити, що це пов'язано з перерозподілом впливу різних чинників на коливання рівня.

Кутові коефіцієнти ліній регресії також змінилися, лише на ст. Одеса коефіцієнт остався незмінним.

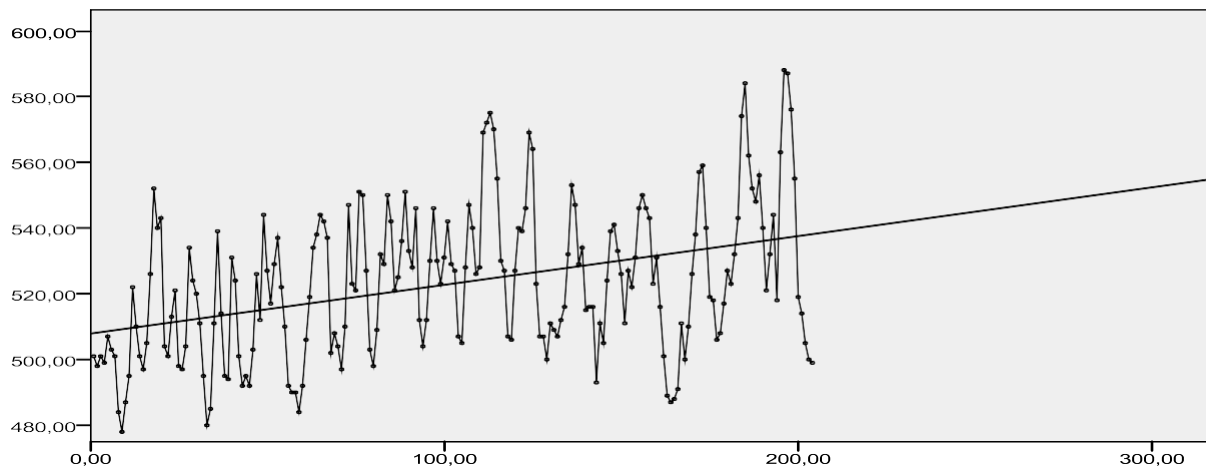
Приморське	0,061 мм/міс (+0,732 мм/рік)
Вилкове	0,148 мм/міс (+1,776 мм/рік)
Одеса	0,014 мм/міс (+1,68 мм/рік)
Дунай	0,808 км <sup>3</sup> /міс (+9,69 км <sup>3</sup> /рік)

Таким чином, підтверджується висновок вчених про те, що рівень Світового океану за останні 30 років значно підвищується (3.3 мм/рік). Але дані показують, що темпи підвищення у 2-3 рази менші ніж у Світовому океані.

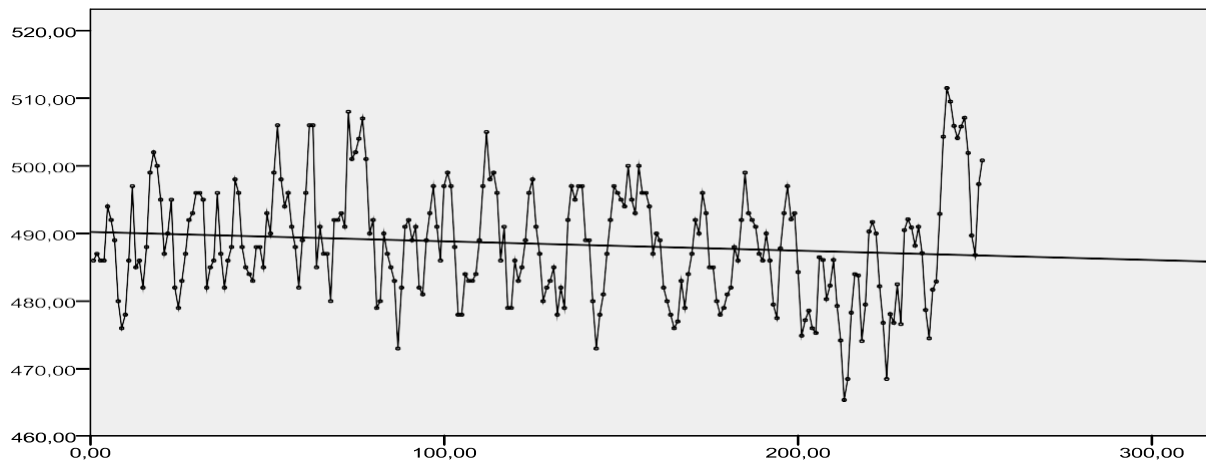
**Примор'є**



**Вилково**



**Одеса**





### ДунайЗ

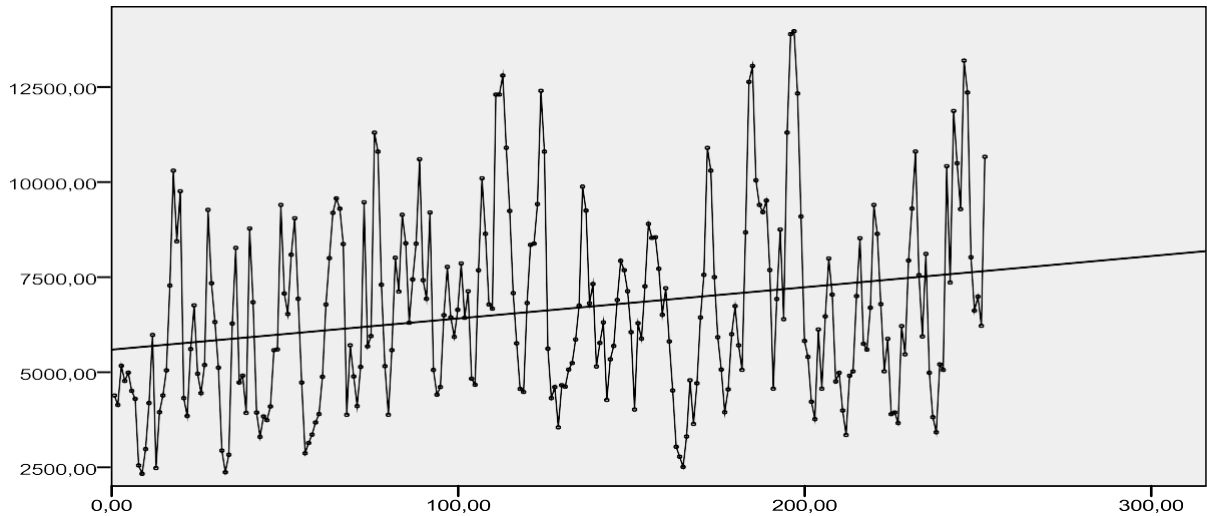


Рисунок 3.8 Графік часового ходу рівня моря на станціях Приморське (верхній графік), Одеса (середній) та стоку Дунаю (нижній). Прямая лінія відповідає лінії тренду.

Усі попередні висновки щодо змін рівня зручно розглянути у зведеній таблиці кутових коефіцієнтів ліній регресії (табл.3.5), що наведені на рис.3.8.

Таблиця 3.5 – Зведена таблиця кутових коефіцієнтів ліній регресій

Станція \ Роки	Роки		
	1950-2010	1960-1990	1990-2010
Приморське, мм/рік	0,264	-0,024	0,732
Вилкове, мм/рік	1,15	-	1,776
Одеса, мм/рік	0,168	0,21	1,68
Сток Дунаю, км <sup>3</sup> /рік	3,14	-6.2	9,69

Після розгляду цієї таблиці можна зробити наступні висновки.

- Увесь період спостережень доцільно розділити на два періоди. Перший з 1950 по 1990 рік. Другий з 1990 по 2010 рік. Темпи росту рівня моря у другому періоді значно вищі, ніж у першому.
- Коливання рівня у пригирловій області Дуная в першу чергу залежать від стоку Дуная. При зменшенні стоку, рівень теж падає. У Одесі, яка розташована на значній відстані від гирла Дуная, такої залежності від стоку немає.

- Сам сток Дунаю залежить не тільки від природних чинників, а і від антропогенного втручання (вилучення частини стоку на господарські цілі).
- Темпи змін рівня у Приморському і Вілково у декілька разів відрізняються друг від друга, тому можна зробити висновок, що ці станції знаходяться на різних тектонічних платформах.
- Темпи зростання рівня у пригирловій області Дунаю менші, ніж темпи росту рівня у Світовому океані і в Чорному морі в декілька разів. Це також можна пояснити вертикальними рухами земної поверхні, тому що ці станції, як і інші станції, які розташовані у дельтах річок і біля лиманів, знаходяться у зонах тектонічних розломів. За даними літературних джерел, на чорноморському узбережжі переважає опускання суші з середньою швидкістю близькою до 1 мм/рік

На завершення була зроблена спроба визначення циклічностей за досліджуваний період часу. У попередніх розділах із літературних джерел для Чорного моря згадувалися цикли з періодами 2 - 3, 4 - 5 і 10-30 років. Нами був побудован графіки автокореляційної функції (Рис. 3.9) и спектральної щільності коливань рівня на станції Приморське (рис. 3.10). Довжина ряду склала 720 точок. Сглажування періодограми проводилося з допомогою фільтра Тьюкі-Хеммонда по 5 точкам.

#### Приморское

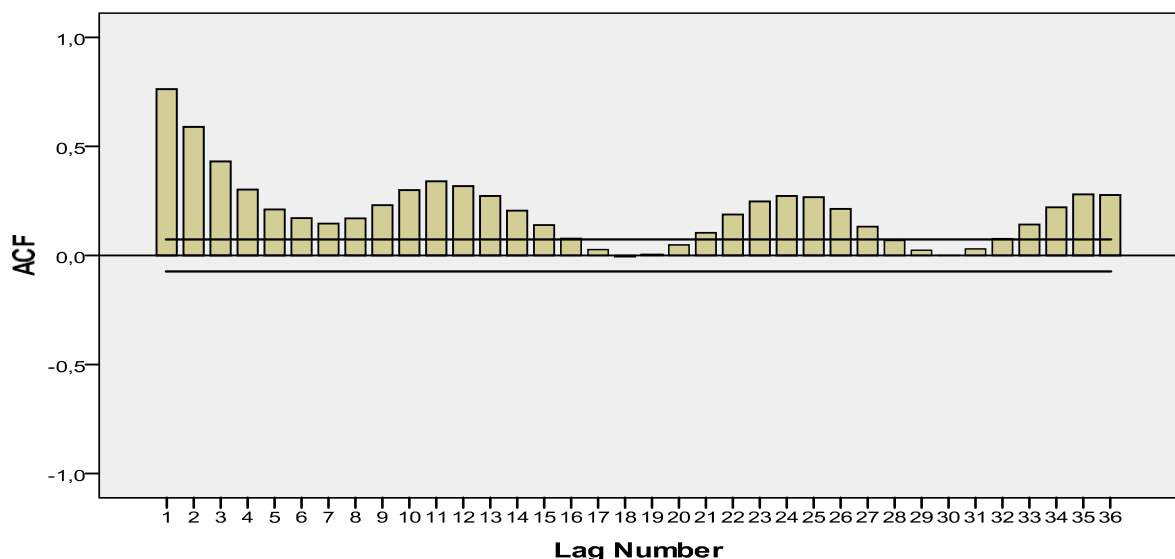


Рисунок 3.9 Графік автокореляційної функції рівня моря на ст. Приморське за 1990 – 2010 роки

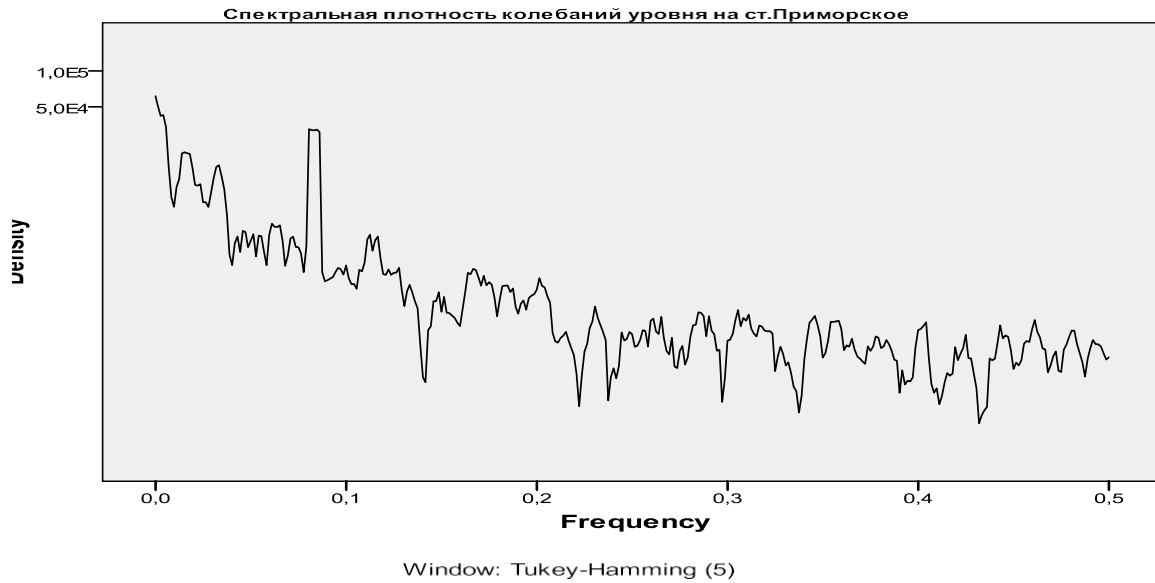


Рисунок 3.10 Графік спектральної щільності коливань рівня моря на ст. Приморське за 1990 – 2010 роки

На графіку добре відрізняється лише річний період. З великою долею ймовірності можна виділити також періоди у 2-3 і 4-5 років. Але, для того, щоб точно стверджувати про наявність таких періодів, або ще більших треба мати більшу довжину рідів спостережень.

## ВИСНОВКИ

1. Амплітуда коливань рівня моря за основним екстремуму склала в середньому 22 см, тоді як в зоні гирла річок вона була вище, середня тривалість основного екстремуму склала 4,5 місяця;
2. Зимовий екстремум, максимум якого припадав на кінець грудня - початок січня, а мінімум - на кінець січня - початок лютого мав середню тривалість близько 1 місяця і амплітуду трохи більше 11 см;
3. Тривалість літнього екстремуму була менше 1 місяця, а амплітуда близько 3 см;
4. На гирлової станції Вилкове амплітуда у всіх випадках (основного, зимового та літнього екстремумів) більше приблизно в 3 рази.
5. Увесь період спостережень доцільно розділити на два періоди. Перший з 1950 по 1990 рік. Другий з 1990 по 2010 рік. Темпи росту рівня моря у другому періоді значно вищі, ніж у першому.
6. Коливання рівня у пригирловій області Дуная в першу чергу залежать від стоку Дуная. При зменшенні стоку, рівень теж падає. У Одесі, яка розташована на значній відстані від гирла Дуная, такої залежності від стоку немає.
7. Сам сток Дунаю залежить не тільки від природних чинників, а і від антропогенного втручання (вилучення частини стоку на господарські цілі).
8. Темпи змін рівня у Приморському і Вілково у декілька разів відрізняються друг від друга, тому можна зробити висновок, що ці станції знаходяться на різних тектонічних платформах.
9. Темпи зростання рівня у пригирловій області Дунаю менші, ніж темпи росту рівня у Світовому океані і в Чорному морі майже в декілька разів. Це також можна пояснити вертикальними рухами земної поверхні, тому що ці станції, як і інші стації, які розташовані у дельтах річок і біля лиманів, знаходяться у зонах тектонічних розломів (за даними літературних джерел, на чорноморському узбережжі переважає опускання суші з середньою швидкістю близькою до 1 мм/рік)

## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. 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. Том2 Черное море // Украинский научно-исследовательский гидрометеорологический институт.—Севастополь, 2012.—С.7, 211-229, 341-375.
2. Иванов В.А., Ільїн Ю.П. Атмосферні та гідрологічні умови, що сприяють поширенню річкових вод в північно-західній частині Чорного моря / Комплексні екологічні дослідження Чорного моря. - Севастополь: Морського гідрофізичного інституту НАН України, 1995. - С. 68-82.
3. Кукса В. І. Південні моря (Аральське, Каспійське, Азовське і Чорне) в умовах антропогенного стресу. - СПб .: Гидрометеоздат, 1994. - 318 с.
4. Районування українського сектора північно-західній частині Чорного моря (по гідрофізичним і гідрохімічними характеристиками) / Гаркава Г.П., Богатова Ю.І., Берлінський Н.А., Гончаров А.Ю. - В кн .: Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу. - Севастополь, 2000. - С. 9-24.
5. Фесюн О.Е. Природні ландшафти північно-західного шельфу Чорного моря // Природа. - 1996. - № 2. - С. 71-76.
6. Моргунов Ю.Г., Купрін П.М., Щербаков Ф.А. і др. Схема структурно-геоморфологічного районування дна північно-західній частині Чорного моря / Комплексні дослідження природного океану. - М. - 1973. - Вип. 4. - С. 12-20.
7. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Современные тенденции изменений уровня Черного моря // Водные ресурсы. – 1996. – 23, № 2. – С. 246–248.
8. Горячкин Ю.Н. Связано ли повышение уровня Черного моря с повышением уровня Мирового океана? // Геосистемы: факторы развития, рациональное природопользование, методы управления: II Международная научно-практическая конференция, Туапсе, 4-8 окт. 2011 г. : сборник научных статей. – Краснодар, 2011. – С. 253–256.
9. Goryachkin Y.N., V.A. Ivanov. Changes of sea level and balance of fresh waters in The Black sea // Black Sea Ecosystem 2005 and Beyond :

- 1st Biannual Scientific Conference 8-10 May 2006. – Istanbul, 2006. – P. 187–188.
10. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. – Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. – 210 с.
  11. Лемешко Е.М., Иванов В.А., Белокопытов В.Н., Горячкин Ю.Н. Локальный отклик уровня Черного моря на атмосферное воздействие в прибрежной зоне // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь, 2000. – С. 53–62.
  12. Лемешко Е.М., Иванов В.А., Белокопытов В.Н., Горячкин Ю.Н. Сравнительный анализ отклика уровня Черного моря на атмосферное воздействие в прибрежной и глубоководной зонах // Глобальная система наблюдений Черного моря. Фундаментальные и прикладные аспекты. – Севастополь, 2000. – С. 56–70.
  13. Tsimplis M.N., Josey S.A., Rixen M., Stanev E.V. On the forcing of sea level in the Black sea // *J. Geophys. Res.* – 2004. – V. 109. – P. 185–198.
  14. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. – СПб. : Гидрометеоиздат, 1991. – С. 329–354.
  15. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Межгодовая изменчивость уровня в северо-западной части Черного моря // Исследования шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна. – Севастополь : МГИ НАНУ, 1995. – С. 18–21.
  16. Рева Ю.А. Межгодовые колебания уровня Черного моря // *Океанология.* – 1997. – 37, № 2. – С. 211–219.
  17. Tsimplis M.N., Alvarez-Fanjul E., Gomis D., Fenoglio-Marc L., Perez B. Mediterranean sea level trends: atmospheric pressure and wind contribution // *Geophysical Research Letters.* – 2005. – 32 (20). – P. 1211–1218.
  18. Bondar C. Trends in the evolution of the mean Black Sea level // *Метеорология и гидрология.* – 1989. – 19, № 2. – С. 23–28.
  19. Stanev E.V., Peneva E.L. Regional sea level response to global climatic change: Black Sea examples // *Global and Planetary Changes.* – 2002. – 32. – P. 33–47.
  20. Полонский А.Б., Бардин М.Ю., Воскресенская Е.Н. . Статистические характеристики циклонов и антициклонов над Черным морем

- во второй половине XX века // МГЖ. – 2007. – № 6. – С. 47–58.
21. Ozsoy E. Y. Goryachkin, H. Sur, M. Latif Sea level variations in the Black Sea // Sensitivity of North sea, Baltic sea and Black sea to antropogenic and climatic changes : NATO advanced research school. – 1996. – P. 34–37.
  22. Иванов В.А., Ястреб В.П. О колебаниях уровня Черного моря // Водные ресурсы. – 1989. – С. 97–104.
  23. Yuce H. Analysis of the water level variations in the eastern Black sea // Journal of Coastal Research. – 1993. – 9, № 4. – P. 1075–1082
  24. Горячкин Ю.Н. Основные тенденции многолетней изменчивости сгонно-нагонных колебаний уровня в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь, 2007. – Вып. 15. – С. 28–32.
  25. Паламарчук М.М., Закорчевна Н.Б. Водний фонд України: Довідковий посібник / за ред. В.М. Хорєва, К.А. Алієва. – К.: Ніка – Центр, 2001. – 392с.
  26. Вишневецький В.І. Зміни клімату і річкового стоку на території України і Білорусі // Наук.праці УкрНДГМІ. – 2001. – Вип.249. – с.89-105.
  27. Climatological Normals (CLINO) for the Period 1961-1990/- Geneva.WMO/- №847,1996/-768р.
  28. Юденич О.М. По річках України. – К.: Радянська школа, 1968. – 304с.
  29. Каталог річок України / Г.І.Швець, Н.І.Дрозд, С.П.Левченко. – К.: АН України, 1957. – 192с.
  30. Михайлов В.Н., Вагин Н.Ф., Морозов В.Н. Основные закономерности гидрологического режима дельты Дуная и его антропогенных изменений // Водные ресурсы. – 1981. – №6. – С.22-44.
  31. Полонский В.Ф., Лупачев Ю.В., Скриптунов Н.А. Гидрологоморфологические процессы в устьях рек и методы их расчета (прогноза). – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. – 383с.
  32. Шуиский Ю.Д. Динамика морского края Килийской дельты Дуная // Тр. ГОИН. – 1984. – Вып.172. – С.50-58.
  33. В.І. Вишневецький, О.О. Косовець Гідрологічні характеристики річок України. – К.: Ніка-Центр. – 2003. – С.184-206.
  34. [http://www.cmar.csiro.au/sealevel/sl\\_data\\_cmar.html](http://www.cmar.csiro.au/sealevel/sl_data_cmar.html).