

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет гідрометеорологічний інститут  
Кафедра океанології та  
морського природокористування

**КОМПЛЕКСНА МАГІСТЕРСЬКА РОБОТА**

на тему: «Мінливість гідрологічних характеристик південно -  
західної частини Чорного моря в умовах глобального потепління»

Виконав студент 2 курсу групи МЗО-18  
спеціальності 103 «Науки про Землю»  
Солонцов Андрій Ігорович

Керівник к.ф. – м.н. доц.  
Рубан Ігор Георгійович

Рецензент к.геогр. н., доц. Бояринцев  
Євген Львович

Одеса 2019

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет Гідрометеорологічний інститут  
Кафедра Океанології та морського природокористування  
Рівень вищої освіти магістр  
Спеціальність 103 «Науки про Землю»  
(шифр і назва)  
Освітня програма Океанологія

**ЗАТВЕРДЖУЮ**  
**Завідувач кафедри**  
Берлінський М.А.  
“ 28 ” 10 2019\_ року

**ЗАВДАННЯ**  
**НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ**

Солонцов Андрій Ігорович

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: Мінливість гідрологічних характеристик південно - західної частини Чорного моря в умовах глобального потепління. Режимні характеристики температури води та солоності південно – західної частини Чорного моря.

Керівник роботи к.ф. – м.н. доц. Рубан Ігор Георгійович

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

затверджені наказом вищого освіти від 18.10.19р. №235 «С» п.п.-09

2. Строк подання студентом роботи 16 грудня 2019 року

3. Вихідні дані до роботи: Дані стандартних гідрометеорологічних спостережень на станції Одеса - порт.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити): Статистичні дані рядів температури та солоності на станції Одеса – порт за 1985 – 2018 рр.

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

\_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

## 6.Консультанти розділів роботи

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

7.Дата видачі завдання 28.10.2019 року**КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН**

№ п/ п	Назва етапів магістерської роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Одержання завдання на виконання роботи	28.10.19	90	відм
2	Огляд літератури	29.10-5.11	90	добре
3	Розрахунки характеристик мінливості температури та вононості різних масштабів	6.11-10.11	85	добре
4	Аналіз результатів розрахунків. Характеристики мінливостей T та S	11.11-17.11	80	добре
5	Рубіжна атестація	18.11-23.11	85	добре
6	Підготовка тексту магістерської роботи	2-8.12.19	90	добре
7	Оформлення магістерської роботи	8-9.12.19	90	добре
8	Попередній захист	9.12.19	90	відм
9	Перевірка на плагіат	13.12.19		
10	Рецензування	14.12.19		
11	Термін подання роботи на кафедру	6.12.19		
			88	добре

Студент \_\_\_\_\_ Солонцов А.І.  
( підпис ) (прізвище та ініціали)Керівник роботи \_\_\_\_\_ Рубан І.Г  
( підпис ) (прізвище та ініціали)

## АНОТАЦІЯ

**Тема:** Режимні характеристики температури води та солоності південно – західної частини Чорного моря

**Виконав:** Студент Солонцов А.І.

**Актуальність теми:** Впливає на біологічні спільноти, змінює екологію прибрежної зони

**Мета:** Оцінити зміни гідрологічного режиму в південно – західній частині Чорного моря

**Результати, їх новизна, теоретичне та практичне значення:**

Отримані кількісні характеристики між річної мінливості температури та солоності води в південно – західній частині Чорного моря на станції Одеса - порт. Новизна полягає в тому, що були використані матеріали даних спостережень за останні роки.

**Рекомендації щодо використання результатів роботи:** результати роботи можуть бути використані у плануванні господарської діяльності у прибрежній зоні південно – західної частини Чорного моря.

**Структура і обсяг роботи:** кількість сторінок – 74, рисунків – 33, таблиць – 8, літературних джерел – 58.

**КЛЮЧОВІ СЛОВА:** ПІВДЕННО-ЗАХІДНА ЧАСТИНА ЧОРНОГО МОРЯ, ТЕМПЕРАТУРА, СОЛОНІСТЬ, МІНЛИВІСТЬ, АНАЛІЗ, ОДЕСА - ПОРТ

## SUMMARY

**Topic:** Regime characteristics of water temperature and salinity of the northwestern Black Sea

**Completed:** Student Solontsov A.I.

**Topic:** Impacts on biological communities, alters coastal ecology

**Objective:** To evaluate changes in the hydrological regime in the southwestern Black Sea

**Results, their novelty, theoretical and practical significance:**

Obtained quantitative characteristics between annual variability of temperature and salinity of water in the southwestern Black Sea at the Odessa – port station. The novelty is that materials from these observations have been used in recent years.

**Recommendations on the use of work results:** Work results can be used in planning economic activities in the coastal area of the southwestern Black Sea.

**Structure and volume of work:** number of pages - 74, figures - 33, tables - 8, literary sources - 58.

**KEYWORDS:** SOUTH-WEST PART OF THE BLACK SEA, TEMPERATURE, SALINITY, VARIABILITY, ANALYSIS, ODESSA - PORT

## ПЕРЕЛІК СКОРОЧЕНЬ

ПЗЧМ – південно західна частина Чорного моря;

ЧМ – Чорне море;

ПЗШ – південно – західний шельф;

ПАК – південноатлантичне коливання;

ЕНПК – Ель – Ніньо південне коливання;

СКВ – середньоквадратичне відхилення

## ЗМІСТ

ВСТУП.....	8
1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ, КЛІМАТИЧНІ, МЕТЕОРОЛОГІЧНІ І ОКЕАНОГРАФІЧНІ УМОВИ ЧОРНОГО МОРЯ І ШЕЛЬФУ ЙОГО ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ.....	9
1.1 Кліматоутворюючі чинники.....	9
1.2 Метеорологічний режим.....	13
1.3 Довгоперіодна мінливість метеорологічних характеристик.....	20
1.4 Термохалінна структура вод.....	31
1.4.1 Водні маси.....	31
1.4.2 Структура гідрофізичних полів Чорного моря.....	32
1.4.3 Особливості гідрофізичних полів південно-західної частині Чорного моря.....	35
1.5 Річковий стік на ПЗШ Чорного моря.....	36
1.5.1 Тимчасова мінливість річкового стоку.....	36
2. МІЖРІЧНА МІНЛИВІСТЬ ТЕРМОХАЛІННИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОД.....	48
3. АНАЛІЗ СПОСТЕРЕЖЕНЬ.....	50
3.1 Матеріали спостережень та методи обробки.....	50
3.2 Мінливість температури води за даними спостережень на станції Одеса – порт.....	50
3.3 Мінливість солоності води за даними спостережень на станції Одеса – порт.....	62
ВИСНОВКИ.....	69
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ.....	70

## ВСТУП

Роль природних і антропогенних факторів у формуванні флуктуацій гідрометеорологічних полів міжрічного - декадного періоду на регіональному масштабі становить значний інтерес в аспекті прогнозування наслідків для широкого спектра галузей економіки регіону. Особливо ці проблеми набули актуальності в останні 40-50 років, коли в більшості районів Земної кулі намітився позитивний тренд температури повітря і супутніх змін в гідрометеорологічних процесах і біологічних системах.

На просторі Чорноморського регіону північне Причорномор'я і його морська частина - північно-західний шельф (ПЗШ) схильні до найбільшої мінливості і уразливості. Обумовлено це географічним розташуванням акваторії ПЗШ, відносною мілководністю, значним обсягом річкового стоку з величезного водозбору промислових районів Європи.



# 1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ, КЛІМАТИЧНІ, МЕТЕОРОЛОГІЧНІ І ОКЕАНОГРАФІЧНІ УМОВИ ЧОРНОГО МОРЯ І ШЕЛЬФУ ЙОГО ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ

## 1.1 Кліматоутворюючі чинники

Чорне море розташоване на кордоні двох кліматичних поясів: середземноморського субтропічного і помірною. Погодно-кліматичні умови в Азово-Чорноморському басейні в значній мірі формуються під впливом великомасштабних процесів в системі океан-атмосфера, від яких залежать радіаційний, циркуляційний і термічний режими в регіоні. Істотну роль в цих умовах грають і орографічні умови підстильної поверхні, навколишнього поверхні суші. Чорне і Азовське моря є внутрішніми морями, тому вплив властивостей навколишнього суші поширюється на значну частину їх акваторії, ускладнюючи широтну схему змін клімату над морем. Різні кліматичні умови спостерігаються на західних і східних берегах Чорного моря. Літо - сухе на західних і північно-західних берегах і вологе на східних; зима - тепла на південному сході моря і прохолодна на північному заході.

Сезонні особливості погоди в даному кліматичному регіоні визначаються взаємодією Азорського максимуму і Сибірського (Азіатського) антициклону, передньоазіатською депресією і інтенсивними зимовими середземноморськими циклонами.

Для Європи, включаючи Чорноморсько-Середземноморський регіон, основними кліматичними сигналами, які зумовлюють регіональні гідрометеорологічні аномалії, розглядають південноатлантичне колювання (ПАК), Ель-Ніньо - Південне колювання (ЕНПК), Атлантичну мультидекадну осциляцію і Тихоокеанську декадну осциляцію [10]. У позитивну фазу ПАК, в результаті зсуву центрів дії атмосфери на північ-північний схід, траєкторії атлантичних циклонів проходять переважно по півночі Європи, забезпечуючи там гідрометеорологічні аномалії. Південні райони Європи (і в Азово-Чорноморському регіоні в тому числі) при цьому зазвичай характеризуються антициклонічними погодними умовами. В негативну фазу ПАК центри Азорського максимуму і Ісландського мінімуму зміщуються на південь-південний захід, що обумовлює переміщення циклонів в зональному напрямку через центр і південь Європи, захоплюючи Середземне море. Вплив ЕНПК сигналу здійснюється опосередковано через ПАК, посилюючи або послаблюючи його інтенсивність на відповідних етапах зміни тихоокеанської аномалії [11].

Близько 70% екстремальних погодно-кліматичних ситуацій в Азово - Чорноморському регіоні виникає в результаті виходу південних циклонів, які формуються під впливом великомасштабних процесів [12]. Згідно [13] траєкторії 48% циклонів, що сформувалися в Середземноморському регіоні, проходять через Чорне море і визначають погодні аномалії з сильними опадами і штормовими вітрами.

Атмосферні циркуляційні умови. Взимку, на фоні переважаючого циклонічного типу циркуляції атмосфери, Чорне море відчуває частий вплив Сибірського антициклону, що виражається в поширенні його відрогів на нижнє Поволжя зі стійкими північно-східними вітрами, які приносять на акваторію моря сухе і холодне континентальне повітря. При ослабленні Сибірського максимуму отримують розвиток південні циклони, з якими пов'язане посилення південних вітрів, винос теплого і вологого повітря, рясні опади. Влітку переважає антициклоніальний тип циркуляції, виражений в поширенні відрогів Азорського максимуму на Західну і Східну Європу з малоохмарною і теплою погодою, зрідка переривається проходженням південних циклонів або розмитих фронтів.

З іншого боку, райони Середземномор'я і півдня ЄТР (європейської території Росії) на південь від 52° пн.ш., (що включає Україну, Північний Кавказ, нижнє Поволжя) самі є районами виникнення і розвитку баричних утворень внаслідок активізації, особливо в холодне півріччя, Середземноморської гілки полярного фронту. Так згідно [13], в район Середземного моря ззовні приходить лише 10% циклонів, це означає, що від виду та інтенсивності синоптичних процесів у відносно близьких сусідніх регіонах залежить характер атмосферної циркуляції і режим опадів над Чорним морем

В [9] була виконана типізація синоптичних процесів над Чорним морем. Її методичною основою стала угруповання синоптичних ситуацій по переважному напрямку вітрового потоку над морем і його швидкості. В результаті проведених досліджень були виділені сім основних типів (північно-східний, східний, південно-східний, південно-західний, західний, північно-західний, північний) і один циклонний (коли над морем виникає самостійне баричне утворення).

Кожному характерному напрямку вітру над Чорним морем відповідає певна структура баричних антициклоніальних полів над західною частиною Євразії.

При розташуванні великого антициклону з центром над західними районами Європейської території Росії (ЄТР) він зазвичай має відріг на Балкани, і район Чорного моря виявляється на його периферії під впливом

північно-східних вітрів. На південному сході Чорного моря розвивається циклонічна діяльність або спостерігається знижений тиск. Проходження циклонів над морем супроводжується сильними північно-східними і східними вітрами.

Коли антициклон розташовується над центральним районом ЄТР, то над акваторією Чорного моря спостерігаються вітри східного напрямку. У Середземне море і Туреччину розвивається циклонічна діяльність. При зміщенні середземноморських циклонів на південь Чорного моря над всім морем спостерігається посилення східного вітру.

Коли антициклон знаходиться над Казахстаном і східними районами ЄТР і відріг його досягає західної частині ЄТР, над Середземним морем і Балканським півостровом розташовується депресія. При зміщенні середземноморських циклонів на південний захід Чорного моря над ним спостерігається посилення південно-східного вітру. Така структура баричного поля в холодне півріччя сприяє створенню умов для виникнення дуже сильних південно-західних вітрів.

При розташуванні антициклону над Західною Європою циклонічна діяльність зміщується на південний схід ЄТР. Рухомі по периферії антициклону Скандинавські циклони сприяють виникненню дуже сильних північно-західних вітрів над Чорним морем.

Північні вітри спостерігаються при великому антициклоні, що займає територію західної Європи і Скандинавії. При цьому, на сході ЄТР знаходиться область зниженого тиску - від Уралу до Каспійського і Чорного морів.

Циклонічна циркуляція над Чорним морем спостерігається при розташуванні циклону над його центром. Якщо над ЄТР розташований антициклон, то виникають сильні вітри над північною частиною моря.

З наведених в [9,14] повторюваність типів синоптичних процесів виходить, що найбільший внесок у річну статистику вносять північно-східний і південно-західний типи (13 і 11%, відповідно) з максимальною повторюваністю в осінньо-зимовий період (від 11 до 20%). Велика повторюваність отримана для малоградієнтних полів (включаючи вказаний циклонний тип) - понад 50% всіх випадків за рік і максимальної повторюваністю в весняно-літній період (від 55 до 73%).

Радіаційні умови. Денні суми сонячної радіації, що надходить на поверхню Чорного моря, визначаються його широтним становищем і розподілом хмарності. Згідно [15] середні (за рік) добові суми прямої і розсіяної сонячної радіації в умовах нормальної безхмарної атмосфери становлять близько 21 на півдні та 19,5 МДж/м<sup>2</sup> на добу на півночі.

Максимальні значення досягають 31,6 МДж/м<sup>2</sup> на добу і спостерігаються в червні, мінімальні - 7-9 МДж/м<sup>2</sup> на добу - в грудні. Нерівномірний розподіл хмарності порушує широтний ефект і правильний річний хід сумарної сонячної радіації

Річні значення сумарної сонячної радіації обчислені [15] з урахуванням хмарності, вмісту вологи, аерозольної замутненості атмосфери і альbedo водної поверхні. Найбільші їх значення знаходяться в південно-західній частині моря (близько 3400 МДж/м<sup>2</sup> на рік). На тій же широті в південно-східній частині моря ці річні суми виявляються менше 3200 МДж/м<sup>2</sup>. Уздовж північних берегів річні суми теж перевищують 3200 МДж/м<sup>2</sup>, в затоках північно-західній частині їх значення менше 3100 МДж/м<sup>2</sup> на рік.

Орографічні особливості. На клімат Чорного моря істотно впливає рельєф навколишнього суші. Кримські і Кавказькі гори зумовлюють закриття прилеглих узбереж і частини акваторій від північних і північно-східних вторгнень холодного континентального полярного або арктичного повітря в зимовий період, в той час як через рівнинну північно-західну частину вторгнення цих повітряних мас відбуваються безперешкодно. Ці повітряні маси частково трансформуються по мірі просування до Босфору. З іншого боку, Кавказькі гори є перешкодою на шляху проходження південних циклонів і вологонесучих потоків. Тут відбувається загострення атмосферних фронтів і формування місцевих циклонів, що виражається в збільшенні хмарності та опадів на прилеглий акваторії. Однак вплив гір може мати і зворотний ефект: на навітряних схилах Кавказького хребта відбувається зростання тиску і заповнення циклонів. Роздільником північних повітряних потоків на дві великі струменя може бути і гряда відносно невисоких Кримських гір. При цьому в зоні їх впливу, в відкритих частинах моря (на захід і в східній частині Кримського півострова) спостерігаються осередки сильних зимових тепловтрат морською поверхнею [16].

Наявність річкових долин і розривів в гірських хребтах призводить до виникнення різних місцевих вітрів. Найбільш відомим є Новоросійська бора, сила якої обумовлена не тільки орографічними умовами, а й циркуляційними, оскільки значні перепади тиску створюються одночасним розвитком відрогу Сибірського максимуму і Чорноморської депресії. Відмінності в радіаційному балансі суші і моря, за умови малоградієнтного баричного поля, є причиною розвитку бризової циркуляції і малохмарною погоди в прибережній смузі [17].

## 1.2 Метеорологічний режим

Регулярні гідрометеорологічні спостереження на узбережжі Чорного моря ведуться з середини дев'ятнадцятого століття. Але крім цих "стаціонарних" спостережень поповнення даними на акваторії Чорного моря раніше відбувалося і за рахунок попутних спостережень, що виконувалися на комерційних і на науково-дослідних судах. У міру накопичення даних і виконання відповідного статистичного аналізу публікувалися довідкові видання [4,9,14,18,19], які були використані разом з іншими публікаціями.

Атмосферний тиск. Так як поверхня Чорного моря порівняно невелика, то річний хід атмосферного тиску мало відрізняється від того, який має місце на навколишній суші: максимальний середньомісячний тиск становить 1019-1021 гПа (листопад-січень), мінімальний - 1010-1012 гПа (липень) [4, 9]. Річна амплітуда коливань атмосферного тиску на узбережжі і в відкритому морі приблизно однакова: 7-9 гПа. Неперіодичні зміни тиску пов'язані з проходженням окремих баричних утворень, часом досить інтенсивних, але короткочасних. Тому основний внесок в річний хід і в просторові зміни тиску вносять флуктуації тиску в постійному Азорському максимумі і сезонних баричних утвореннях.

Вітер. Тільки на берегових станціях, розташованих на відкритих і рівнинних ділянках узбережжя, переважають ті ж напрямку вітру, що і над відкритим морем. Поширення місцевих вітрів в сторону моря невелика: до 40 км для бризів, і не більше 10 кілометрів для бору [4,9]. Протягом року середня швидкість вітру у відкритому морі більше, ніж на узбережжі. Однак через епізодичність спостережень над морем найбільша з вимірних швидкостей виявилася зареєстрованою на узбережжі (60 м, Чорноморське) [19, 20]. Незважаючи на згадані вище сезонні зміни в полях приземного тиску, зберігається сталість в розташуванні областей з підвищеними і зниженими значеннями швидкостей: максимумами розташовуються на захід від Кримського півострова і в північно-східному районі, мінімумами - в південній частині моря [19].

В умовах глобального потепління клімату в останні три десятиліття досить яскраво проявилися зміни вітрового режиму морських регіонів. У науковій літературі чітко виділена тенденція зменшення швидкості приземного вітру в ХХ столітті для різних регіонів, зокрема, на півночі Євроазіатського континенту [21], на південному узбережжі Криму та на акваторії ПЗЧМ [20,22].

Із залученням сучасних даних в довідкових виданнях [19,20] наведені найбільш повні оцінки параметрів вітрового режиму північно-західній частині Чорного моря. Вони розраховані за даними 10 берегових станцій на основі термінових натурних спостережень (1905 - 2011 рр.), Середніх річних і місячних величин (1887 - 2011 рр.), а також для морської акваторії за даними полів тиску і вітру (1960 - 1998 рр.). Значні негативні лінійні тренди 80 - 100-літніх рядів вказують на загальне зменшення середньої швидкості вітру і повторюваності штормів в прибережній зоні північно-західного регіону Чорного моря в ХХ столітті.

Швидкість вітру. Північно-західна частина Чорного моря характеризується інтенсивної штормовий діяльністю. Середні річні і місячні швидкості вітру, їх середньоквадратичні відхилення, а також екстремальні значення щодо запропонованих станціям ПЗЧМ представлені в табл.1.2. У ПЗЧМ виділяються зони підвищеної вітрової активності, де середньобагаторічне значення швидкості вітру перевищують 5 м/с (Усть-Дунайськ, Одеса, Хорли, табл. 1.2). Найсильніші вітри спостерігаються над відкритою частиною моря, в районах о. Зміїний (6,7 м/с) і гирла Дунаю (Суліна) - тут середньорічна швидкість досягає 7,4 м/с [4,19]. Середні значення швидкостей вітру, обчислені по рядах за 30-річний кліматичний період 1970 - 2000 рр. істотно нижче, ніж за періоди 1936 - 1966 рр. і 1971 - 1980 рр. [19,20]. На станціях північно-західного регіону норми зменшилися на 0,5 - 1,3 м/с, в середньому для представленого ряду станцій на 0,9 м/с.

Швидкість вітру має добре виражений річний хід з максимумом в холодний період і мінімумом в теплий. Взимку в прибережній зоні ПЗЧМ діапазон значень середньої швидкості вітру складає 5,0 - 6,4 м/с, влітку, відповідно, 3,3 - 4,6 м/с. Тому на «відкритих» станціях таких як Хорли, Євпаторія і Тарханкутський маяк в найбільш вітряні роки середньомісячні швидкості вітру взимку досягають 9,0 - 11,4 м/с, тобто в холодний період вітри штормової сили можуть діяти протягом усього місяця (табл.1.2). Максимальні середньомісячні швидкості найчастіше спостерігаються в листопаді - березні.

Штормові вітри ( $\geq 20$  м/с) спостерігаються в будь-який час року і в усіх районах узбережжя. Максимальні швидкості взимку і навесні можуть досягати 25 - 30 м/с. Отримані за терміновими спостереженнями максимальні швидкості вітру в районах Одеси і м. Тарханкут досягали значень 37 - 40 м/с. До вітрових умов відкритих районів Чорного моря, найбільш близькі умови станцій, розташованих на далеко видатних в море мисах (Тарханкут) або на відкритих рівнинних узбережжях (Євпаторія).

Напрямки вітру. У холодну пору року під впливом циклонічних утворень над Середземним і Чорним морями переважає перенос континентального полярного повітря, що супроводжується північно-східними, північними і північно-західними вітрами. Влітку переважний вплив Азорського максимуму викликає західні, південно-західні і південні вітри [9,19].

Особливості вітрового режиму ПЗЧМ пов'язані не тільки з загальноциркуляційними синоптичними процесами, але і з рельєфом, орієнтацією і конфігурацією берегів окремих регіонів прибережної зони

На рис.1.2 представлені середні річні рози повторюваності вітру за напрямками, на яких зображені контури ліній сумарною повторюваності для всіх градацій і ліній, відповідних повторюваності вітрів  $<10$  м/с. Заштриховані між ними області відповідають значенням повторюваності сильних вітрів ( $\geq 10$  м/с). У рівнинних районах півдня України і західного узбережжя Криму переважають північні (16 - 33%), північно-східні (10 - 20%), східні (10 - 20%) і південні (10 - 22%) напрямку вітру.

На всьому узбережжі ПЗЧМ сильні вітри спостерігаються щорічно і в усі сезони. Однак найбільш інтенсивні і тривалі посилення вітру відзначаються в холодну частину року з жовтня по березень. Найрідше сильні вітри спостерігаються в літні місяці. Для оцінки сезонної мінливості вітрів, що не перекошені умовами берегової зони, повторюваність штормових вітрів (10 - 30 м/с) за напрямками в різні місяці року була розрахована для центру ПЗЧМ на підставі 40-річного цифрового масиву атмосферного тиску і розрахункового вітру над морем [20]. З жовтня по березень в цій частині моря переважають північно-східні шторми, повторюваність яких досягає 4 - 6% всіх розглянутих випадків. До травня вітри швидкістю понад 10 м/с можуть діяти від будь-якого напрямку і тільки в літній період вітри такої сили можливі, в основному, від північної чверті горизонту. У кожному з районів узбережжя виявляються свої переважні напрямки. Для переважної більшості станцій повторюваність сильних і штормових вітрів (10 - 30 м/с) відзначається для північних напрямків. В Одесі максимальна повторюваність сильних вітрів доводиться на вітри північно-західних напрямків, для Євпаторії, Хорли і Очакова - східних.

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
Усть-Дунайск, 1984 – 2005 гг.													
среднее	5,7	5,8	5,9	5,3	4,8	4,8	4,6	4,6	5,1	5,6	5,8	6,0	5,3
минимум	3,5	4,3	4,8	4,1	3,5	3,6	3,3	3,9	3,8	4,4	4,1	4,3	4,6
максимум	6,7	8,1	7,5	6,7	5,8	5,8	5,4	5,1	5,8	7,2	8,7	7,4	5,8
Белгород-Днестровский, 1945 – 2005 гг.													
среднее	4,2	4,4	4,4	4,3	4,0	3,9	3,8	3,7	3,8	3,9	4,3	4,2	4,1
минимум	2,2	3,1	2,6	2,9	3,2	3,0	2,5	2,8	2,8	2,9	3,0	2,6	3,4
максимум	6,2	5,8	5,9	6,1	6,0	5,0	4,9	4,9	5,7	5,3	5,5	6,8	5,1
Ильичевск, 1961 – 2005 гг.													
среднее	4,8	4,7	4,5	3,9	3,5	3,3	3,3	3,3	3,6	3,6	4,7	4,7	4,0
минимум	2,6	1,9	2,4	2,4	1,8	1,7	1,6	1,4	2,3	2,3	2,7	2,7	2,9
максимум	8,0	8,2	6,5	5,6	5,2	4,7	4,9	4,8	5,4	5,4	7,4	7,3	5,5
Одесса, 1915 – 2005 гг.													
среднее	6,2	6,2	5,9	5,2	4,9	4,9	4,7	4,6	5,0	5,7	6,4	6,3	5,5
минимум	3,1	3,8	3,6	3,2	3,3	3,5	3,0	3,3	3,4	3,9	4,0	3,5	4,2
максимум	9,7	9,7	7,8	7,6	6,9	6,7	6,3	6,6	6,9	8,8	9,1	9,8	6,7
Южный, 1981 – 2005 гг.													
среднее	5,1	5,2	5,0	4,5	4,3	4,4	4,2	4,2	4,6	4,8	5,4	5,3	4,7
минимум	3,4	3,5	3,1	3,1	3,5	3,5	3,2	2,8	3,2	3,6	3,1	3,8	3,7
максимум	6,7	7,0	6,0	5,9	4,9	5,6	5,1	4,9	5,3	5,8	6,5	6,6	5,0
Очаков, 1926 – 2005 гг.													
среднее	5,0	5,2	5,2	4,5	4,3	4,0	3,9	3,8	4,0	4,4	4,9	4,9	4,5
минимум	1,9	1,8	1,8	1,9	1,5	2,4	2,2	2,4	2,5	2,7	3,0	2,1	3,0
максимум	8,5	8,8	8,8	6,5	6,4	5,5	5,8	6,0	5,6	7,8	7,8	8,2	6,4
месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
Хорлы, 1905 – 2005 гг.													
среднее	5,4	5,7	5,7	5,6	5,2	5,1	4,7	4,5	4,7	4,9	5,3	5,3	5,2
минимум	2,4	3,3	3,3	3,5	3,2	3,2	2,9	2,5	2,9	2,8	3,1	2,6	3,6
максимум	8,6	11,0	8,8	9,0	8,0	8,0	7,2	6,8	7,1	7,3	9,0	8,0	7,2
Черноморское, 1928 – 2005 гг.													
среднее	5,9	6,2	6,0	4,8	4,2	4,2	4,2	4,2	4,4	5,0	5,6	5,9	5,0
минимум	3,3	3,9	3,7	3,1	2,4	2,6	2,6	3,0	3,0	3,1	3,4	4,0	3,8
максимум	8,7	9,8	9,9	7,2	7,7	7,3	6,1	5,6	6,8	7,9	9,3	7,9	7,0
Тарханкутский маяк, 1887 – 1995 гг.													
среднее	6,0	5,7	5,3	4,5	3,7	3,7	3,5	3,8	4,2	5,0	5,5	5,8	4,6
минимум	2,6	2,6	1,3	1,4	0,8	0,8	0,8	1,2	1,2	2,7	1,9	2,0	2,5
максимум	10,5	9,4	8,9	7,1	6,4	6,4	6,5	6,1	7,0	7,8	10,3	9,2	7,5
Евпатория, 1915 – 2005 гг.													
среднее	5,5	5,6	5,2	4,5	4,0	3,7	3,6	3,6	3,8	4,4	5,1	5,4	4,5
минимум	3,4	3,3	3,7	2,8	2,4	2,5	2,1	2,3	1,9	2,4	2,6	3,4	3,1
максимум	9,1	11,4	8,6	7,4	6,2	5,4	5,0	5,6	5,6	7,6	8,91	8,8	5,7



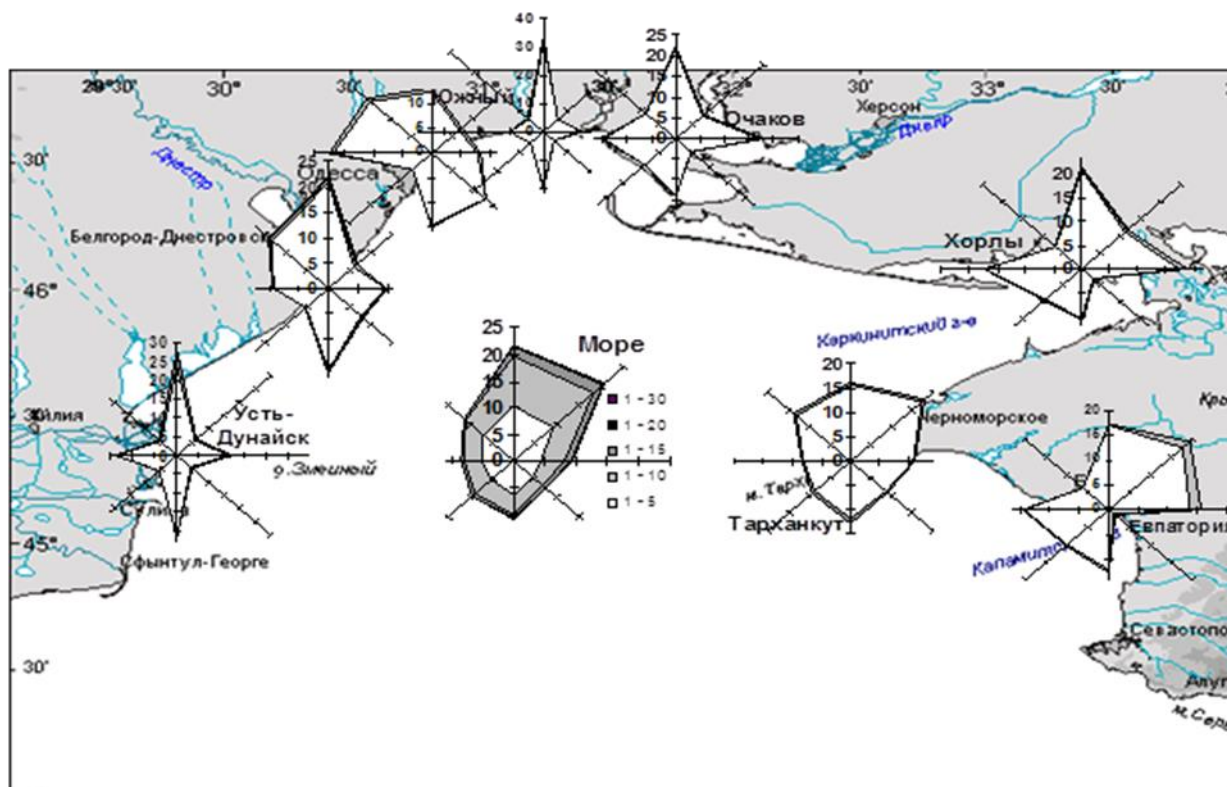


Рис. 1.2 - Рози повторюваності (%) вітру за напрямками на берегових станціях і в центрі північно-західної частини Чорного моря [20]

Температура повітря. Кількість спостережень над температурою повітря у відкритому морі, також як і над вітром, відрізняються нерівномірністю розподілу по акваторії, і їх набагато менше, ніж на узбережжі. Найбільш висвітлені даними спостережень ділянки моря, прилеглі до південної частини Криму, північно-східному узбережжю Кавказу і в ПЗЧМ поблизу Одеси [19].

Розглянемо, слідуючи [4,18,19], деякі особливості температурного режиму приводного повітря над морем.

Більшу частину року (з вересня по березень) середня температура повітря над відкритим морем вище, ніж на узбережжі, а навесні і влітку це співвідношення змінюється на протилежне. Відповідно до цієї особливості відбуваються і сезонні зміни різниці температур вода-повітря. Взимку ця різниця позитивна: на заході моря вона перевищує  $4^{\circ}$ , а в інших районах - не перевищує  $2^{\circ}$  С. Навесні адвекція теплого повітря з навколишнього суші призводить до того, що повсюдно ці різниці стають негативними, але значення їх менше, ніж взимку. Влітку області з негативними значеннями різниці температур води і повітря скорочуються по площі і в липні вже відзначаються тільки на крайньому північному заході. На решті акваторії ці різниці позитивні і не перевищують  $1^{\circ}$  С.

Максимальні значення середньомісячних температур відзначаються в липні-серпні (від 22 до 24° С), мінімальні (від - 2 до - 9° С) - в січні-лютому. Амплітуда сезонних коливань температури повітря досить сильно змінюється по акваторії моря: від 24 до північно-західному районі до 16° С в південно-східному.

Розподіл температури повітря над морем не має чітко вираженого зонального характеру. Восени і взимку в південно-східній частині моря утворюється область підвищених значень температури повітря 6-9° С, уздовж західного узбережжя спостерігається значне зниження температури з півдня на північ від 4 до мінус 2° С. При тривалих вторгненнях холодного континентального повітря його температура в окремі дні на північному заході моря може опускатися нижче мінус 20° С. Влітку середня місячна температура майже однакова по всьому морю. У липні її значення становлять 22-23° С в північно-західній частині і близько 25° С в південно-східній. В окремі дні найбільш високі значення температури повітря в південній частині можуть досягати 35-37° С. Середня за рік температура повітря змінюється від 10 на північному заході до 14-15° С на південному сході моря.

Тривалість морозного періоду на Чорному морі різко зменшується з півночі на південь. Наприклад, в Очакові він може тривати з середини грудня до початку березня, а в Констанці - протягом двох тижнів. На північному заході і північному сході моря морози бувають з жовтня по квітень. З грудня по березень їх повторюваність перевищує 15 днів на місяць, а в найбільш холодні зими - протягом всього місяця. Тому в цілому за зиму може відзначатися 110-120 днів з морозом, в тепліші - 40-50 днів. Такі зниження температур відбуваються в основному при північному та північно-східному типах синоптичних процесів.

Вологість повітря. Тиск водяної пари над морем протягом усього року вище, ніж на узбережжі. Над центральними районами поле вологості характеризується великою однорідністю, а поблизу узбережжя горизонтальні градієнти різко зростають, особливо в північній частині, збільшуючись при цьому від зими до літа. Середньомісячні максимуми вологості відзначаються в липні і серпні (18-24 гПа), а мінімуми - в січні і лютому (5-8 гПа). Найбільші значення спостерігаються в південній частині, найменші - в північно-західній. Зональний розподіл вологості порушується видатним в море Кримським півостровом, по обидва боки від якого формуються області максимальних значень вологості.

Хмарність. Через низьку якість суднових спостережень основною характеристикою хмарності відкритого моря є бал загальної хмарності [4,9]. Чорне море відноситься до регіону з відносно невеликою кількістю

хмарності. З зіставлення кількості хмарності над морем і навколишнього сушею слід, що в період з квітня по листопад воно менше, ніж над сушею. В інші місяці загальна кількість хмар стає рівним або перевищує його. Наприклад, в липні над більшою частиною моря воно становить 2-3 бали, а над узбережжям 4-6 балів. У січні загальна кількість хмар над морем на 1-2 бали більше, ніж над сушею [4].

За характером зміни хмарності над морем протягом року можна виділити два періоди.

З вересня по січень над всім морем відбувається збільшення загальної хмарності, в результаті якого в грудні-січні середньомісячні значення досягають максимуму. Збільшення бала загальної хмарності відбувається нерівномірно в зв'язку з тим, що на початку цього періоду Чорне море ще знаходиться під впливом Азорського максимуму. Оцінка повторюваності (%) хмарності по градаціях показала, що з проясненнями 8 - 10 балів в більш ніж 50% випадків взимку типова Чорноморському кліматичного району, що пов'язано з проходять через нього траєкторіями середземноморських циклонів в цей період року [13]. Починаючи з лютого, над усіма районами відбувається зменшення кількості хмар, що триває до серпня.

З вересня по січень найбільш хмарним районом є північно-західний, а найменш - південно-східний. У період з лютого по серпень найбільшу кількість хмарності спостерігається в південно-східному районі.

Опади. Атмосферні опади є важливою складовою водного балансу Чорного моря, вони роблять помітний вплив на гідрологічний і при певних умовах на динамічний режим морських вод. Середня багаторічна річна сума опадів оцінюється в 700 мм (296 км<sup>3</sup>) [23]. Вимірювання опадів на берегових станціях є основою для застосування різних непрямих методів розрахунку їх кількості, що випадає над морем

Кількість опадів над центральними частинами моря протягом усього року значно менше, ніж поблизу берегів [9,19]. У річному ході повторюваності опадів можна виділити два періоди, які за часом початку і тривалості збігаються з аналогічними періодами в річному ході кількості загальної хмарності (динамічний тип річного ходу хмарності). З вересня по січень, при більш частому прояві циклонічного типу циркуляції, відзначається збільшення повторюваності днів з опадами, а з лютого по серпень, в зв'язку збільшенням часу дії антициклонічної циркуляції, повторюваності опадів зменшується. Для першого періоду характерним є наявність повторюваності 10-20% тільки у вузькій прибережній смузі, в іншій частині моря - 5-10%. Для другого періоду характерним є різке зменшення повторюваності до 1% з травня по липень і поступове збільшення

площі з малим числом днів з опадами до серпня. Підвищена повторюваність (5-10%) зберігається лише на крайньому північному заході, північному сході і південному сході.

Опади в період з травня по вересень випадають тільки у вигляді дощу. З жовтня в північній частині моря вони вже можливі у вигляді снігу, який з грудня по березень може зустрічатися над усіма районами. Повторюваність снігу в північній половині моря в січні-лютому може досягати 20%.

Основною причиною збільшення повторюваності опадів з вересня по січень вважається проходження південних циклонів через Чорне море або поблизу нього, а також циклонів, що зміщуються на північ від 52 ° пн.ш.. із заходу на схід і що впливають на Чорне море своїми балками і фронтами. Можливою причиною існування влітку великої області з незначною повторюваністю опадів є охолоджуючий вплив моря, що призводить до вирівнювання температурних контрастів на фронтах і, як наслідок, до розмивання фронтальної хмарності [24].

Крім зазначених циркуляційних факторів режим опадів на узбережжі і прилеглий акваторії в значній мірі визначається особливостями рельєфу узбереж. Від Анапи до Батумі річна кількість опадів зростає від 500 до 3000 мм. Порівняно менше опадів випадає на Південному березі Криму, але найменше - на рівнинному північно-західному узбережжі (350-500 мм / рік).

До теперішнього часу інформація про просторовий розподіл опадів над акваторією Чорного моря представлена у вигляді схематичних карт середньомісячних і середньорічних сум опадів [4,9,19], які показують певні особливості розподілу опадів над відкритим морем. Суми опадів мінімальні в ПЗЧМ протягом усього року, при чому область мінімальних значень поширюється в тепле півріччя на центральну і східну частини, утворюючи як би "пустельну область"

### **1.3 Довгоперіодна мінливість метеорологічних характеристик**

Слідуючи [9], звернемо увагу на те, що аномально теплі або холодні зими, як правило, охоплюють велику територію. Це дозволяє зробити висновок про визначальну роль великомасштабних атмосферних процесів. Так, наприклад, найбільш відомі та помітні негативні аномалії температури над півднем ЄТР і узбережжям Чорного моря мали місце, коли над Європою встановлювався блокуючий антициклон, по східній периферії якого на розглянуту територію тривалий час надходило арктичне повітря. Влітку найбільш тривала і сильна спека може встановлюватися при зміщенні активної циклонічної діяльності на північ Європи і формуванні антициклону

над півднем ЄТР, що призводить до тривалого вступу на Україну і Чорне море тропічного повітря з Африки і дуже теплого континентального повітря з Середньої Азії. Такі аномальні великомасштабні атмосферні процеси позначаються на режимі всіх метеорологічних величин (температури повітря, вологості, опадів, вітру, складових теплового балансу та інших).

Зміни температури повітря. Аналіз змін середньорічних температур повітря на морській платформі поблизу Кацівелі (1930-1970) [26] і на прибережних станціях в інших районах (1891-1970) [9] не виявив будь-яких помітних трендів, але показав добре виражені 20-річні коливання в холодний період і синхронність в настанні і тривалості похолодань (потеплінь) на станціях, розташованих в різних частинах узбережжя Чорного моря.

Відсутність лінійних трендів за результатами аналізу 80-річного часового ряду середньорічних температур [4] можна пояснити наявністю в ньому періодів з різноспрямованими трендами. Тобто на фоні «довгого» часового ряду були коротші періоди з аномаліями різних знаків. У той же час проведений в [4] аналіз для окремих місяців виявив позитивні лінійні тренди за даними за 1923-1985гг. на станціях в північно-західному і південно-східному районах в грудні і лютому з розмахом  $2-3^{\circ}\text{C}$  і негативні тренди в липні в північно-західному і північно-східному районах, а також на Південному березі Криму з амплітудою від  $-1$  до  $-2^{\circ}\text{C}$ .

Оцінка міжрічних змін температури повітря по згладжених рядах середньорічних значень тривалістю понад 100 років для метеостанцій ПЗЧМ показав значуще вікове зростання (позитивний лінійний тренд) середньорічної температури повітря [4]. Але, при аналізі окремих частин графіків таких часових рядів, можна виділити періоди як позитивних, так і негативних трендів. Тобто необхідно враховувати масштаб стаціонарності таких процесів, щоб правильно робити висновки про їх тенденції. Виділені 60-70-річні періодичності припускають, що лінійні характеристики необхідно розраховувати при довжині ряду не менше 120-150 років.

Для отримання кількісних оцінок ступеня суворості зимових умов і подальшого виявлення кліматичних змін в приводній атмосфері чорноморського регіону використовувався модифікований метод, запропонований в [9], в якому обчислювалися середньорічні суми негативних температур повітря і далі аналізувався відповідний часовий ряд. Запропонована модифікація полягає в тому, що обчислюється сума відхилень температур холодного півріччя в сторону низьких температур від значення  $+5^{\circ}\text{C}$  (в агрометеорології - межа вегетаційного періоду, рис.1.3, вгорі), а для теплого півріччя - в сторону високих температур від  $+10^{\circ}\text{C}$ , рис.1.3, внизу.

Починаючи з 20-х років минулого століття, відзначається тенденція зменшення суворості зимових умов в північно-західному Причорномор'ї. Протягом останніх 40 років за даними ГМС Одеса-порт теплі зимові умови відзначалися 7 раз (в 1966, 1975, 1983, 1990, 2001, 2007 і 2009 рр.), В той же час в попередні 70 років мала місце лише одна дуже тепла зима (1936 г.). Умови холодного півріччя 2007 року були екстремально теплими за весь період більш ніж 100 літніх попередніх спостережень. Відповідно, зворотний процес спостерігається в області дуже холодних зим. Тенденція потепління приводного повітря в зимові періоди ХХ століття розглядалися в [4,34,35].

Тенденція змін настільки ж тривалого ряду середніх січневих температур повітря в Одесі (рис.1.4) в цілому повторює тимчасової хід інтегральних термічних характеристик. За обома рядах видно, що потепління носить немонотонний характер і в останньому циклі спостерігається в тимчасовому інтервалі з середини 50-х (за інтегральними даними) і з 60-х рр. (За січневими даними) по теперішній час. Відносно теплим зимовий сезон був також з 1905 до 1915-20 р, а найбільш Теплий січень за останнє сторіччя відзначався в 2007 році.

Все вищесказане багато в чому характерно і для кліматичних умов річного півріччя: велика повторюваність в останні роки теплих і дуже теплих і, навпаки, повна відсутність дуже холодних літніх умов (рис.1.3, внизу). Поведінка зимового і літнього трендів суттєво різнилися: аж до середини 90-х рр. вони перебували в протифазі. Наступні дві декади показують інтенсивне і односпрямоване зростання значень термічної інтегральної характеристики повітря для теплого і для холодного сезонів в північних регіонах Чорного моря. Причому інтенсивність річного прогрівання помітно вище зимового.

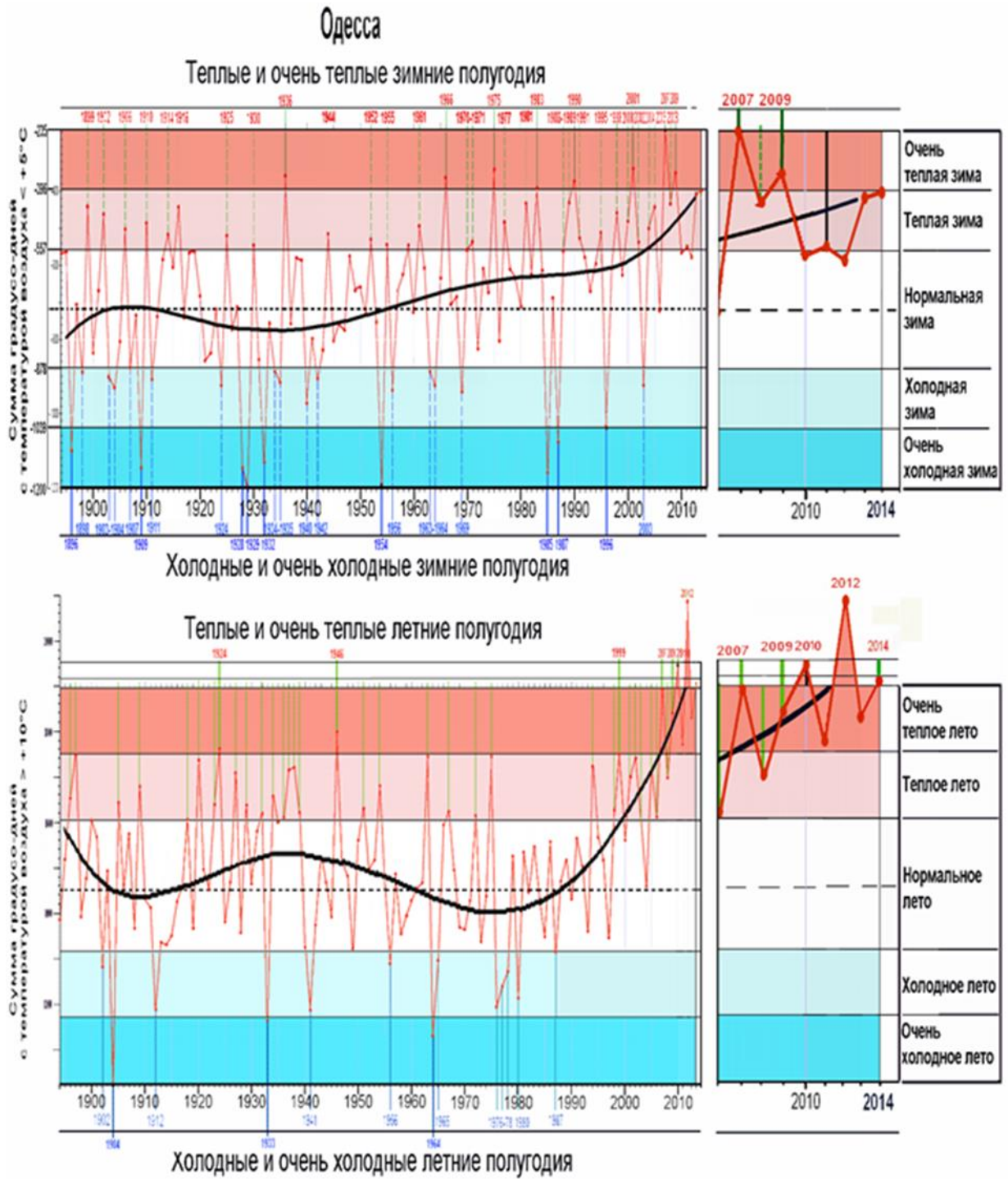


Рис.1.3 - Міжрічна мінливість відхилень сумарних температур холодного півріччя в сторону низьких температур від значення  $+5^{\circ}\text{C}$  (вгорі) і теплого півріччя в сторону високих температур від  $+10^{\circ}\text{C}$  (внизу) за даними метеостанції Одеса-порт. Суцільні жирні лінії - поліномінальної апроксимація 5-го порядку.

Інтегральна оцінка температури повітря літнього півріччя останнього десятиліття мають послідовні різкі піки кліматичних максимумів в 2007,

потім в 2009 і, нарешті, в 2010 рр. Останній літній максимум виявився настільки високим, що сума градусо-днів з температурами вище  $+10^{\circ}\text{C}$  вийшла за межі діаграми, розрахованої по всьому попередньому ряду спостережень. При цьому, за останні 30 років суттєво зменшилася і дисперсія міжрічних коливань річного термічного режиму.



Рис.1.4 - Мінливість середньомісячної січневої температури в Одесі в XX і початку XXI століть. Пунктирною лінією показана апроксимація ряду поліномів 4-го порядку

Мінливість вітру. В роботі [22] було обговорено питання про відмінності в середніх багаторічних швидкостях вітру над морем за даними 1891-1966 і 1967-1976гг. (Відзначено статистично значуще збільшення в другому періоді в середньому на 16%). В роботі Кабатченко [34] повідомляється, що практично на всіх берегових станціях і по морю в цілому відзначається зниження середньомісячних швидкостей вітру на 0,5-1,3 м/с, тобто всюди виявляються негативні тренди. Розраховане значення тренда швидкості вітру на МС порт-Одеса за 1950-1985гг. склало мінус 2 м/с.

В [4] були розраховані сумарні тривалості дії баричних ситуацій зі швидкостями вітру вище 10, 15, 20 і 25 м/с по синоптичних картах за 30-річний період (1949-1978гг.) Для п'яти районів моря. Для штормових ситуацій (швидкості вітру більше 15 м / с) отримано чіткий негативний тренд - за аналізований період тривалість штормів на Чорному морі падала щороку на 10 годин. Незважаючи на це приблизно раз в сім років відзначалися "штормові" роки.

Міжрічна мінливість. На рис.1.5 представлені графіки міжрічної мінливості середньої швидкості вітру на станціях з найбільш довгими рядами вимірювань [20]. Ці ряди, як і ряди інших станцій ПЗЧ апроксимуються очевидними негативними лінійними трендами.



Зниження середньої швидкості вітру зазначається в усі сезони року, причому на більшій частині станцій найбільш інтенсивно воно відбувається в зимовий сезон. Щоб оцінити тенденцію зміни швидкості вітру за останні 30 років, коли в найбільшій мірі проявилися ознаки глобального потепління (інтенсивний ріст температури повітря, підвищення рівня Чорного моря), за тими ж станціям були розраховані тренди за період 1975 - 2005 рр. У цей період з'являються позитивні тренди (Чорноморське, Євпаторія), тобто існують райони, де останнім 30-річчя відбувається збільшення швидкості вітру. Проте, негативні тренди інших станцій (Одеса, Очаків) показують, що в північній, континентальній частині узбережжя зберігається тенденція зменшення швидкості вітру.

Найбільший внесок в загальне ослаблення середньої швидкості вітру вносить зменшення повторюваності помірних і сильних вітрів на всьому північно-західному узбережжі. При цьому значно збільшуються повторюваності слабких (2 - 5 м/с) вітрів, за рахунок чого відбувається зменшення повторюваності періодів затишності (штилів) [4,20].

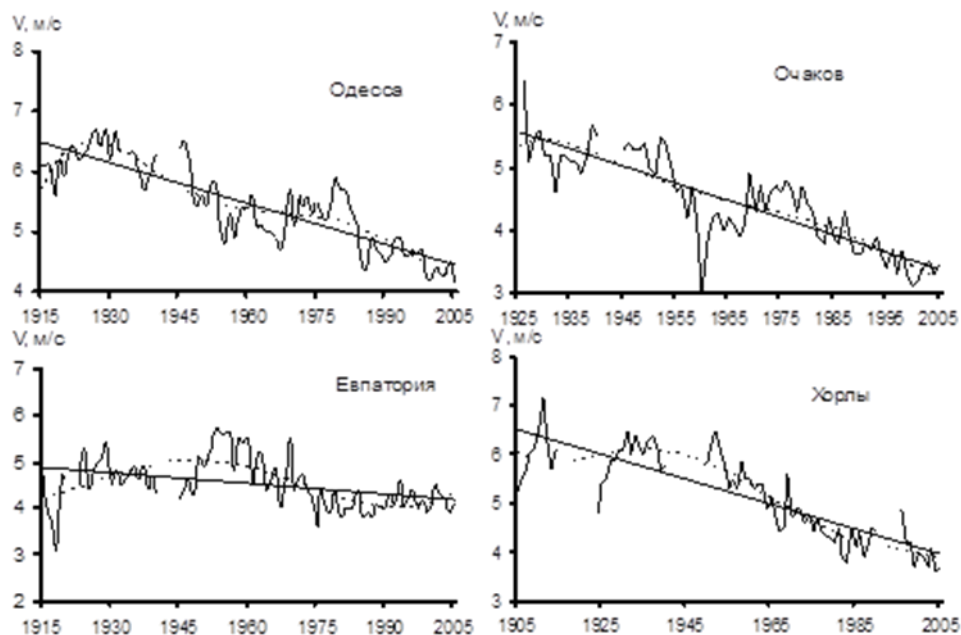


Рис.1.5 – міжрічна зміна середньорічних величин швидкості вітру на станціях північно-західного узбережжя Чорного моря [20]

Оскільки основний упор робиться на опис режиму ПЗЧМ, розглянемо більш докладно міжрічну зміну вітрового режиму в портах Одеса, Євпаторія, Іллічівськ і Південний з використанням прогресивно-векторних діаграм (ПВД) вітру, які характеризують інтегральні переноси повітряних мас за різні періоди осереднення. ПВД вітру, представлені на рис.1.6, показують істотні

відмінності в спрямованості середніх річних вітрових потоків в Одесі та Євпаторії: в Одесі переважають ПЗ вітри, в Євпаторії - ПС. Це свідчить про те, що східні області північно-західного шельфу схильні значно більшому впливу Сибірського антициклону (переважно взимку), ніж західні.

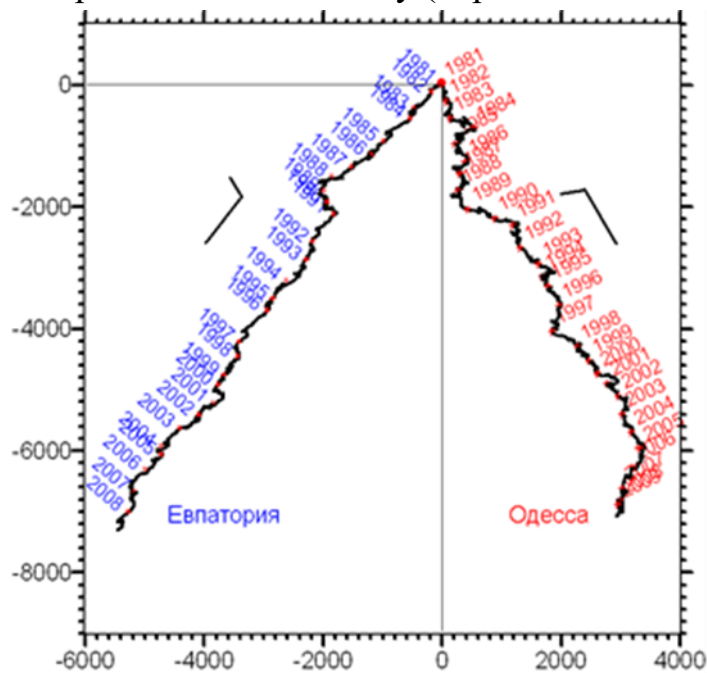


Рис.1.6 - Прогресивно-векторні діаграми вітру за період з 1981 по 2008 рр. по сумарним річним даним станцій Одеса-порт і Євпаторія

Порівняння річних ПВД вітру в портах Іллічівськ, Одеса і Південний свідчить про їх якісну ідентичність (рис.1.7). У той же час вітри в порту Південний на 25-30% більше інтенсивніше, ніж в Одесі та Іллічівську, і мають велику північну складову.

Порівняння даних кримських станцій (Євпаторія і мис Херсонес) показують у них наявність вираженої східної складової (рис.1.7). Але є і суттєві відмінності: вітри в районі мису Херсонес у внутрішньо - і міжрічному планах менш стійкі, а швидкості вище, ніж в Євпаторії.

Відмінності літнього та зимового вітрового режиму в Одесі можна простежити на рис.1.8. Міжрічна стійкість зимових вітрів в Одесі істотно нижче, ніж в літні періоди, а середні швидкості - вище. В деякі зими переважають ПС, а не ПЗ вітри і, як правило це відноситься до дуже холодних зим, коли проявляється вплив поширившись далі, ніж зазвичай, на захід відрогу Сибірського антициклону. Порівняння літнього та зимового вітрових режимів по Євпаторії розглянемо нижче на більш довгому ряді.

В середньому за останній майже 60-річний період в Євпаторії відзначається стійке перенесення повітряних мас в Пд напрямку (ПС вітри)

(рис.1.9, а). Літній вітровий режим суттєво відрізняється від зимового (рис.1.9 б, в). У літній період переважають вітри північних напрямків (від ППЗ до ППС), середні швидкості в 2-3 рази нижче зимових.

Зимові вітри стійкі і мають трохи більшу східну складову в порівнянні із середньорічними вітрами ( $\sim 50^\circ$  і  $40^\circ$ , відповідно).

Зміни опадів. Проведений в [9] аналіз зміни річних сум опадів на берегових станціях за 40 років виявив значні коливання: від "посушливих" років, коли кількість опадів становила 30-40% від норми, до надзвичайно рясних - 500% і більше. Такі неперіодичні коливання логічно зв'язати з особливостями синоптичних процесів. В [35] була досліджена повторюваність випадання опадів при кожному з семи типів синоптичних процесів, розглянутих вище. Аналіз розрахунків показав, що при східному, південно-східному і західному типах, разом узятих спостерігається 20% від загального числа випадків випадання опадів над Чорним морем. При південно-західному - 23%, північному - 21%, північно-східному - 19% і північно-західному - 17%. Таким чином, різкі міжрічні коливання в сумах опадів пов'язані з міжрічною зміною повторюваності типів синоптичних процесів. Але поряд з цими неперіодичними коливаннями мають місце систематичні зміни, пов'язані з віковими змінами клімату. На підтвердження цього судження в [9] були показані зміни січневих і липневих сум опадів для декількох берегових станцій з 1891 по 1970гг. Ці розрахунки продемонстрували дуже різні режими опадів в різні сезони: в січневих сумах виявилися коливання в кілька десятків років, а в липневих - близько 80 років. Позитивні лінійні тренди більш ніж столітніх часових рядів кількості опадів, що випадали на берега і акваторію Чорного моря, наведені в довіднику [4], розташовані на фоні значних флуктуацій, викликаних впливами сонячної активності і ПАК.

Зміни складових теплового балансу. У роботі 1972 року [26] вперше було представлено зміна сумарної радіації над морем поблизу узбережжя за 40 років, яке показало її зростання з кінця 40-х років. Всебічна оцінка міжрічної мінливості складових теплового балансу для окремих районів і моря в цілому за кліматичний період з 1951 по 1985рр була зроблена в [4]. Попередньо було здійснено перевірку всіх необхідних для розрахунку складових теплового балансу метеорологічних величин на наявність в них тренду, який показав, що лінійні тренди відсутні у всіх величин, крім швидкості вітру. Аналогічний аналіз часових рядів складових теплового балансу показав позитивний тренд потоків прихованого тепла.

Вважається, що ці тренди пов'язані з негативним трендом в зміні швидкості вітру.

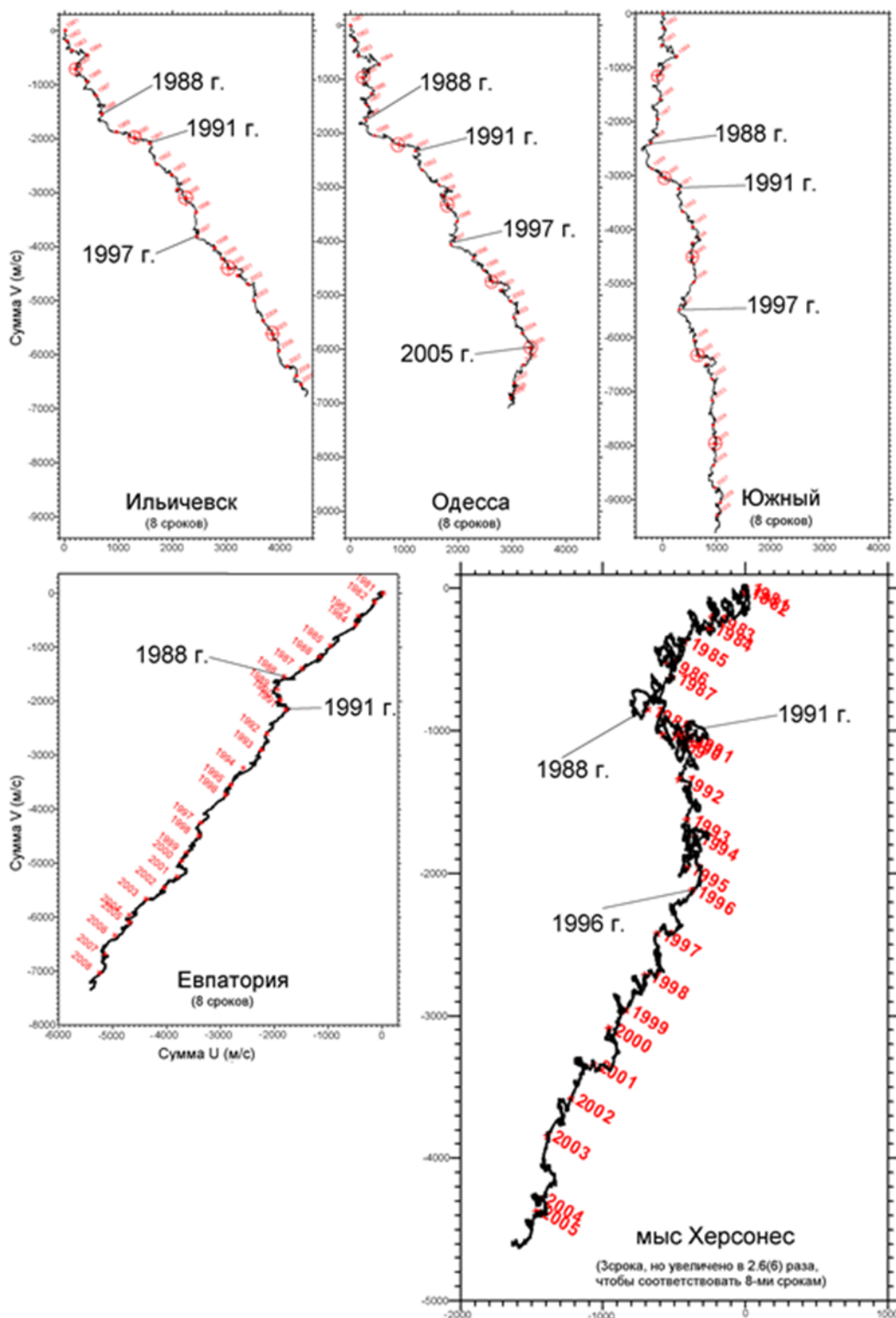
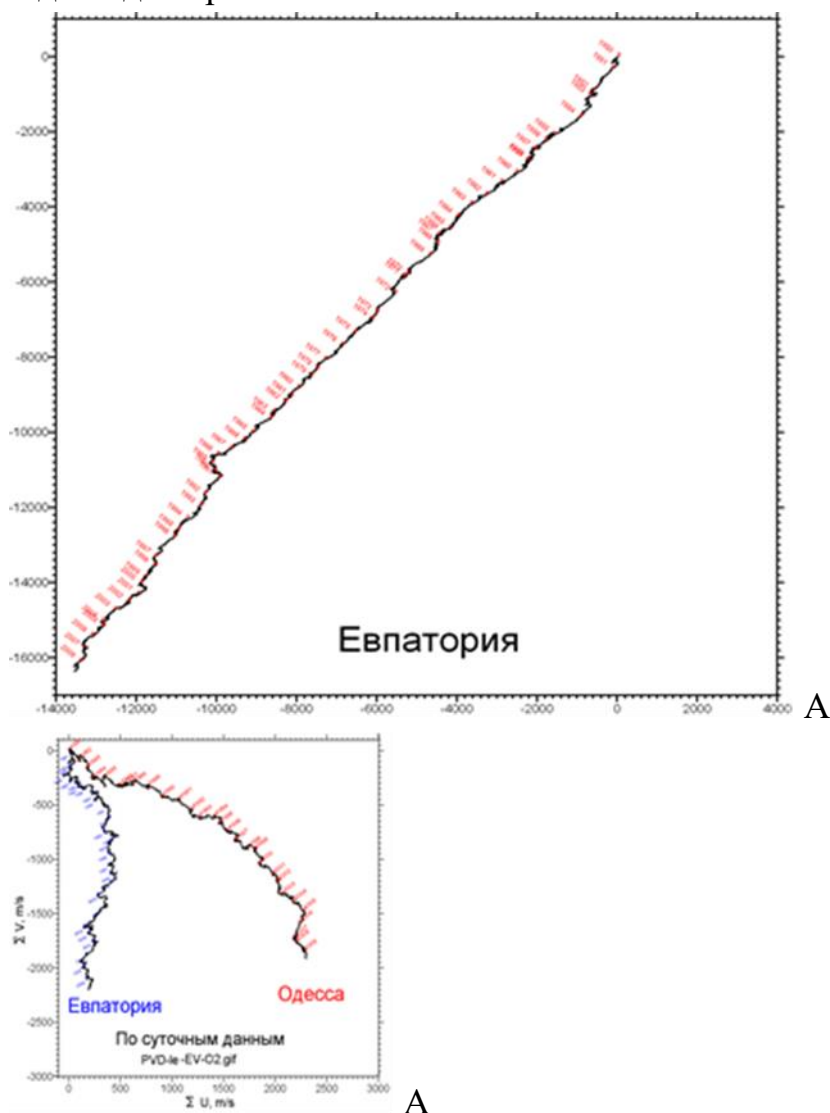


Рис.1.7 - Річні прогресивно-векторні діаграми вітру в портах Іллічівськ, Одеса, Південний, Євпаторія і на мисі Херсонес за період з 1981 по 2008 рр. Великими цифрами виділені роки з різкими змінами середнього напрямку вітрів.

Середньобаторічне випаровування з поверхні Чорного моря оцінюється в 396 км<sup>2</sup> в рік [4]. У період з початку 50-х до середини 80-х рр. ХХ століття відбувалося помітне зменшення випаровування [36], після чого

намітилася явна тенденція зростання. Основними причинами зниження інтенсивності випаровування в Чорноморському регіоні в другій половині XX століття стали регіональні кліматичні зміни - зниження швидкості вітру і дефіциту пружності повітря, які, в свою чергу, були обумовлені перетворенням форм атмосферної циркуляції в Північній півкулі. При подальшому підвищенні з 80-х років минулого століття температури повітря і морських вод дефіцит пружності повітря дещо збільшився, і випаровування стало відповідно зростати.



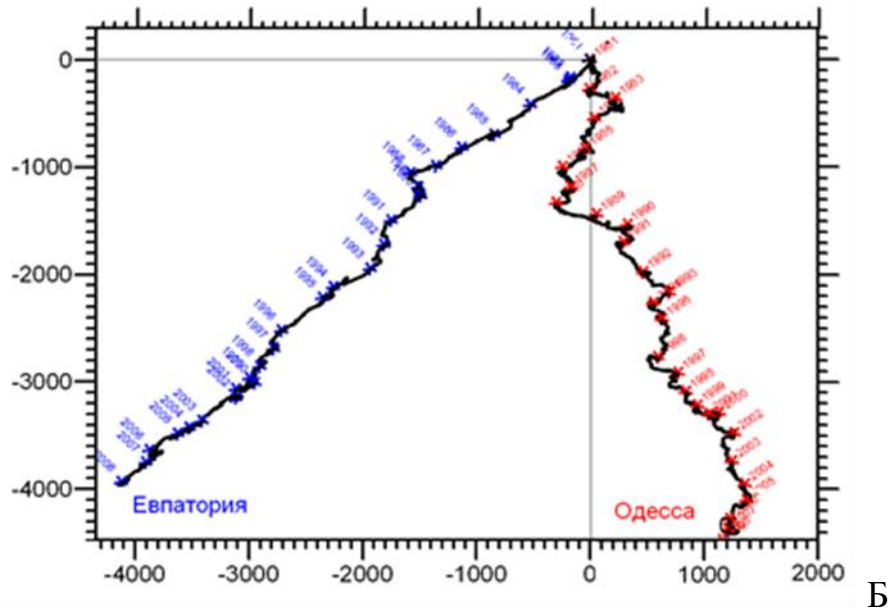


Рис.1.8 - Прогресивно векторні діаграми вітру за даними станції Євпаторія та Одеса за період 1981-2008 рр. а) для літа; б) для зими

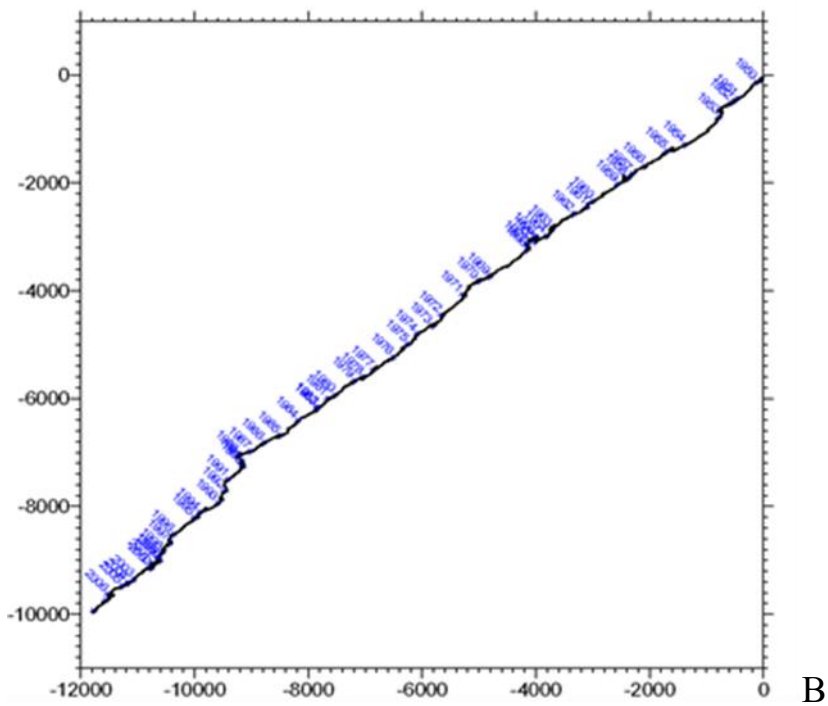
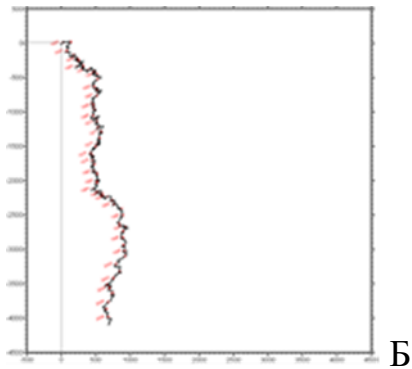


Рис.1.9 - Прогресивно векторні діаграми вітру за даними станції Євпаторія за період 1950-2008 рр. (А) -річна; (Б) - річна; (В) – зимова

## 1.4 Термохалінна структура вод

Сформована кліматична термохалінна структура вод Чорного моря визначається як середньоширотним становищем моря, так і специфічними фізико-географічними умовами, з яких слід виділити позитивний прісний баланс (за рахунок надлишку річкового стоку і опадів над випаровуванням) і слабкий водообмін через вузькі протоки Босфор і Керченський. Сезонні зміни характеристик вод зосереджені в діяльному шарі, що становить близько 8% загального обсягу моря, якщо за його нижню межу прийняти ізохаліну поверхню 20 ‰. У зв'язку з цим запаси тепла і солей в повному обсязі моря для різних сезонів мало відрізняються один від одного.

### 1.4.1 Водні маси

Згідно [4,37] в Чорному морі виділяють п'ять основних водних мас: мілководну (прибережну) чорноморську водну масу (МЧВМ), верхню чорноморську водну масу (ВЧВМ), холодний проміжний шар (ХПС), проміжну і глибинну чорноморські водні маси (ПЧВМ і ГЧВМ). Характеристики водних мас в сезонному розвитку наведені в табл. 1.4.

Кількісні характеристики МЧВМ є індикаторами ступеня антропогенного навантаження на весь водойм, так як вони визначаються в більшій мірі обсягом річкового стоку (не плутати з площами поширення), ніж процесами, що відбуваються в морі. Амплітуда річних коливань МЧВМ становить 368,2 км<sup>3</sup> що в 1,3 рази більше середнього річного обсягу. Найменший обсяг мілководних вод спостерігається в лютому, що пояснюється дією двох факторів: низьким стоком річок та інтенсивної трансформацією розпріснених вод в умовах зимового конвективного перемішування. Найбільший обсяг МЧВМ відзначається в липні, на два місяці пізніше максимуму надходження річкового стоку в Чорне море. Ізохаліна поверхню 17 ‰, яка є кордоном МЧВМ, протягом року рідко опускається нижче глибини 20 м. Коливання річного ходу середньої температури можуть досягати 17.9° С.

Верхня чорноморська водна маса відповідає інтервалу солоності 17 ‰ - <18.6 ‰ і поширюється до глибин 30-50 м в центрі і 60-75 м в прибережних районах моря. Води ВЧВМ складають близько 3.8% загального обсягу моря, що в 75 разів більше середнього обсягу МЧВМ.

Нижня межа ХПС відповідає ізохаліній поверхні 20 ‰ і температурі 8 ° С. Обсяг ХПС близький до обсягу ВЧВМ і в середньому становить 3,7% загального обсягу моря. Глибина залягання ізохаліної поверхні 20 ‰

змінюється від 75-80 м у центрі моря до 125-150 м в прибережних районах. У сезонному циклі обсяг ядра ХПС до початку весни збільшується більш, ніж на 50%, середня температура падає, а солоність зростає.

Верхній шар Чорного моря схильний найбільшому впливу як природних гідрометеорологічних, так і антропогенних факторів. Сезонний масштаб природного мінливості в Чорному морі є найбільш енергоємним

Для північно-західної частини Чорного моря, як і для всього моря в цілому характерна наявність двох максимумів швидкості зміни температурних і солоносних властивостей в сезонному циклі. Перший пов'язаний з інтенсифікацією вертикального конвективного обміну, другий з весняним посиленням ОЧТ за рахунок накопичення доступної потенційної енергії в західному і східному циклоному круговороті в попередній зимовий сезон.

Загальна термохаліна сезонна мінливість водних мас верхнього 50-метрового шару Чорного моря в більшій мірі формується температурної мінливістю, проте відносна роль температури і солоності в швидкості сезонної перебудови водних мас змінюється протягом року. Наприклад, для північно-західної частини моря в квітні-травні (період максимуму річкового стоку) істотні зміни солоносних властивостей води, а в грудні-січні (період інтенсивного розвитку конвективних процесів) - термічних властивостей.

#### 1.4.2 Структура гідрофізичних полів Чорного моря

У вертикальній структурі вод Чорного моря виділяють діяльний шар, шар стійких вертикальних і горизонтальних змін характеристик і, що знаходиться на великих глибинах, шар з монотонним збільшенням температури і солоності. У свою чергу діяльний шар поділяють на два [4]: по температурі - верхній квазіоднорідний шар (ВКС) з підстильним його шаром сезонного термоклину (СТ) і холодний проміжний шар; по солоності також ВКС лежить на великих глибинах постійного халокліну (ПХ).

Просторову мінливість середньосезонних полів температури і солоності проілюструємо за кліматичними даними на горизонтах 0 і 75 м, які характеризують, відповідно, ВКС і ХПС.

Температура на горизонті 0 м зростає в напрямку з північного заходу на південний схід. Максимальні відмінності відзначаються взимку, коли вся північно-західна частина моря являє собою «фронтальну зону» з ростом температури в південно-південно-східному напрямку. Смуга більш холодних вод розташована біля західного узбережжя, відповідаючи основному потоку ОЧТ, перенісного води з північно-західної частини, підживлює новими



порціями холодної води в місяцях впадання в Чорне море річок. На решті акваторії температури вод в зимовий сезон досить однорідна. Локальний мінімум в районі Керченської протоки також пов'язаний з припливом холодних вод Азовського моря.

Таблиця 1.4 Характеристики основних водних мас Чорного моря (по [37])

Период	Объем, км <sup>3</sup>	Соле- содержание, 10 <sup>6</sup> т	Тепло- содержание, 10 <sup>15</sup> Дж	Средняя соленость, ‰	Средняя температура, °С
МЧВМ (S < 17‰)					
Зима	117	1904	1881	16.04	3.90
Весна	390	6346	20259	16.09	12.22
Лето	438	7164	35253	16.26	19.96
Осень	233	3818	11901	16.20	11.68
ВЧВМ (17 – 18,6 ‰)					
Зима	20996	390231	666338	18.32	7.83
Весна	21013	389785	847413	18.30	9.95
Лето	20161	372989	1157398	18.26	14.19
Осень	20177	373501	1002336	18.26	12.27
ХПС (18,6 ‰ - 20 ‰)					
Зима	20518	401227	649176	19.26	7.81
Весна	20949	409833	661648	19.27	7.79
Лето	19597	382970	623946	19.25	7.86
Осень	18884	368877	612453	19.24	8.00
ПЧВМ (20 ‰ – 22,2 ‰)					
Год	232923	5154106	8287159	21.76	8.80
ГЧВМ (S > 22.2 ‰)					
Год	263581	5979068	9590970	22.30	9.00

Навесні, в травні, на фоні загального підвищення температури, структура поля стає більш мінливою, що пов'язано з формуванням нового сезонного термоклину на невеликих глибинах, легко руйнується вітровим перемішуванням. Максимуми весняної температури води (до 15-16° С) збігаються з основними осередками розпріснення, що створюють умови для збільшення стійкості стратифікації, що перешкоджає проникненню тепла в глибину з тонкого поверхневого шару.

Зміни поля температури від весни до літа призводять до того, що температурні неоднорідності і фронтальні зони згладжуються. У зв'язку з невеликими значеннями товщини ВКС відбувається інтенсивний його прогрів до 23-24° С в західній і 26° С в східних частинах моря.

До листопада температура в результаті осіннього вихолодження падає в середньому на 10° С. У північно-західному районі охолодження вод протікає найбільш інтенсивно, в результаті цього зростають горизонтальні градієнти температури води в північних районах моря. Центральні райони моря зайняті водами з температурою 13-15° С.

Структура поля солоності поверхневих вод в усі сезони визначається локалізацією основних джерел розпріснення (річковий стік і в меншій мірі опади) в його північно-західній і південно-східній частинах. Від районів гирла річок більш прісні води переносяться великомасштабною системою течій, вихорами і за рахунок процесів турбулентної дифузії.

Взимку солоність поверхневих вод повсюдно найбільш висока. Води з солоністю менше 17 ‰ займають всього 5% акваторії. Ефект підвищення солоності можна пов'язати з інтенсифікацією в цей період конвективного перемішування, в результаті дії якого в верхні шари надходить більш солоні вода підстилаючих горизонтів. Зони з максимальними горизонтальними градієнтами солоності контурних районів максимально розпрісненні.

Поле солоності поверхневого шару навесні характеризується найбільшими контрастами, так як під впливом паводкового стоку річок поверхневі води в південно-східній і північно-західній частинах моря значно розпрісняються. Разом з тим в центральній частині моря солоність змінюється незначно.

Літній період характеризується згладжуванням поля солоності. За рахунок дифузійних процесів, поряд зі зменшенням площі вод з солоністю більше 18 ‰, відбувається часткове розмивання квазістаціонарних фронтів. Осіннє поле поверхневої солоності за своїм характером наближається до зимового. Мінімуми солоності слабшають, область з солоністю більше 18 ‰ розширюється.

Слід зазначити слабку просторову узгодженість поверхневих полів температури і солоності Чорного моря, пов'язану з різними факторами, що формують ці поля. Лише в осінньо-зимовий період в північно-західній і південно-східній частинах солоним фронтам відповідають термічні фронти, викликані надходженням холодних річкових вод.

Сезонний хід температури і солоності на горизонті 75 м обумовлений, в основному, циклічністю інтенсифікації циклонічної циркуляції, що призводить до підйому більш теплих і солоних вод з великих глибин. На периферії нижня межа ХПС лежить глибше 75 м, в результаті поля мають максимуми в центрах західного і східного колообігів і мінімуми біля берегів.

На фоні зазначених особливостей кліматичної структури пріоритетну роль у формуванні мінливості полів температури, солоності і щільності грають процеси синоптичного масштабу [38]. В екосистемі Чорного моря, як термоклин, так і синоптичні вихори грають важливу роль, так як вони є природними акумуляторами як біогенних, так і забруднюючих речовин. Дослідженню цих гідрологічних структур слід приділити особливу увагу ще й з тієї причини, що синоптична мінливість Чорного моря [39] вивчена значно гірше, ніж аналогічні процеси в відкритому океані.

#### 1.4.3 Особливості гідрофізичних полів північно-західній частині Чорного моря

Основні відмінні риси гідрологічної структури вод ПЗЧМ полягають в домінуючій ролі солоності в формуванні стратифікації вод протягом всього року, інтенсифікації горизонтальних і вертикальних термохалінних неоднорідностей, існування верхнього і придонного квазіоднородних шарів, за винятком зимових місяців (січень-березень), коли вся товща вод внаслідок конвективного перемішування стає однорідною, значною тимчасовою мінливості гідрологічних умов внаслідок малої інерційності водних мас і, отже, підвищеної реактивності на зовнішні впливи. Останнє вказує на важливу роль вітру і термічних умов у формуванні динаміки вод ПЗЧМ. Досягнення екстремумів в річному ході солоності північно-західній частині Чорного моря визначається суперпозицією сезонних коливань річкового стоку, атмосферних опадів, випаровування, інтенсивності перемішування з нижчого рівня шарами і особливостями циркуляції вод регіону. Середньомісячні кліматичні дані [4] свідчать про те, що мінімальна солоність спостерігається на Дунайському гирловому узбережжі, де постійно присутні води з солоністю до 10 - 13 ‰. Максимальна солоність поверхневого шару спостерігається в лютому-березні - від 13,71 ‰ в гирлі р. Дуная до 18,35 ‰ - в

районі взаємодії з Основним Чорноморським плином. Весняний прогрів поверхневих шарів різко гальмує процеси вертикального перемішування, інтенсифікуючи процеси горизонтальної дифузії. Зі збільшенням стоку річок в весняну повинь різко зростають горизонтальні градієнти солоності - до 0,1 ‰ / км. Води Одеської затоки розпрісняються до 10 ‰, дунайського узмор'я - до 7,5 ‰, на південь від м. Тарханкут утворюється ядро вод з солоністю до 19 ‰, обумовлене стаціонарним вихором. У літній період в поле солоності виділяється клин солоних вод, обумовлений проникненням вод ОЧТ. Придунайська і придністровська зони осолоняються до 10-11 ‰ вже на відстані до 1-2-х км від вихідних горловин. Восени спостерігається яскраво виражена гомотермія і структура полів солоності визначається змішуванням річкових вод з морськими. Для ПЗЧМ характерна максимальна для Чорного моря мінливість солоності поверхневого шару - середньоквадратичне відхилення (СКВ) змінюється від 4-6 ‰ в придунайському районі до 0,4 ‰ на зваленні глибин, що обумовлено нестабільністю надходження прісних вод і інтенсивністю динамічного перемішування.

Характерною особливістю поля температури поверхневого шару ПЗЧМ є сезонна сталість мінімуму температури (в порівнянні з відкритою частиною моря), взимку температура опускається до 2-4° С, а біля берегів і в Каркінітській затоці - до температури замерзання. Поряд із зовнішніми факторами (теплообмін з атмосферою, зимова адвекція холоду, викликана річковим стоком), інтенсивне вихолоджування обумовлено мілководдям і різкою Халіна стратифікацією на гирлових Узбережжя. Весняне підвищення температури відзначається в березні, в квітні починається формування сезонного термоклину і до травня вертикальні градієнти температури досягають 05° С / м. Максимуми травневої температури води (15-16° С) збігаються з осередками розпріснення. Максимальної температури води ПЗЧМ досягають в серпні - до 24° С. Осіннє вихолоджування починається у вересні. Найбільшого розмаху сезонних коливань температури (20° С) відзначений на дунайському узбережжі.

## **1.5 Річковий стік на ПЗШ Чорного моря**

### **1.5.1 Тимчасова мінливість річкового стоку**

Північно-західна частина Чорного моря є стокових басейном чотирьох річок: Дунаю, Дніпра, Дністра і Південного Бугу. Їх сумарний середньорічний стік за останні півстоліття становить близько 260 км<sup>3</sup> / рік. Хоча сумарний стік Дніпра, Південного Бугу та Дністра, приблизно в чотири

рази менше середнього стоку Дунаю, табл.1.1, але він має суттєвий вплив на формування екологічного стану північних і центральних областей ПЗШ.

Шельф ПЗЧМ за економічним значенням є одним з найважливіших регіонів басейну. Тут традиційно і успішно вівся промисел риби, а також видобуток мідій і філофори. Однак з другої половини 60-х років видобуток морепродуктів різко скоротився. Однією з причин виниклого порушення в промислову і екологічну обстановку на шельфі ПЗЧМ з'явилися зміни, що відбулися внаслідок надмірного антропогенного навантаження, якості берегового стоку. Несприятлива екологічна обстановка проявляється в евтрофікації вод, розвитку в придонному шарі гіпоксійних і аноксійних явищ і, як наслідок, поява заморів донної фауни і риб. Разом з тим існує думка, що важливу роль у створенні подібної обстановки можуть грати також кліматичні коливання окремих найбільш важливих параметрів природного середовища, до числа яких можна віднести і стік річок.

Міжрічна мінливість. В [7] багаторічна мінливість стоку р. Дунай розглянута по річним витратам за 1840-2002 рр. Кліматична норма витрати води за 162 року склала 199 км<sup>3</sup>/рік. У міжрічній мінливості річних витрат води р. Дунай домінували коливання, рівні 2,4-4,6, 8,6-11,1 і 22 м Абсолютний максимум річної витрати відзначений в 1970 р - 364 км<sup>3</sup>/рік, а абсолютний мінімум - 110 км<sup>3</sup>/рік спостерігався в 1872, 1903,1909 рр. В останні три десятиліття найбільш низька річна витрата відзначалась в 1990 р - 133 км<sup>3</sup>/рік, а найбільш висока в 2010 р - 300 км<sup>3</sup>/рік. Він трохи не досяг рівня 1970 (303,4 км<sup>3</sup> / рік). В цілому для всієї низки інструментальних спостережень над витратами Дунаю відзначається їх позитивний тренд (рис.1.12). Якщо розглядати більш детально останні 30 років, то в 1980-х рр. тренд був негативним з мінімумом в 1990 р З початку 90-х рр. стік Дунаю знову придбав позитивну тенденцію, досягнувши максимуму в 2010 р (рис.1.13).

Багаторічна мінливість стоку р. Дніпро розглянута за річними його витрат за 1851-2000 рр. Кліматична норма витрати води за 150 років склала 50,5 км<sup>3</sup>/рік, за 1961-2009 рр. - 42,3 км<sup>3</sup>/рік [8]. Сезонний кліматичний хід витрати за 1947-2000 рр. характеризувався неправильною піврічною хвилею з двома екстремумами: головний з паводком в травні - 7,5 км<sup>3</sup>/міс. і меженню у вересні - 2,3 км<sup>3</sup>/міс. і другорядний слабо виражений з максимумом в грудні - 4,3 км<sup>3</sup>/міс. і мінімумом в січні - 4,2 км<sup>3</sup>/міс.

У витратах води р. Дніпро домінували коливання, рівні 2,2-4,2, 5,1. -8,9, 13,0 і 20,3 року. Абсолютний максимум у річній величині витрати р. Дніпро припадав на 1970 г. - 98 км<sup>3</sup>/рік, а абсолютний мінімум - 23 км<sup>3</sup>/рік на 1921 р.

У міжрічній мінливості річних витрат р. Дніпро протягом усього ряду років простежувався слабкий негативний тренд з хвилеподібними періодами підвищеної і зниженої водності. Високі витрати в згладжених рядах припадали на 1853-82, 1924-35 і 1968-82 рр, а низькі - на 1884-92, 1944-65 і 1995-97 рр.

В мінливості сезонних витрат р. Дніпро за 55 років порушення кліматичного річного ходу були виражені ще більш загострено, ніж р. Дунай. Протягом 30 років в річному ході витрат р. Дніпро спостерігалися два, а іноді і три екстремуму з приуроченістю другого - на зимові (грудень-лютий) місяці року. Найбільш тривалі періоди з двома екстремумами були в 1959-1964, 1973-1978 і 1991-2000 рр.

Великомасштабні зміни витрат (крім трендів) знаходяться в хорошому узгодженні для всіх річок ПЗЧМ. Мабуть, єдиним місцем неузгодженості коливань витрат є період 1996-1997 рр, коли локальний максимум в стоці Дунаю відповідає мінімуму в стоці Дніпра.

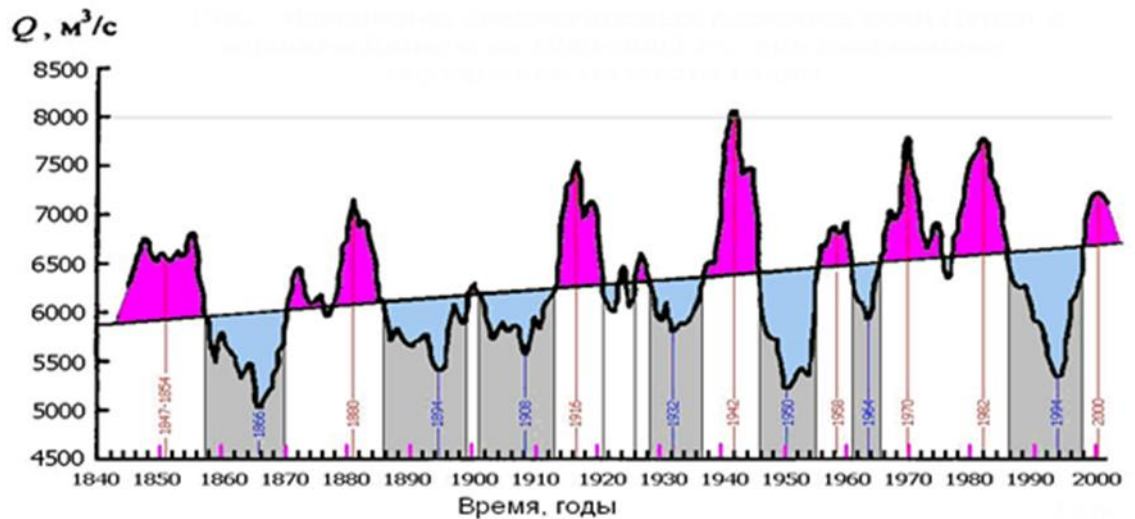


Рис.1.12 - Зміна середньорічних витрат річки Дунай в вершині дельти за період з 1840 по 2002 рр. при ковзному усередненні по шести рокам [7]

Чи не проявляється тісний зв'язок між значеннями річних стоків річок з площами поширення шельфових вод і явищ гіпоксії і аноксії в глибинних шарах вод ПЗЧМ. Так, максимумами площ з присутністю гіпоксії в 1978, 1979, 1981 і 1999 рр. відповідали високим стоків всіх річок, а в 1983, 1989, 1990 і 1994 рр. - низьким (в 1990 році найнижчим за 50-ти річний період) стоків Дунаю і низьким обсягами стоку інших річок. Відносні максимума площ поширення гіпоксії в 1988 і 2000 рр. відповідали середнім кліматичних обсягами стоку всіх річок. Коефіцієнти кореляції між річними стоками Дунаю і площами поширення ШВ і гіпоксії близькі до нуля.

Всерединірічна мінливість. Внутрішньорічна кліматична витрата Дунаю за 1947-2001 рр. характеризувалась річної хвилею з паводком в травні - 28,3 км<sup>3</sup> / міс. і меженню в жовтні - 13,6 км<sup>3</sup> / міс [7]. В мінливості сезонних коливань витрат р. Дунай відзначені часті порушення нормального річного ходу з паводком - навесні і меженню - восени. У розглянутому 64-річному ряду виявлено 29 років з появою другого екстремуму взимку (грудень-лютий). В окремі роки зимовий максимум за абсолютною величиною витрати навіть перевершував весняний (1953-I, 82-I, 90-XII, 94-I, 98-XI, 2002 XI, 2003 I, 2007 XII, 2011-I). Роки з двома екстремумами групуються в основному за періодами років. Найбільш тривалими вони були в 1966-74, 80-84 і 88-98 рр.

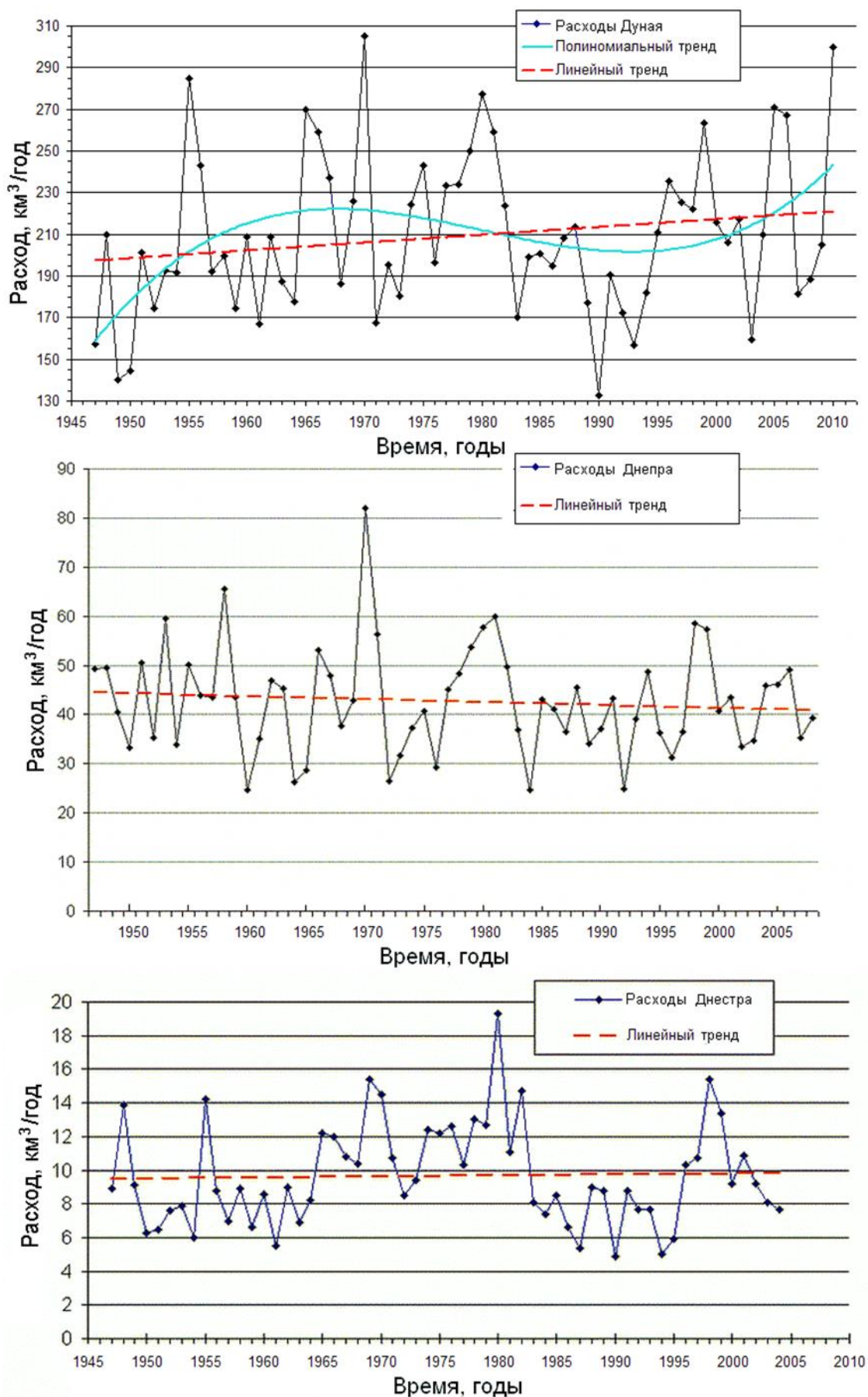


Рис.1.13 - Мінливість середньорічних витрат Дунаю (1947-2010 рр.), Дніпра (1947-2008 рр.) І Дністра (1947-2004 рр.)



Існує поняття ранній, нормальний або пізній паводок. Що при аналізі витрат по середньомісячним даними, приблизно відповідає зрушенням максимальних витрат назад або вперед на один місяць щодо середніх багаторічних екстремумів.

Природно, що в реальних умовах виявляються досить рідкісні ситуації, коли весняні максимуми стоку практично відсутні (Дунай - 1972, 2011 року; Дніпро - 1964, 1974, 1997 рр; Дністер - 1972, 1994 р; Ю.Буг - 1954 1972, 1974, 1983, 1990, 1994, 1997 рр.), осінні максимуми стоку перевищують весняні (Дунай - 1972, 1974, 1982, 1990, 1998, 2003 рр; Дніпро - 1960 1973 .1974, 1980, 1990, 1992, 1993, 1996, 1997, 2003 рр; Дністер - 1972, 1992, 1993 рр; Південний Буг - 1974, 1989 р.). Бувають ситуації, коли важко буває визначити: має місце пізній весняний паводок або ранній осінній; пізній осінній або ранній весняний. Щорічні характеристики весняних паводків річки Дунай наведені в табл.1.5 і на рис.1.14 і 1.15.

Передбачається, що для розвитку несприятливих екологічних умов літнього періоду важливими є як період настання, так і обсяги виносу вод весняним паводком. Пояснюється це тим, що при більш ранньому і значне паводку води річкового стоку під впливом ще існуючого переважаючого західного переносу повітряних мас можуть раніше евтрофованих значну акваторію ПЗЧМ. Насправді все не так однозначно. Ранній весняний паводок супроводжує і більш ранньої перебудови баричних полів в атмосфері і зміні зимових вітрових ситуацій на літні. Так, наприклад, немає повноцінного зв'язку з всерединісезоній мінливістю основних водних артерій ПЗЧМ - Дунаю і Дніпра. Максимальна площа гіпоксії в 1978, 1988, 1989 рр. відповідала пізнім паводковий стоків Дунаю, однак у 1979, 1981, 1983, 1999 і 2000 рр. паводки на Дунаї були ранніми. Максимальна площа гіпоксії в 1989, 1990 рр. відповідала пізнім паводковий стоків Дніпра, а в 1978, 1979, 1981 і 2000 рр. - раннім. Максимальні площі гіпоксії в 1983, 1986, 1994 і 1999 рр. відзначалися при проходженні паводку Дніпра в стандартний час.

Ситуації з мінімальним поширенням гіпоксії відповідали весняно-літнім паводкам, близьким за сумарною величиною і термінами проходження до середньокліматичних.

На рис.1.14 представлений 64-річний ряд міжрічних змін часу настання екстремумів паводочного стоку річки Дунай. Переважання весняно-літніх (травень-червень) паводків, характерних для перших двадцяти років розглянутого ряду, в останні 30 років стабілізувався на чисто весняні (квітень-травень). Разом з тим, в останні десятиліття істотно зросла кількість пізніх осінніх і зимових паводків. На малюнку вони відзначені жирними точками.

Якщо розбити наш ряд на три рівноважних ділянки, то побачимо, що в перший квазідвадцятилітній період (1947-1968 рр.)

Таблиця 1.5 Характеристики весняних паводків р. Дунай

Годы	Временная характеристика паводка (ранний – поздний)	Величина временного сдвига (месяц)	Расход (качественно)	Примечание
1	2	3	4	5
1947	ранний	-0.5	нормальный	
1948	поздний (летний)	+2.5	нормальный	макс. VII и II
1949	нормальный	0.0	низкий (2 пика)	слабый пик в IV, выше в VII
1950	ранний	-1.5	низкий	
1951	поздний	+1.0	нормальный	
1952	в срок	0.0	нормальный	
1953	поздний	+1.5	нормальный	макс. I и VI
1954	поздний	+1.5	нормальный	
1955	в срок	+0.5	высокий	
1956	в срок	0.0	высокий	Длительный
1957	поздний	+1.5	нормальный	
1958	в срок	0.0	высокий	
1959	поздний (летний)	+2.5	низкий	макс. VII
1960	ранний	-1.5	нормальный	
1961	поздний	+1.5	нормальный	
1962	в срок	+0.5	очень высокий	
1963	ранний	-0.5	высокий	
1964	в срок	0.0	нормальный	
1965	поздний	+1.5	очень высокий	
1966	ранний	-1.5	нормальный	2 пика

Продовження таблиці 1.5

1967	в срок	0.0	высокий	
1968	ранний	-1.5	низкий	
1969	ранний	-0.7	высокий	
1970	поздний	+1.0	экстремально высокий	
1971	в срок	-0.5	нормальный	
1972	в срок	+0.5	низкий	
1973	в срок	+0.5	нормальный	
1974	поздний (летний)	+2.5	нормальный	
1975	поздний (летний)	+2.5	очень высокий	макс. VII
1976	в срок	+0.5	нормальный	
1977	ранний	-1.5	высокий	
1978	поздний	+1.0	высокий	
1979	ранний	-0.7	высокий	
1980	поздний	+1.0	очень высокий	макс. VII
1981	ранний	-0.7	очень высокий	
1982	в срок	-0.5	нормальный	
1983	в срок	-0.5	нормальный	
1984	в срок	0.0	нормальный	
1985	в срок	-0.5	нормальный	
1986	в срок	-0.5	нормальный	
1987	ранний	+0.7	очень высокий	
1988	в срок	+0.5	высокий	
1989	поздний	+1.0	низкий	

Закінчення таблиці 1.5

1990	в срок	0.0	экстремально низкий	
1991	поздний	+1.5	нормальный	макс. VI и VIII
1992	в срок	-0.5	нормальный	
1993	в срок	-0.5	нормальный	
1994	в срок	+0.5	нормальный	
1995	в срок	0.0	нормальный	
1996	в срок	0.0	высокий	
1997	в срок	+0.5	нормальный	
1998	в срок	+0.5	нормальный	
1999	в срок	0.0	очень высокий	
2000	в срок	-0.5	высокий	
2001	в срок	0.0	нормальный	
2002	ранний	-1.5	нормальный	
2003	в срок	-0.5	низкий	
2004	в срок	-0.5	высокий	
2005	в срок	+0.5	очень высокий	
2006	в срок	0.0	очень высокий	
2007	ранний	-1.5	низкий	
2008	в срок	-0.5	нормальный	
2009	ранний	-0.5	высокий	
2010	ранний и поздний	-1.5 и +2.0	очень высокий	сильный летний -
2011	ранний	-3.0	очень низкий	

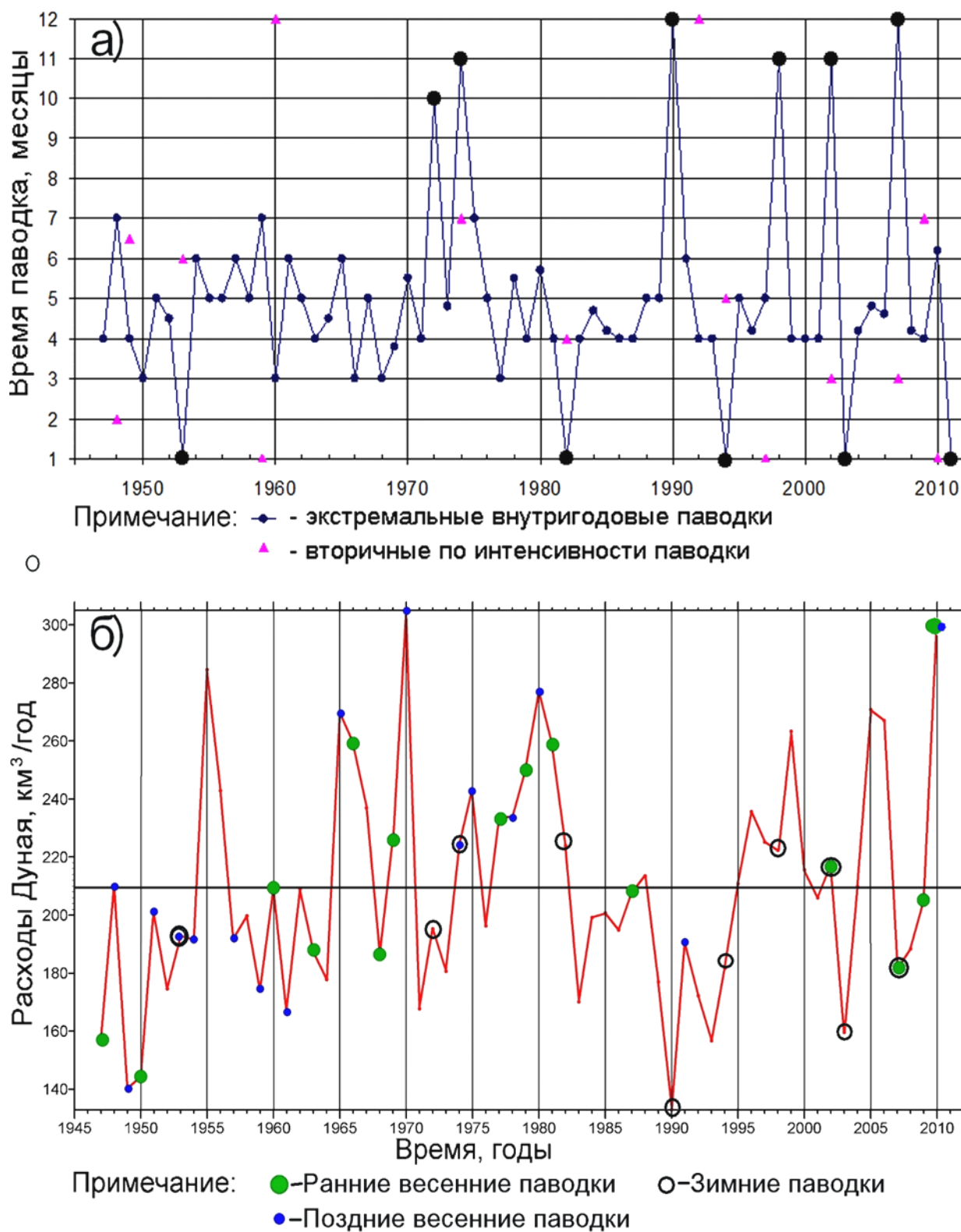


Рис.1.14 - міжрічної зміни: а) часу настання екстремумів паводочного стоку річки Дунай; б) тимчасових характеристик повеневих стоків на фоні річних витрат річки Дунай. 1947-2010 рр. Нормальні за часом річкові паводки символами не зазначені

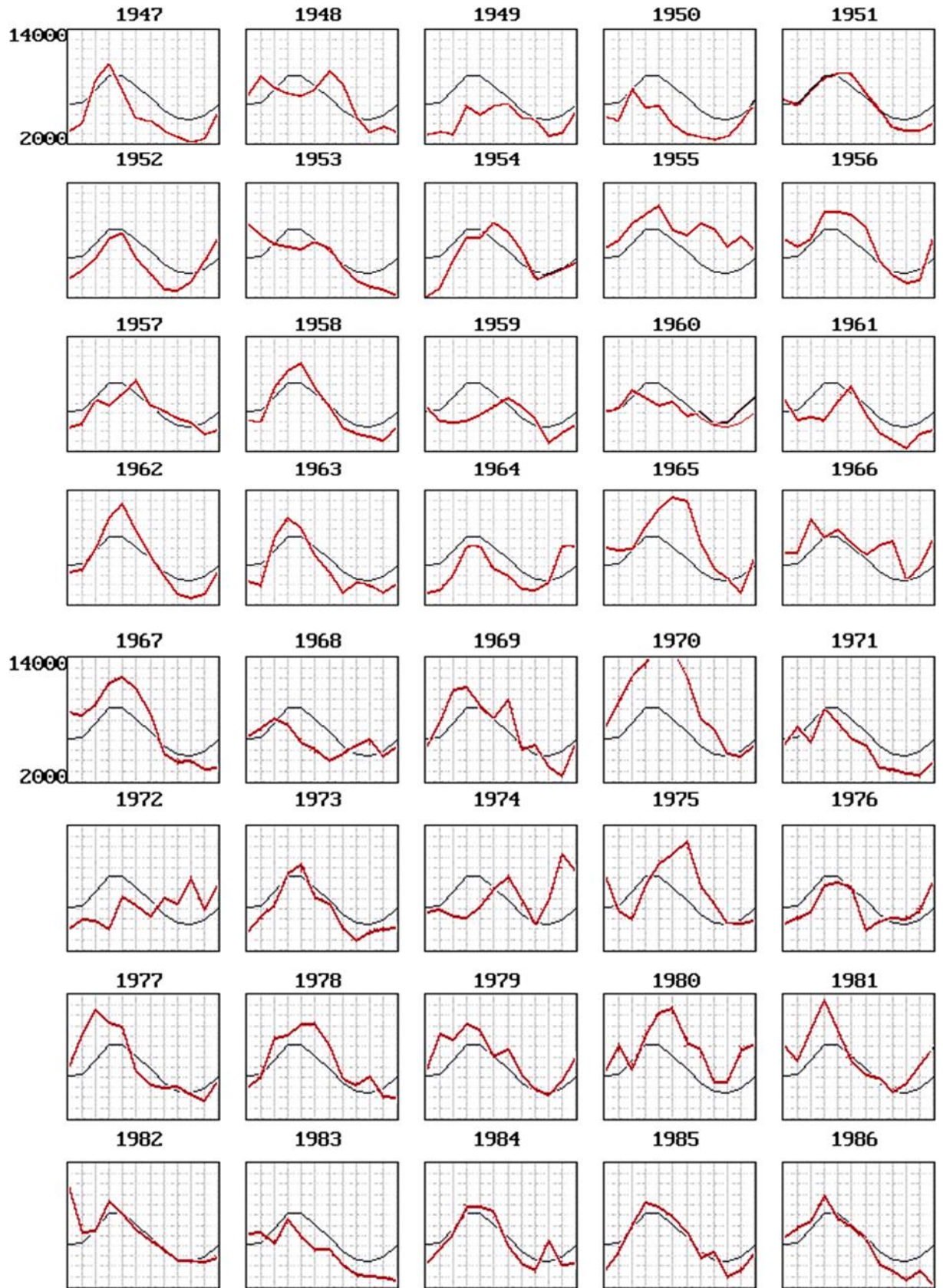


Рис.1.15 Мінливість середньомісячних витрат стоку річки Дунай,  $\text{m}^3/\text{с}$ , (товста лінія) за період з 1947 по 2010 рр. на фоні кліматичних змін (тонка лінія). Вертикальна шкала - 2000 - 14000  $\text{m}^3/\text{с}$ .

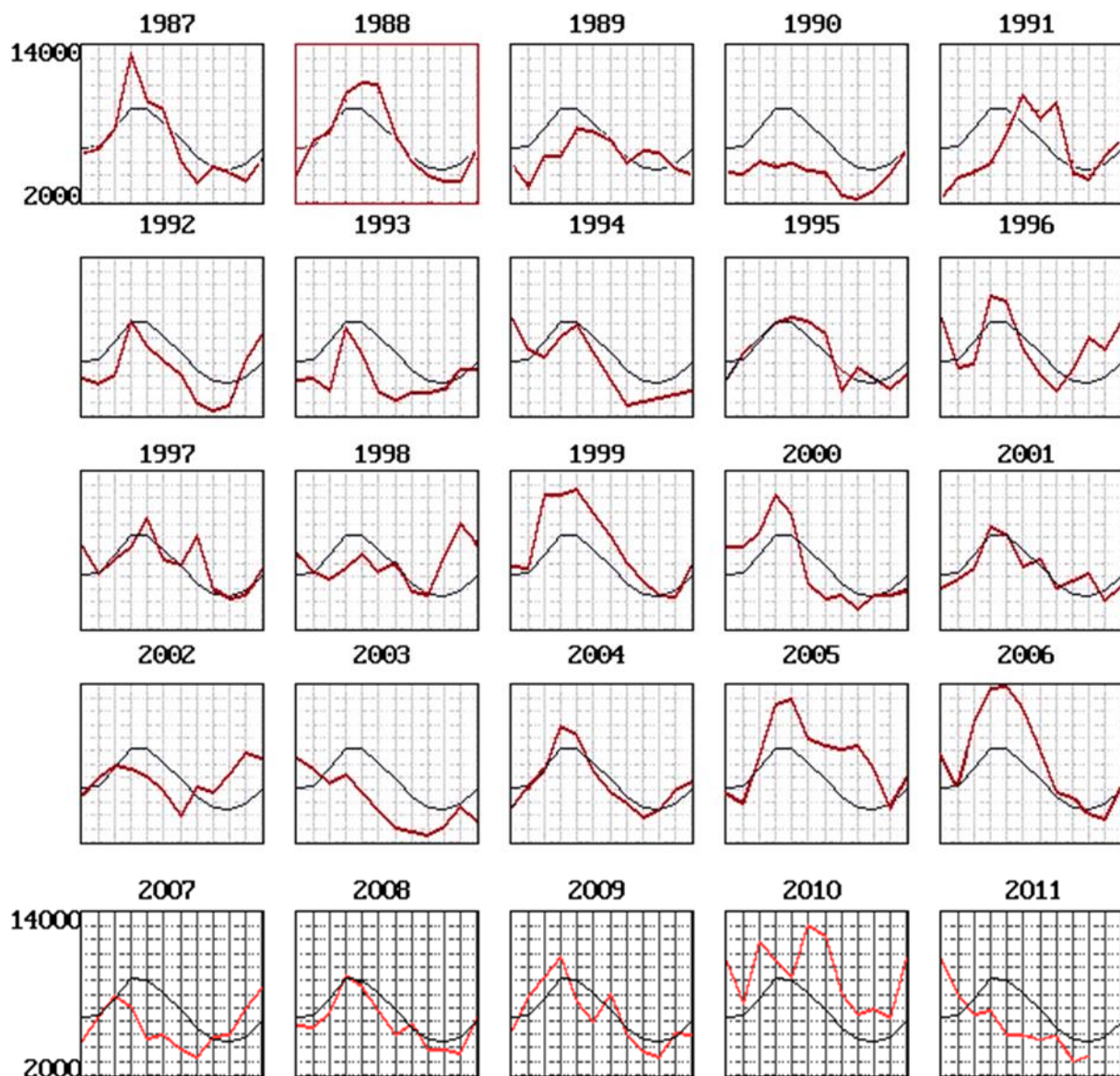


Рис.1.15 (Закінчення)

Будь-якої вираженої зв'язку між термінами настання весняних паводків з обсягами річного стоку не відзначається (рис.1.146).

Екстремальні осінньо-зимові паводки, як правило, відбувалися в роки з обсягами річного річкового стоку близького до нормального (в межах 180-225 км<sup>3</sup> / рік). І тільки в 1990 і 2003 рр. вони спостерігалися при низьких стоках Дунаю.

## 2 МІЖРІЧНА МІНЛИВІСТЬ ТЕРМОХАЛІННИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОД

Дослідження процесів міжрічної мінливості гідрологічного режиму вод північно-західної частини Чорного моря пов'язане як з умовами нестационарності зовнішніх чинників, так і з нерегулярністю спостережень над температурою і солоністю в часі і просторі. Тому, для аналізу міжрічної трансформації термохалінної структури вод завжди слід залучати дані зовнішніх факторів, які значною мірою визначають фізичні механізми зміни структури вод, і використовувати певні алгоритми просторово-часового усереднення даних. У першому контексті багаторічні тенденції зміни термохалінних властивостей слід розглядати у взаємозв'язку з річковим стоком і змінами термодинамічної стану в приводній атмосфері, а в другому - використовувати певні алгоритми тимчасової синхронізації даних (перш за все в перехідні періоди року) і просторового усереднення даних.

Аналіз мінливості стоку Дунаю, як основної артерії надходження прісних вод в Чорне море, за період з 1840 по 2002 рр. показує, що при наявності значних міжрічних змін відбувається поступове збільшення його стоку. Позитивна тенденція оцінюється в  $4,38 \text{ м}^3/\text{с}$  ( $0,138 \text{ км}^3/\text{рік}$ ). Якщо розглянути стік Дунаю за останні 60 років, то можна відзначити наступні зміни в його характеристиках, рис. 1.12. З 1946 по 1955 рр. була присутня значна негативна аномалія стоку. Подальший тридцятирічний період (аж до 1986 р) характеризувався підвищеними значеннями середньорічних стоків, з невеликими мінімумами в середині 60-х і 70-х років. У 1987-1997 роках мав місце другий за попередні 50 років посушливий період, коли стік Дунаю опускався майже до рекордних мінімальних значень. Останні роки стік Дунаю зростає і вже істотно вище середньобагаторічного значення.

У статті [22] аналіз багаторічних змін поля солоності в центрі ПЗЧМ заснований на багаторічному ряді епізодичних експедиційних спостережень в серпні, так як поле солоності в цей місяць найбільш стабільно для літнього розподілу і добре відображає умови, що сформувалися після паводкового скидання прісних річкових вод. У цей період тут в товщі вод йдуть різноспрямовані процеси соленакоплення. Води, розташовані вище верхнього халокліна, розпріснюються, що відповідає збільшенню стоку річок, а нижче верхнього халокліна солоність вод збільшується. Негативна тенденція в багаторічних змінах солоності вод відкритої частини північно-західного шельфу Чорного моря, розташованих над халокліном, є неминучим



наслідком тенденції розпреснення верхніх вод. Згідно з висновками, представленими в [22], різка щільнісна стратифікація, обумовлена наявністю сезонного термокліна в літній період, посилюється падінням солоності в верхніх шарах і загальмовує вертикальний обмін солями. Багаторічні коливання вертикального градієнта солоності в шарі 0-30 м виявляють позитивну тенденцію.

## **3 АНАЛІЗ СПОСТЕРЕЖЕНЬ**

### **3.1 Матеріали спостережень та методи обробки**

Основною перевагою програмного комплексу SPSS, як одного з найбільш істотних досягнень в області комп'ютеризованого аналізу даних, є найширше охоплення існуючих статистичних методів, які вдало поєднуються з великою кількістю зручних засобів візуалізації результатів обробки. Програмний комплекс SPSS розвивається вже протягом 35 років і надає широкі можливості не тільки в сфері психології, соціології, біології (для чого він був створений), але і в галузі природничих наук.

Для аналізу мінливості термохалінного складу вод північно-західної частини Чорного моря були отримані термінові дані спостережень від Гідрометцентру Чорного та Азовського морів (температура води, температура повітря, солоність води) з 1985 по 2018 рр. на станції Одеса - порт, які у результаті були переведені у багатомасштабні (від середньомісячних до середньорічних)

### **3.2 Мінливість температури води за даними спостережень на станції Одеса - порт**

За терміновими даними спостережень за період з 1985 по 2018 рр. були розраховані середньорічні значення температури води на станції Одеса – порт. За результатом розрахунків був побудований графік часового ходу (рис 3.2.1) та тренд лінійної регресії (рис 3.2.2).

З рисунків видно, що за період з 1985 по 2018 рр. є помітне підвищення температури води та її стабілізація за останні роки, а рівень регресії становить 0,08.

Головна причина зміни температури води - це зміна температури повітря (рис 3.2.3, рис.3.2.4).

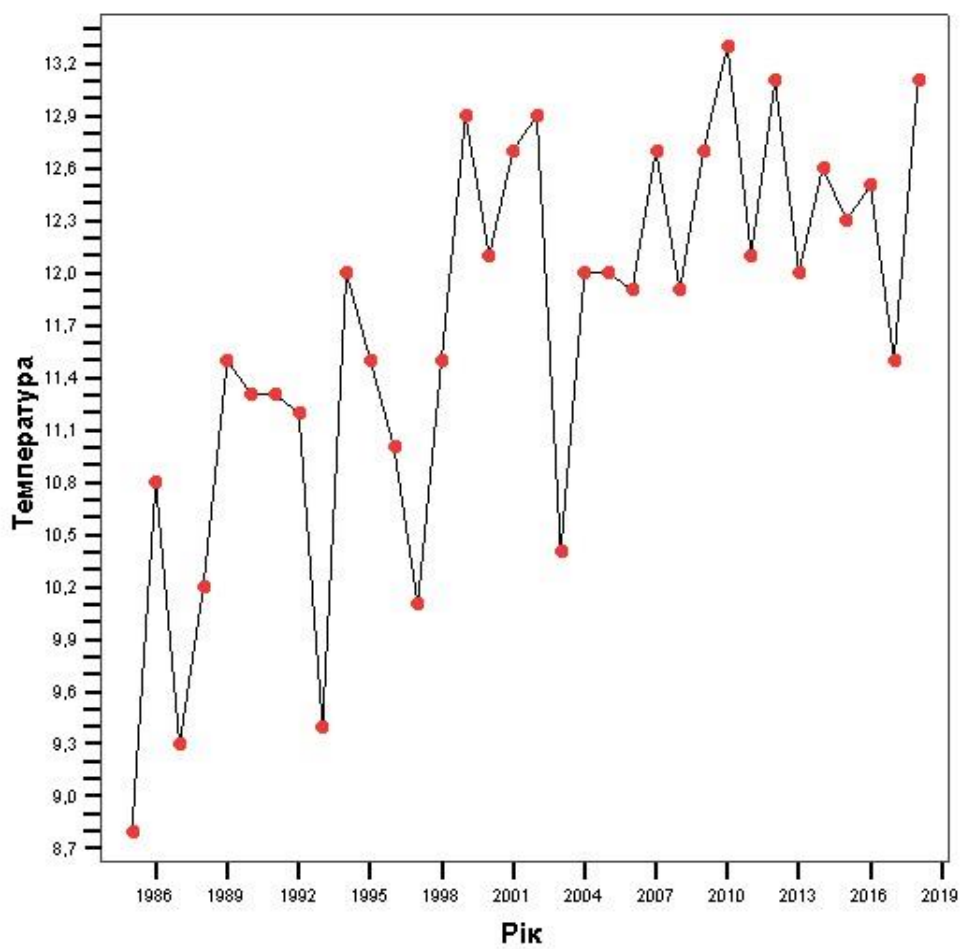


Рис. 3.2.1 – графік часового ходу температури води на станції Одеса – порт за 1985 – 2018 рр.

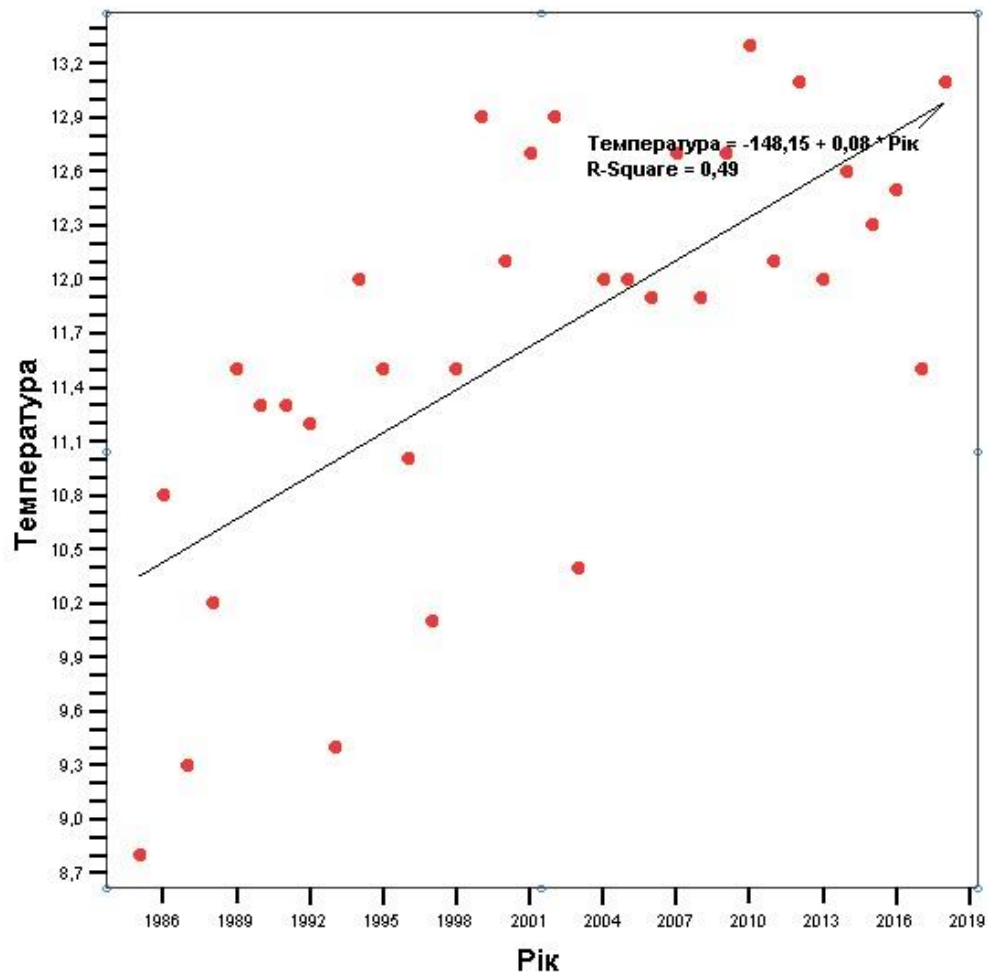


Рис 3.2.2 – тренд лінійної регресії температури води на станції Одеса – порт за 1985 – 2018 рр.

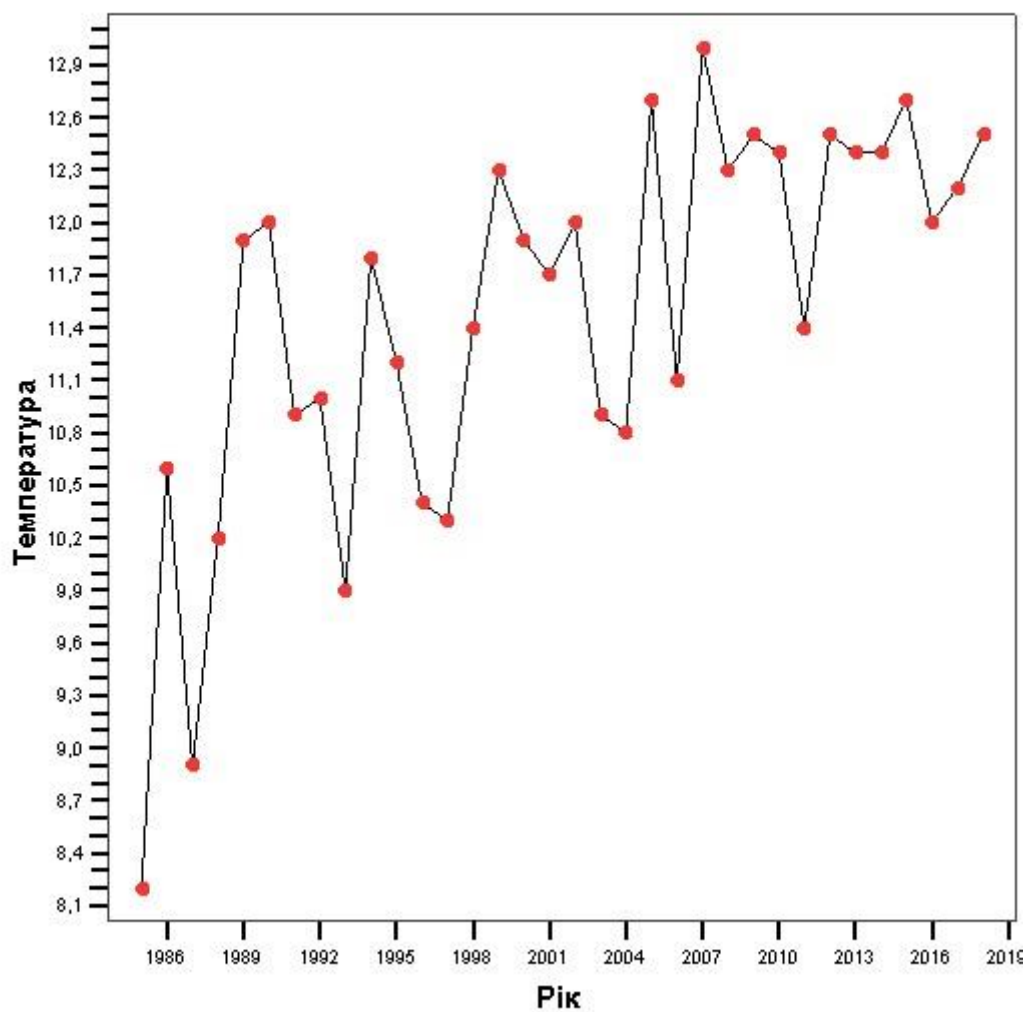


Рис 3.2.3 – графік часового ходу температури повітря на станції Одеса – порт за 1985 – 2018 рр.

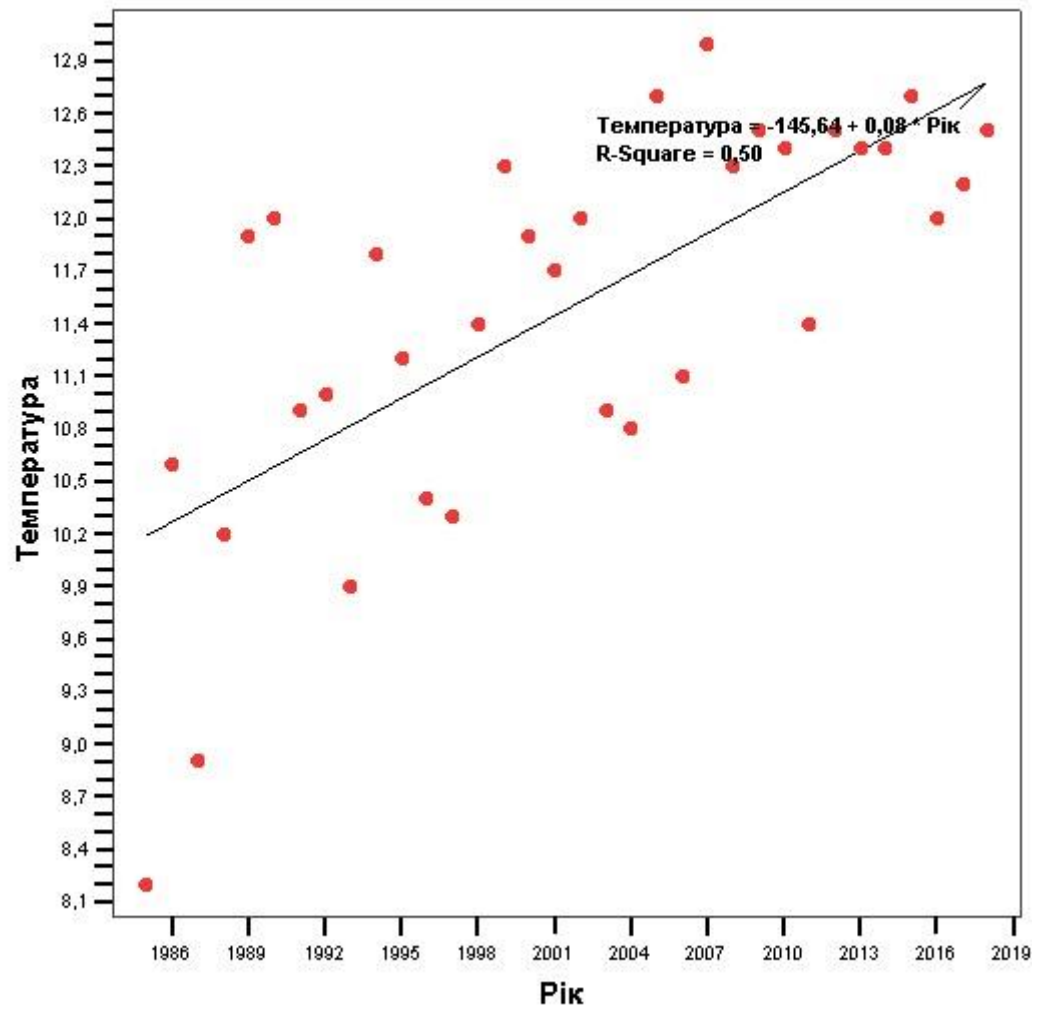


Рис 3.2.4. – тренд лінійної регресії температури повітря на станції Одеса-порт за 1985 – 2018 рр.

Згідно таблиці 3.1 середня температура води за останні 34 роки складає 11,665

Табл. 3.1 – статистичний опис періоду 1985 – 2018 рр.

Описательные статистики			
		Температура	N валидных (целиком)
<b>N</b>	Статистика	34	34
<b>Минимум</b>	Статистика	8,8	
<b>Максимум</b>	Статистика	13,3	
<b>Среднее</b>	Статистика	11,665	
<b>Стд. отклонение</b>	Статистика	1,1399	
<b>Асимметрия</b>	Статистика	-0,850	
	Стд. ошибка	0,403	
<b>Экцесс</b>	Статистика	0,242	
	Стд. ошибка	0,788	

Для того, щоб як найкраще оцінити мінливість температури води було прийнято рішення розділити весь період спостережень на однакові 10 – річні періоди. Метою цих 10 – річних періодів є пошук моменту, коли температура води йде з підвищення на стабілізацію.

У табл. 3.2 показані зміни середньої температури та середньоквадратичного відхилення за відповідні 10 – річні періоди.

Табл. 3.2 – статистичний опис 10 – річних періодів

Період	1985-1994	1995-2004	2005-2014	2015-18
Середня температура	10,580	11,710	12,430	12,350
Середньоквадратичне відхилення	1,0891	0,9972	0,5187	0,6608

Як бачимо, середня температура зростає по періодно, а СКВ зменшується.

Далі розглянемо як змінювався часовий хід та тренд лінійної регресії по цих періодах.

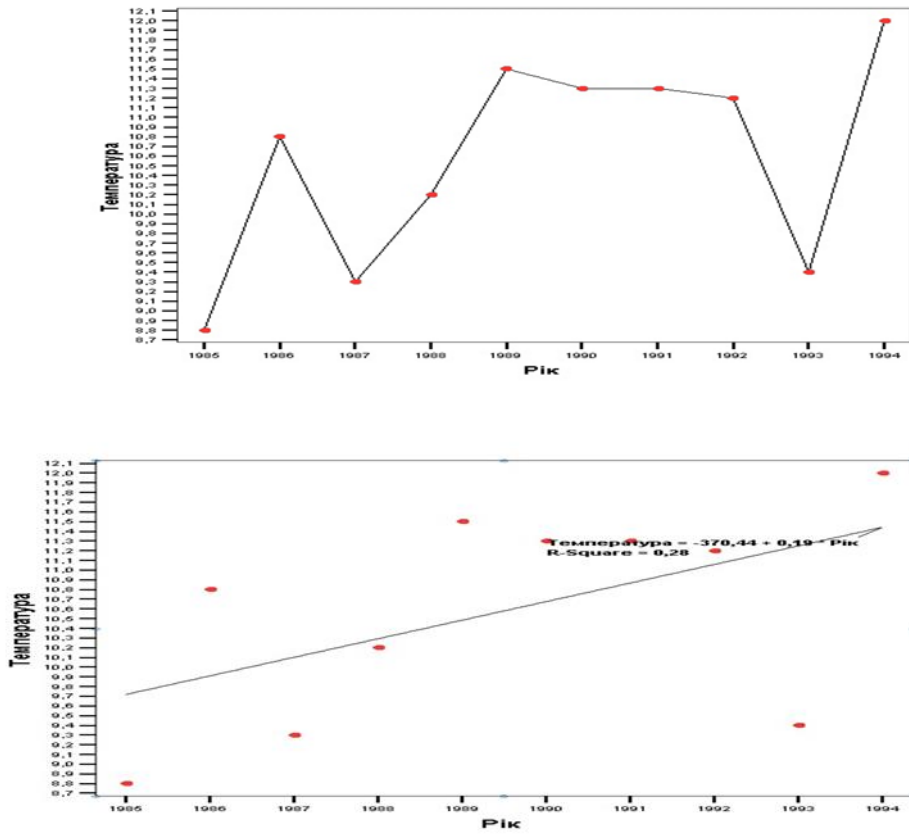
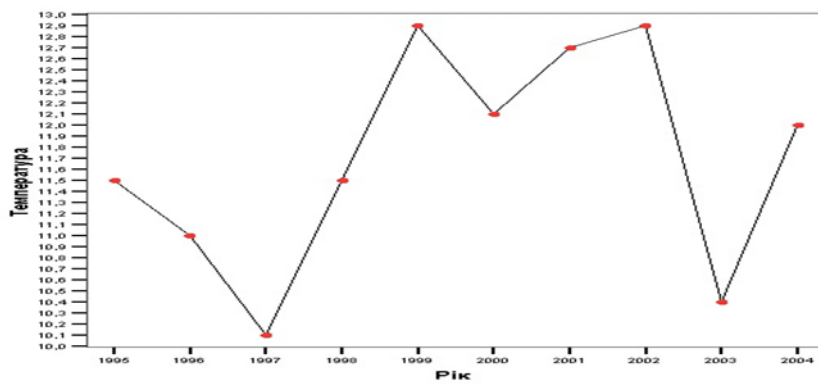


Рис. 3.2.5 – графік часового ходу та тренд лінійної регресії температури води на станції Одеса – порт за 1985 – 1994 рр.





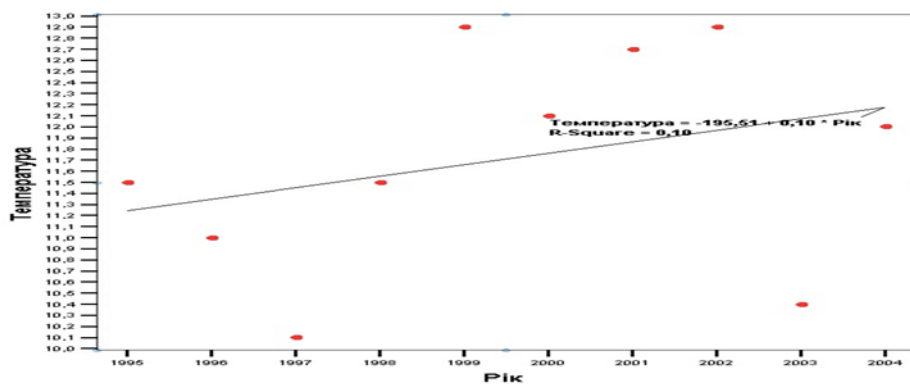


Рис. 3.2.6 – графік часового ходу та тренд лінійної регресії температури води на станції Одеса – порт за 1995 – 2004 рр.

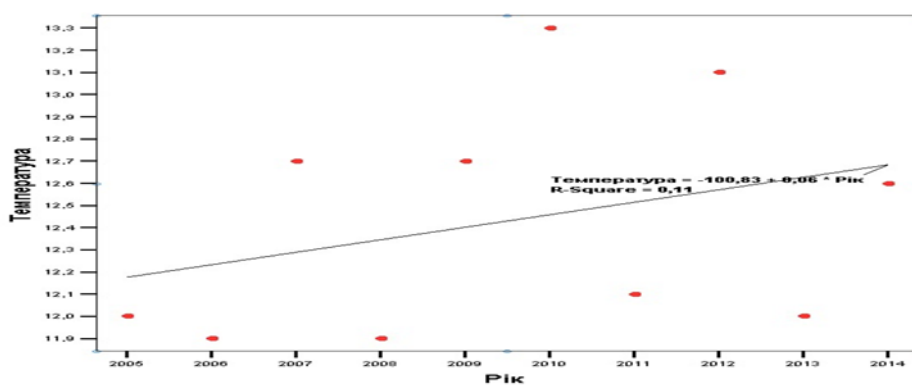
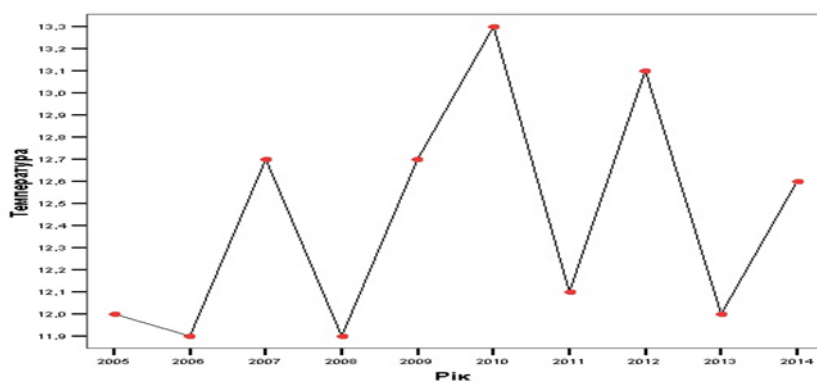


Рис. 3.2.7 – графік часового ходу та тренд лінійної регресії температури води на станції Одеса – порт за 2005 – 2014 рр.

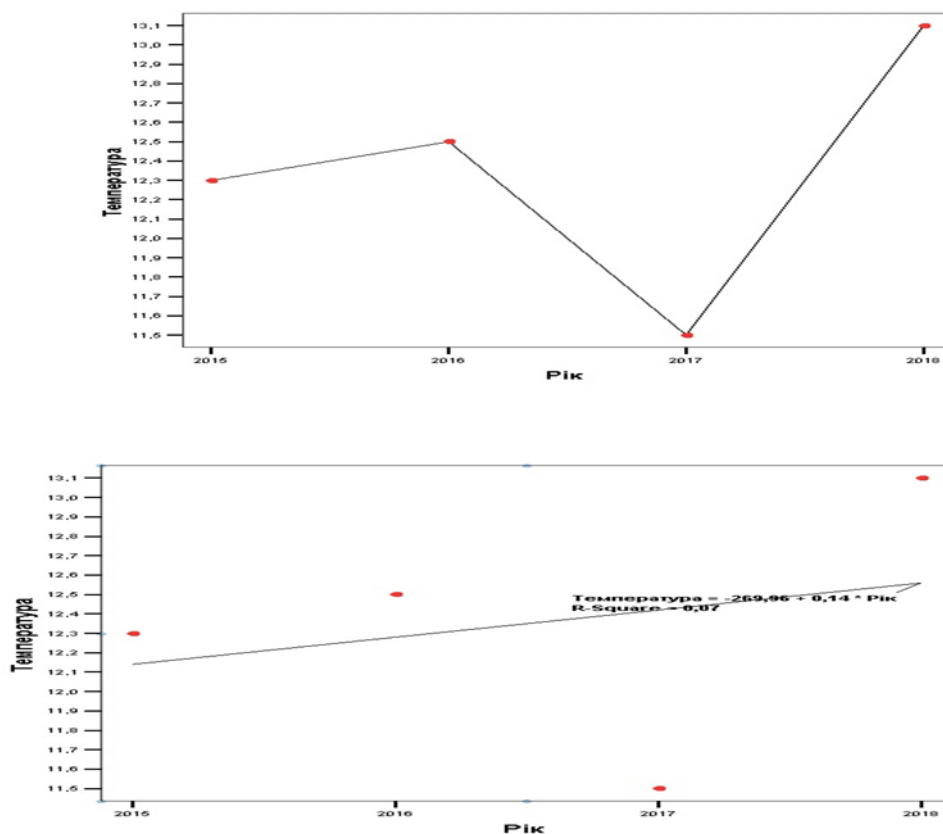


Рис 3.2.8 – графік часового ходу та тренд лінійної регресії температури води на станції Одеса – порт за 2015 – 2018 рр.

Навіть візуально можна помітити, що характер змін температури води дещо змінився. Для цього ми розділили весь інтервал спостережень на два періоди - з 1985 по 2003 рік, коли спостерігався інтенсивний ріст температури з великою амплітудою коливань, і з 2004 по 2018 рік, коли зростання температури стабілізувалось і амплітуда зменшилась.

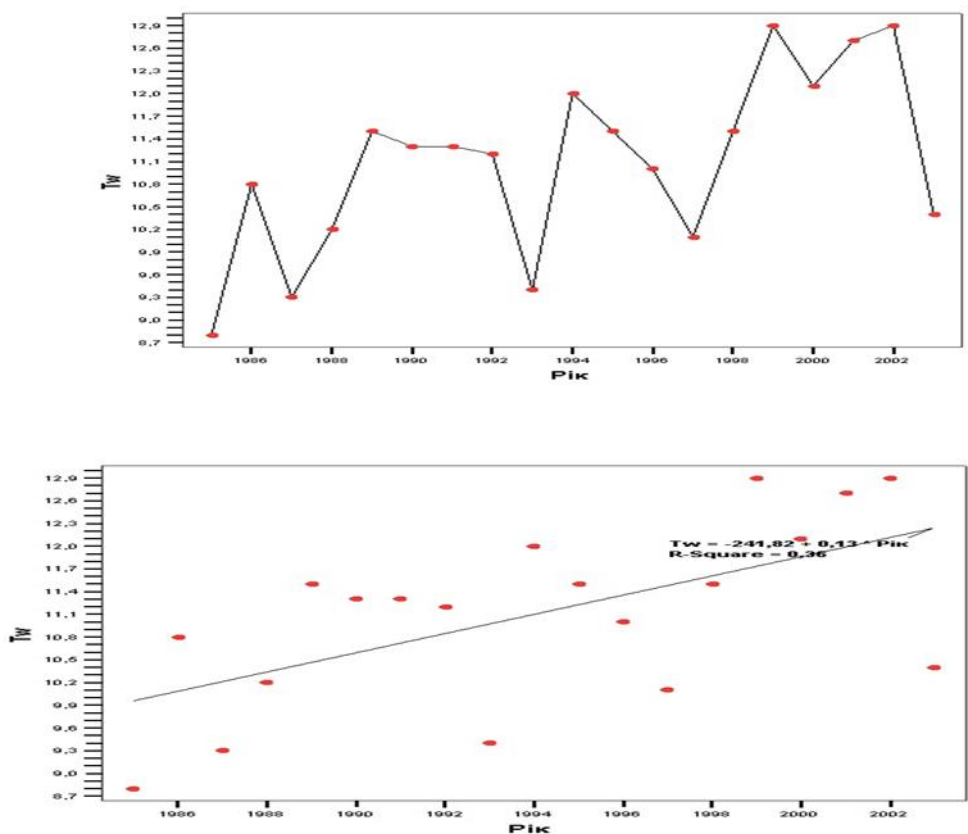


Рис. 3.2.9 – графік часового ходу та тренд лінійної регресії температури води на станції Одеса – порт за період з 1985 – 2003 рр.

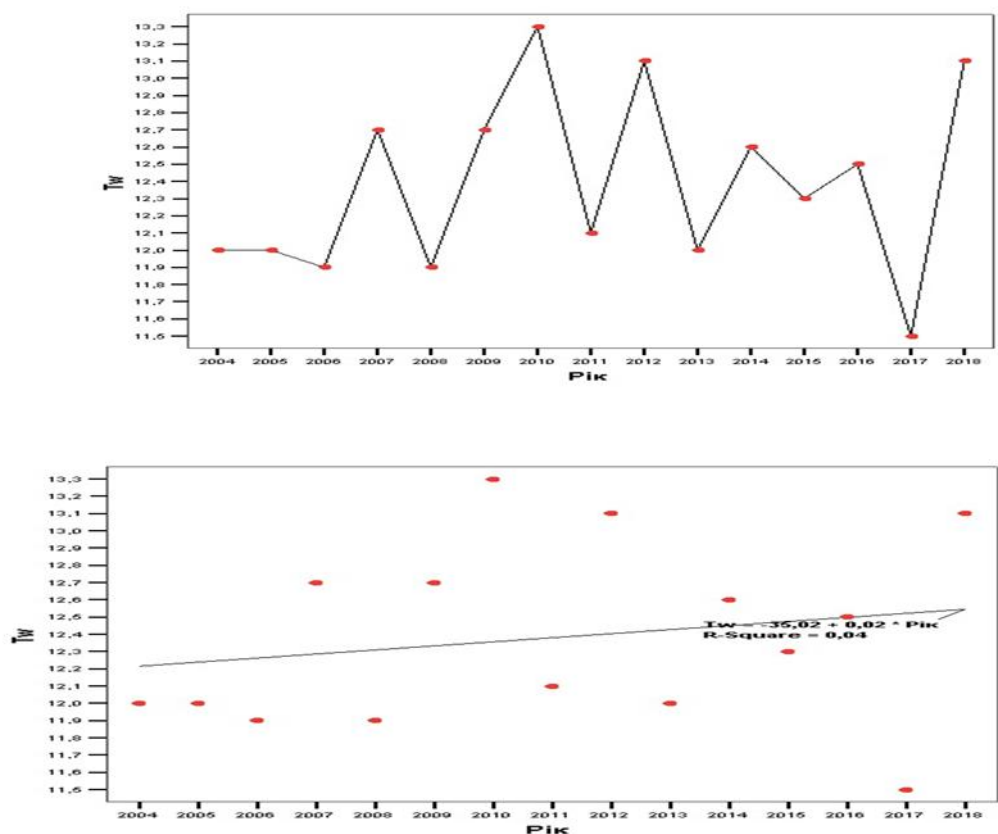


Рис. 3.2.10 – графік часового ходу та тренд лінійної регресії температури води на станції Одеса – порт за період з 2004 – 2018 рр.

Табл. 3.3 – статистичний опис періоду 1985 – 2003 рр.

Описательные статистики			
		Температура	N валидных (целиком)
<b>N</b>	Статистика	19	19
<b>Минимум</b>	Статистика	8,8	
<b>Максимум</b>	Статистика	12,9	
<b>Среднее</b>	Статистика	11,100	
<b>Стд. отклонение</b>	Статистика	1,1842	
<b>Асимметрия</b>	Статистика	-0,274	
	Стд. ошибка	0,524	
<b>Экцесс</b>	Статистика	-0,494	
	Стд. ошибка	1,014	

Табл. 3.4 – статистичний опис періоду 2004 – 2018 рр.

Описательные статистики			
		Температура	N валидных (целиком)
<b>N</b>	Статистика	15	15
<b>Минимум</b>	Статистика	11,5	
<b>Максимум</b>	Статистика	13,3	
<b>Среднее</b>	Статистика	12,380	
<b>Стд. отклонение</b>	Статистика	0,5281	
<b>Асимметрия</b>	Статистика	0,287	
	Стд. ошибка	0,580	
<b>Экцесс</b>	Статистика	-0,869	
	Стд. ошибка	1,121	

Згідно табл. 3.3 – 3.4 та рис. 3.2.9 – 3.2.10 бачимо, що СКВ температури води зменшилось більше ніж у 2 рази, а тренд з  $0,163^{\circ}\text{C}/\text{рік}$  до  $0,02^{\circ}\text{C}/\text{рік}$  (тобто в 8 раз). Таким чином, можна зробити висновок, що в районі Одеси глобальне потепління стабілізувалось. Однак, якщо врахувати нинішній спекотний рік, то з таким висновком можна не поспішати.

На рис. 3.2.11 показана спроба виділити періодичності у часових рядах температури води і повітря.

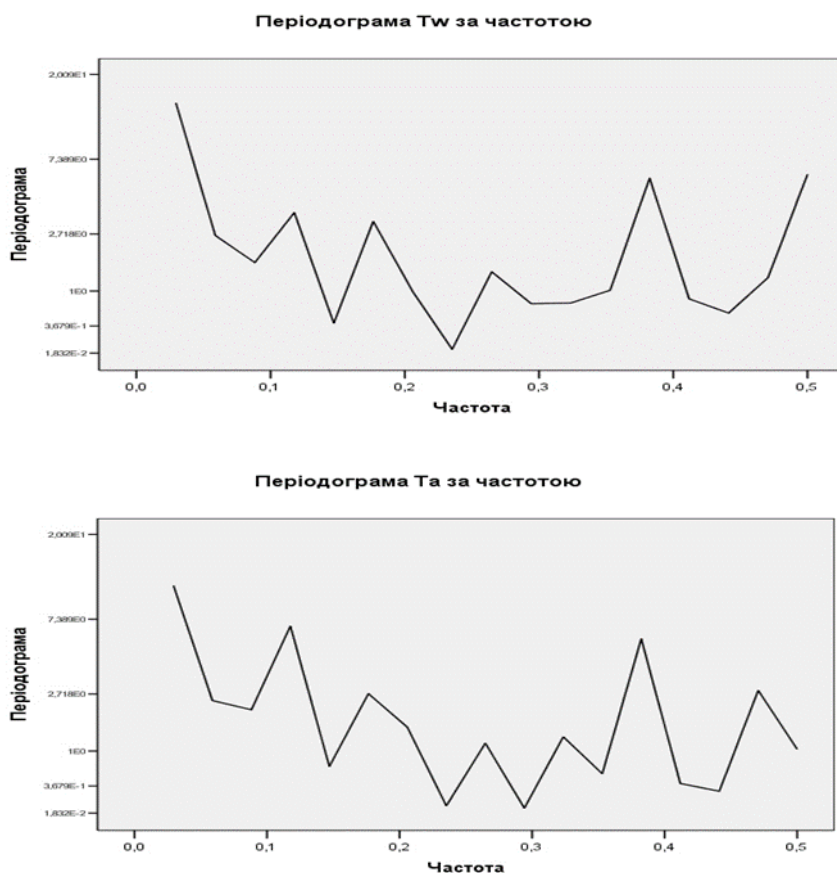


Рис. 3.2.11 – періодограма температури води та повітря за частотою

За нашими даними виділяються піки на частотах 0,1 і 0,18 циклу в рік, що відповідає періодам 10 і 5,5 років. Можна припустити, що вони викликані коливаннями сонячної активності і явищем ЕНПК (Ель - Ніньо - Південне коливання), проте для того, щоб це стверджувати необхідні довші ряди спостережень і додаткові дослідження.

На рис. 3.2.12 зроблена спроба простежити зв'язок між температурою води і повітря. Для цього були розраховані функції взаємної кореляції і взаємний спектр між цими параметрами.

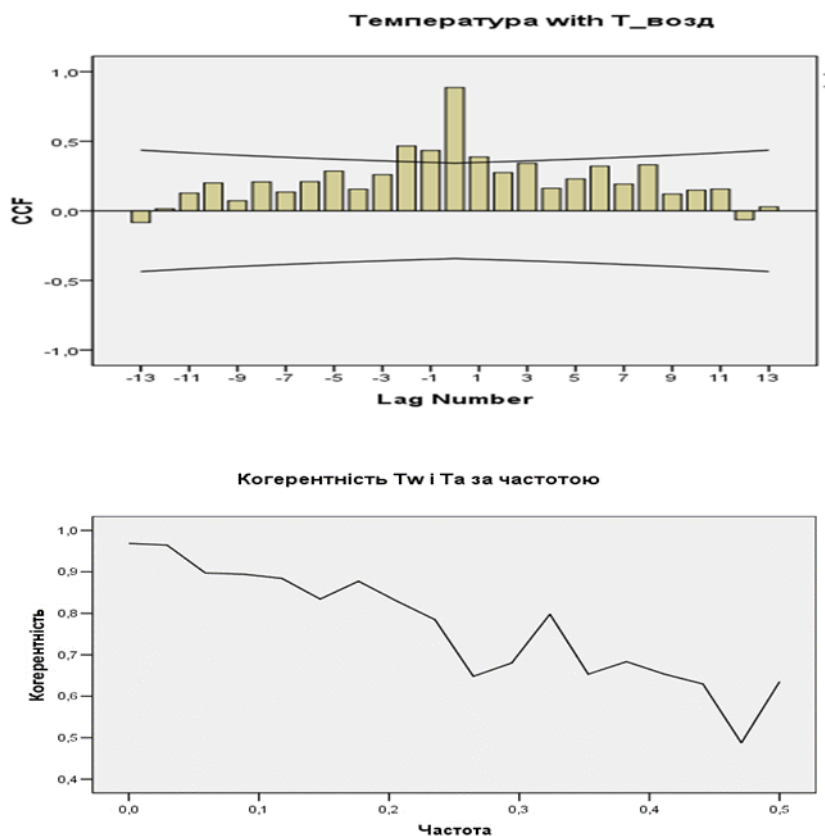


Рис. 3.2.12 – графік взаємної кореляції та когерентність між температурою води та повітря

Графік кореляційної функції показав високу ступінь зв'язку між ними (коефіцієнт кореляції становить 0,886). Значний зв'язок (вище довірчого інтервалу) простежується і при зсуві на 1-2 роки одного ряду щодо іншого, причому ряд температури води слідує з запізненням по відношенню до температури повітря. Графік когерентності рядів також показує високу ступінь зв'язку між рядами на всіх частотах. Особливо висока ступінь зв'язку на частотах 0,15 і 0,24 циклу в рік, що підтверджує попередні висновки.

### 3.3 Мінливість солоності води за даними спостережень на станції Одеса – порт

Наступний параметр який був розглянутий це солоність. На рис 3.3.1 показані графіки часового ходу і рівняння регресії для солоності. Тимчасовий хід солоності показує різке зростання в 1985 - 1987 роках та її подальше зменшення.

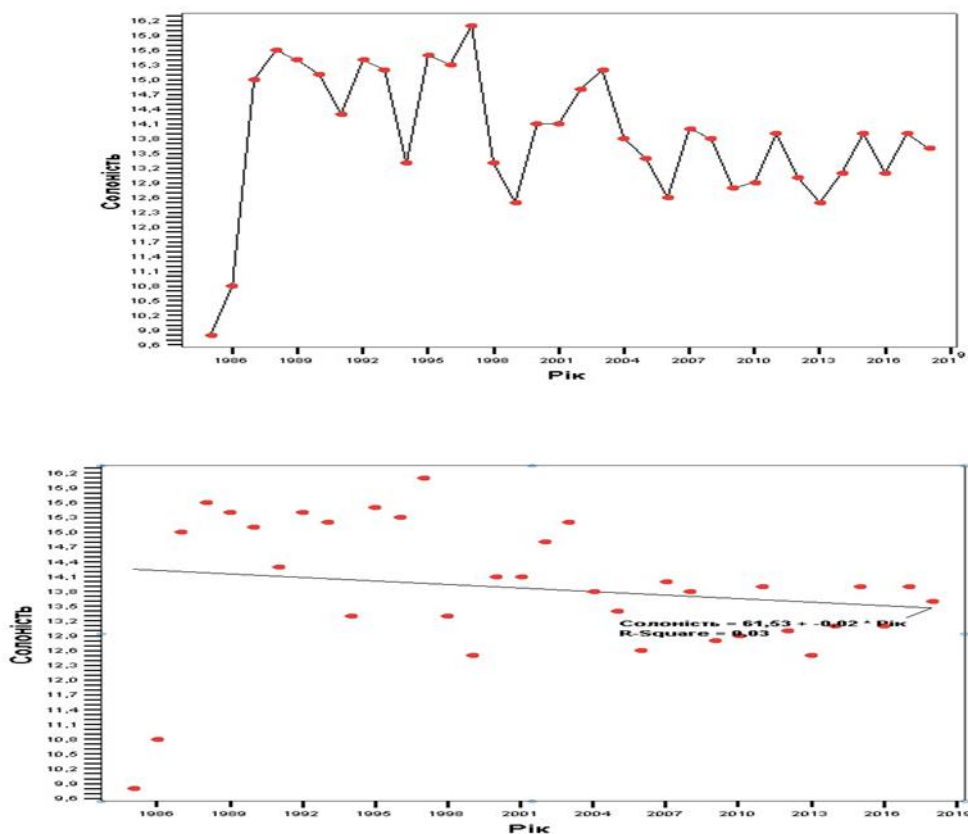
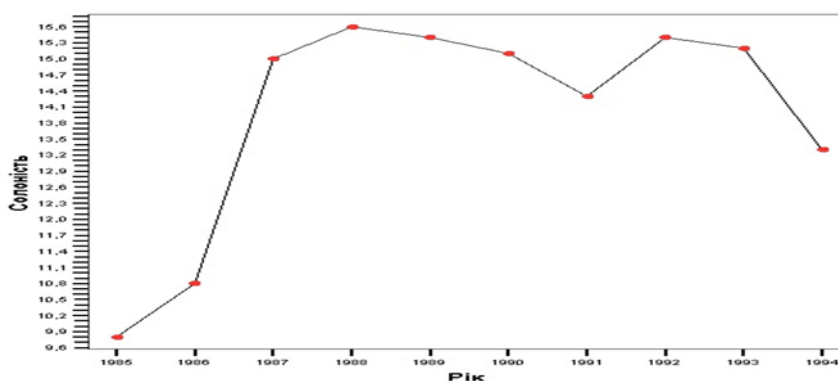


Рис. 3.3.1 – графік часового ходу та тренд лінійної регресії солоності води на станції Одеса – порт за 1985 – 2018 рр.

Рівняння регресії дає нам падіння солоності за досліджуваний період зі швидкістю 0,02 % / рік. Більш детально процес зміни солоності на рис. 3.3.2 – 3.3.5, де весь інтервал спостережень розбитий на десятирічні періоди.



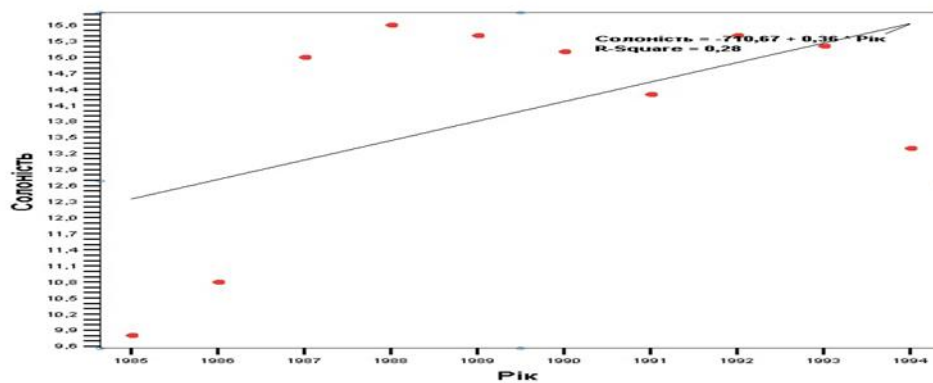


Рис. 3.3.2 – графік часового ходу та тренд лінійної регресії солоності води на станції Одеса – порт за 1985 – 1994 рр.

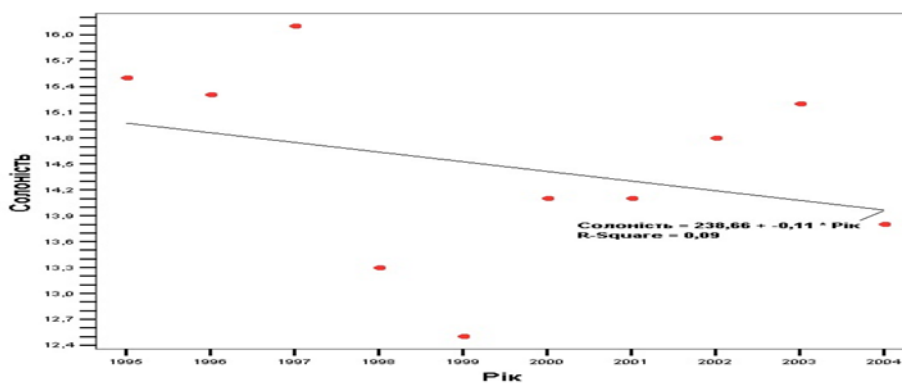
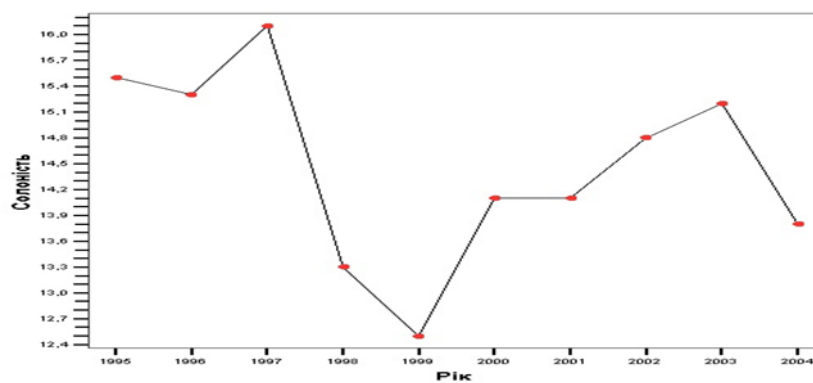


Рис. 3.3.3 – графік часового ходу та тренд лінійної регресії солоності води на станції Одеса – порт за 1995 – 2004 рр.



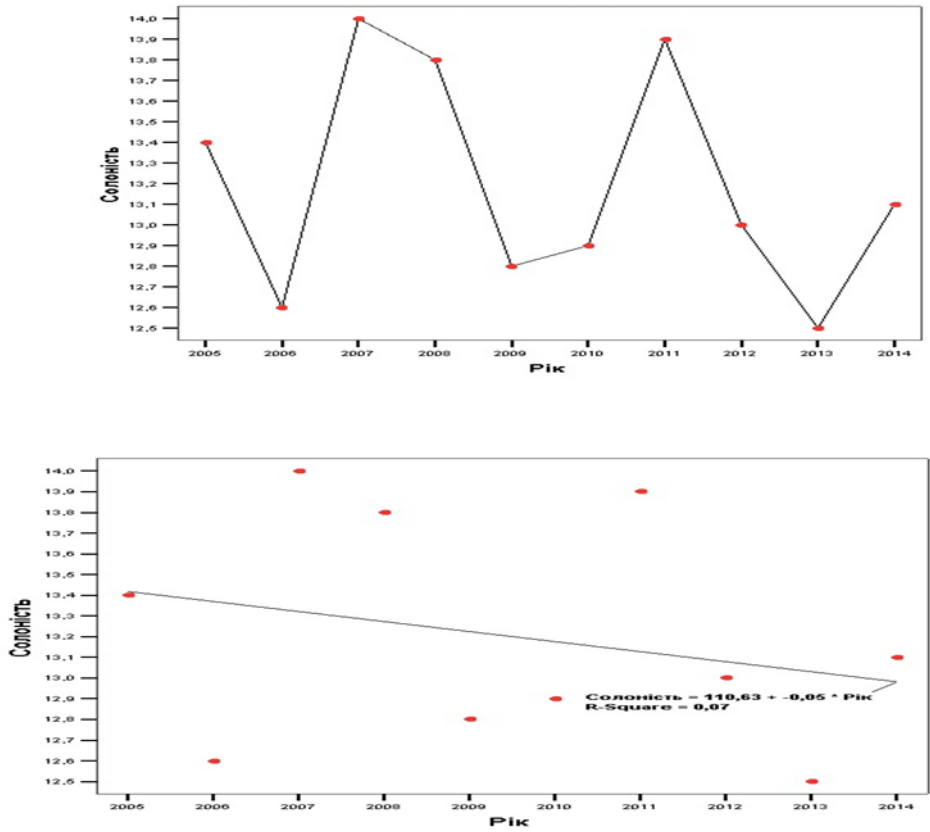


Рис. 3.3.4 – графік часового ходу та тренд лінійної регресії солоності води на станції Одеса – порт за 2005 – 2014 рр.

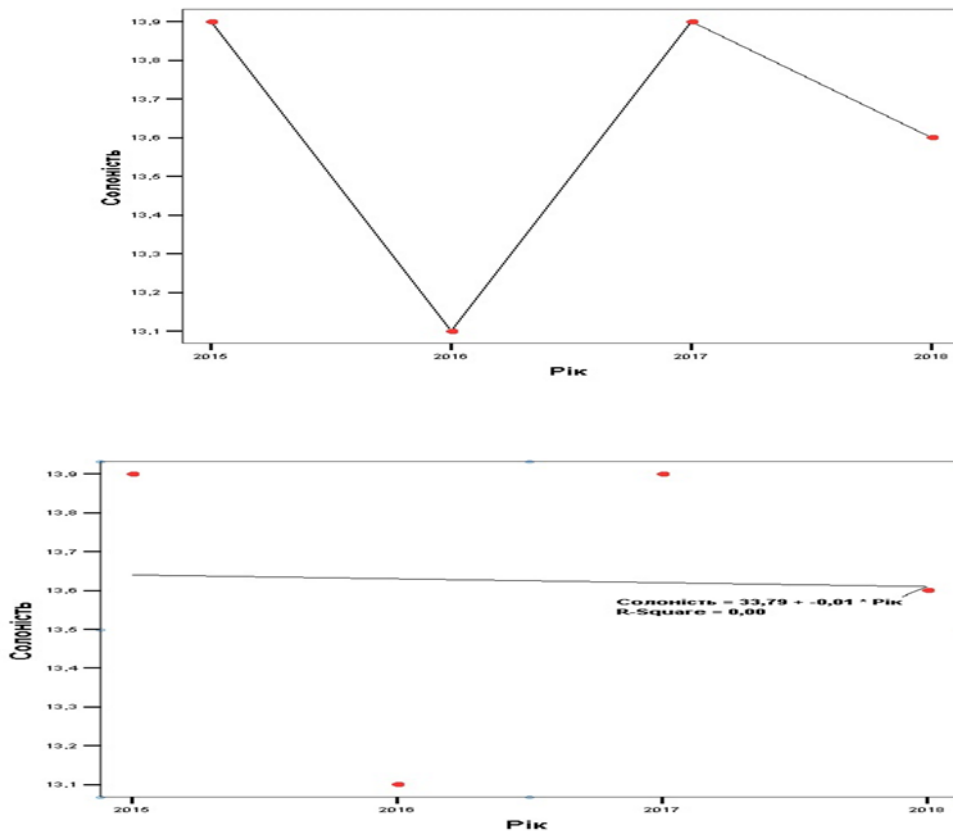


Рис. 3.3.5 – графік часового ходу та тренд лінійної регресії солоності води на станції Одеса – порт за 2015 – 2018 рр.

Перше, на що звертаєш увагу, це те, що за винятком першого десятиліття, коли тенденція зміни солоності була позитивною (в основному за рахунок зростання від 9,8‰ в 1985 році до 16,6‰ в 1988 році), в решту часу вона зменшувалася. Зменшувалася і амплітуда коливань.

Табл. 3.3.1 – статистичний опис солоності води на станції Одеса – порт за 1985 – 2018 рр.

Описательные статистики			
		Солоність	N валидных (целиком)
<b>N</b>	<b>Статистика</b>	34	34
<b>Минимум</b>	<b>Статистика</b>	9,8	
<b>Максимум</b>	<b>Статистика</b>	16,1	
<b>Среднее</b>	<b>Статистика</b>	13,856	
<b>Стд. отклонение</b>	<b>Статистика</b>	1,3616	
<b>Асимметрия</b>	<b>Статистика</b>	-0,836	
	<b>Стд. ошибка</b>	0,403	
<b>Экцесс</b>	<b>Статистика</b>	1,356	
	<b>Стд. ошибка</b>	0,788	

Табл. 3.3.2 – статистичний опис 10 – річних періодів солоності води на станції Одеса – порт

Період	1985-1994	1995-2004	2005-2014	2015-18
Середня (‰)	13,99	14,47	13,2	13,22
Середньоквадратичне відхилення	2,07	1,1	0,54	0,37

СКВ зменшилось від 2,07‰ в першу декаду до 0,37‰ в останню. В загалому можна зробити висновок, що зміна солоності в останні роки також стабілізується.

Далі досліджується зв'язок між коливаннями солоності і стоком Дніпра (рис. 3.3.6). Відразу слід сказати, що тісного зв'язку між ними не знайдено. Коефіцієнт кореляції між ними незначний і становить 0,286. За графіком взаємкореляційної функції спостерігається слабкий зв'язок між рядами при їх зсуві один щодо одного на 9 років (рис. 3.3.7). Але швидше за все це пояснюється невеликою довжиною рядів (всього 32 ряду). Значення когерентності також на всіх частотах не виходять за межі 0,5 (рис. 3.3.8)

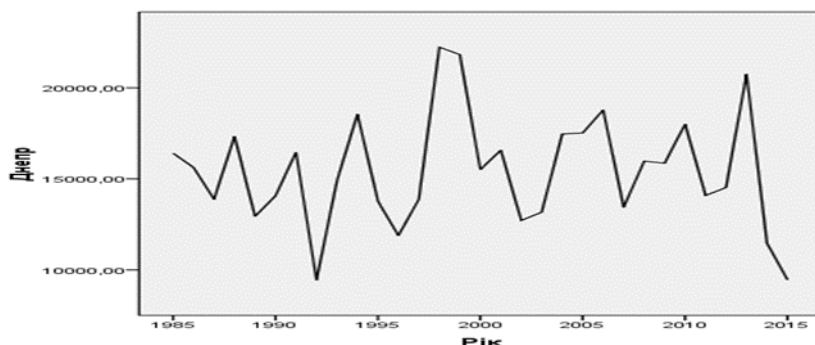


Рис. 3.3.6 – стік р.Дніпро за 1985 – 2018 рр.

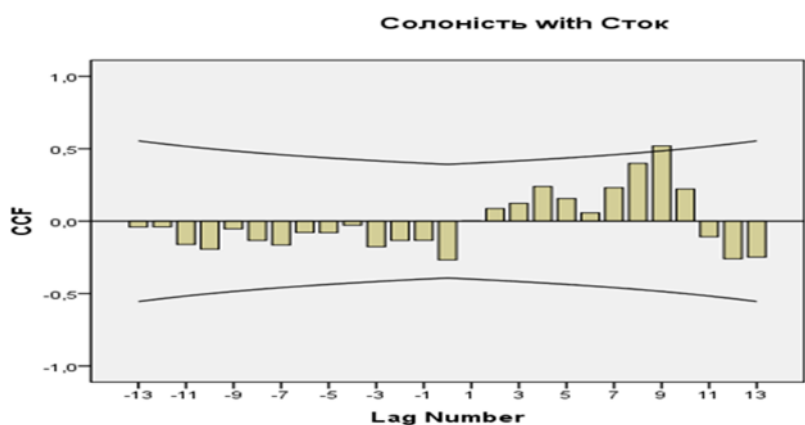


Рис. 3.3.7 – взаємкореляційна функція солоності води та стоку р. Дніпро

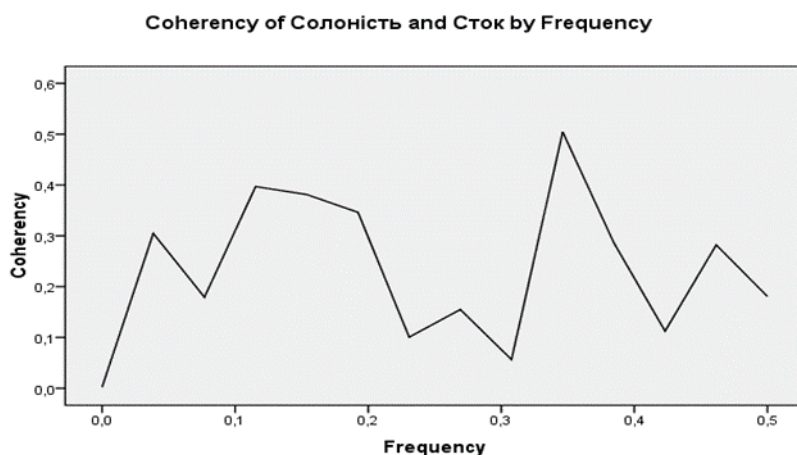


Рис. 3.3.8 – функція когерентності для солоності води та стоку р. Дніпро

Аналіз періодограм (рис. 3.3.9) також не дає значних результатів. На обох спектрах можна виділити пік на частоті 0,17, що відповідає періоду приблизно в 5 років. Що можливо також пов'язано з явищем ЕНПК.

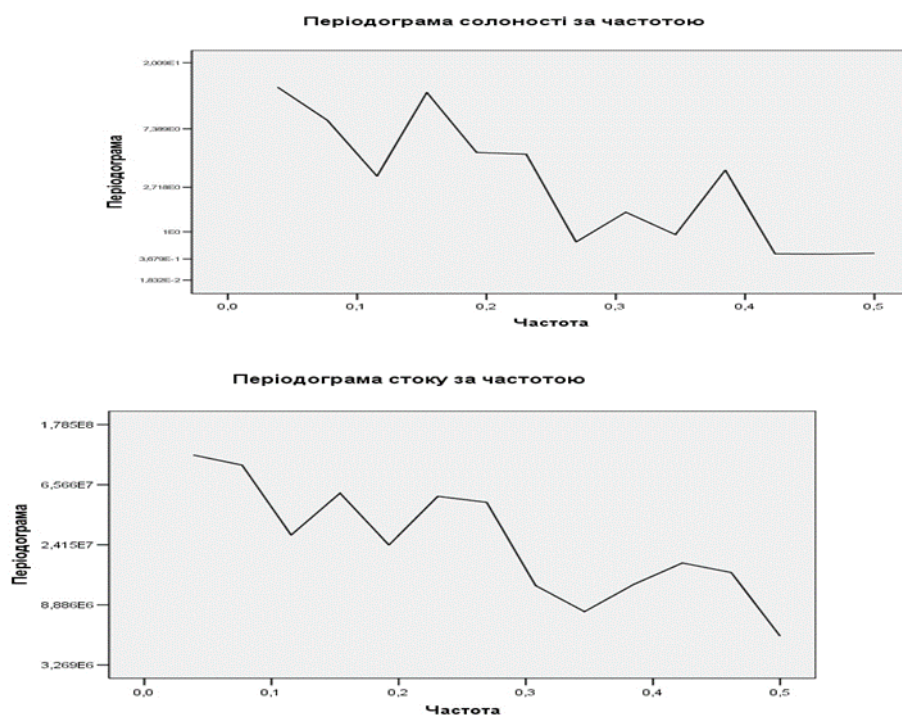


Рис. 3.3.9 – періодограма солоності води та стоку за частотою на станції Одеса - порт

## ВИСНОВКИ

1. За даними станції Одеса-порт за 1985-2018 роки, відбувається підвищення температур як води, так і повітря з однаковою швидкістю  $A = 0,08^{\circ}\text{C}/\text{рік}$ .
2. Весь період спостережень можна розбити на два періоди: з 1985 по 2003 роки і з 2004 по 2018 рік. Перший період характеризується інтенсивним підвищенням температури і значними її коливаннями. У другій період відбувається стабілізація температури. Значення тренду зменшуються, і амплітуда коливань знижується.
3. За нашими даними виділяються піки на частотах 0.1 і 0,18 циклу в рік, що відповідає періодам 10 і 5,5 років. Можна припустити, що вони викликані коливаннями сонячної активності і явищем ЕНПК (Ель-Ніньо - Південне коливання), проте для того, щоб це стверджувати необхідні довші ряди спостережень і додаткові дослідження.
4. Спостерігається висока ступінь зв'язку між температурами води і повітря (коефіцієнт кореляції становить 0.886). Значний зв'язок простежується і при зсуві на 1-2 роки одного ряду щодо іншого, причому ряд температури води слідує з запізненням по відношенню до температури повітря. Графік когерентності рядів також показує високу ступінь зв'язку меду рядами на всіх частотах. Особливо висока ступінь зв'язку на частотах 0,15 і 0,24 циклу в рік.
5. Часовий хід солоності показує її різке зростання в 85-87 роках і її подальше зменшення.
6. Зміни солоності в останні роки також стабілізуються. Зменшується амплітуда коливань, а значення тренда прагнуть до 0.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Panin N. General Oceanographic Properties: Geography, Geology and Geochemistry. Chapter 1B// BSC, 2008. State of the Environment of the Black Sea (2001 - 2006/7). Edited by Temel Oguz. Publications of the Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution (BSC) 2008-3, Istanbul, Turkey, 448 p.
2. Суховой В. Ф. Моря Мирового океана. - Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 288 с.
3. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М., Изд-во МГУ, 1982, 192 с.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том IV. Черное море выпуск 1. Гидрометеорологические условия. С.П.-б, ГМИ. 1991, -429с.
5. Mee L.D. The Black Sea in crisis: a need for concerted international action. *Ambio*, 21.1992, p.278-286.
6. Северо-западная часть Черного моря: биология и экология. Отв.ред. Зайцев Ю.П.. Киев. Наукова думка. 2006. –701с.
7. Гидрология дельты Дуная. Под ред. В.Н. Михайлова. Москва, ГЕОС, 2004, -448с
8. Миньковская Р.Я. Океанография морского устья рек Днепр и Южный Буг. НАНУ МГИ, Севастополь, НПЦ «ЭКОСИ- гидрофизика», 2012, - 515с.
9. Справочник по климату Черного моря. Под ред. Соркиной А.И. МО ГМИ, Москва, 1974. -406 с.
10. Воскресенская Е.Н., Маслова В.Н. Проявление Атлантической мультideкадной осцилляции и Тихоокеанской декадной осцилляции в изменчивости циклонической активности в Черноморско-Средиземноморском регионе в зимний период.// Экологическая безопасность прибрежных и шельфовых зон и комплексное использование ресурсов шельфа – Севастополь, 2010.- Вып.23. – С.7-21
11. Воскресенская Е.Н., Особенности изменчивости гидрометеохарактеристик Черноморского региона под влиянием разных типов Эль-Ниньо /Воскресенская Е.Н., Михайлова Н.В.//, Системы контроля окружающей среды.-2005.-С.262-267
12. Polonsky A.B, Voskresenskaya E.N., Naumova V.A. Climatic anomalies, Black Sea hurricanes and environmental conditions // Bull. Of black Sea Commission.-2008.-10.-P.3-5.

13. Баянкина Т.М., Средиземноморские циклоны и погодно-климатические аномалии в Черноморском регионе // Системы контроля окружающей среды.-2006.-С.319-323
14. Типовые поля ветра и волнения Черного моря/ под ред.Э.Н. Альтмана, Г.В. Матушевского.-Севастополь:СО ГОИН, 1987.-116с.
15. Ефимов В. В., Тимофеев Н. А. Теплобалансовые исследования Черного и Азовского морей. – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1990. – 237 с.
16. Ефимов В.В., Тимофеев Н.А., Шутова Е.Н. Теплобалансовые исследования Черного и Азовского морей. Взаимодействие с атмосферой.- Севастополь, 1989, - Препринт/ АН УССР МГИ. - 60 с.
17. Бурман Э.А. Местные ветры. - Л.: Гидрометеиздат, 1969. -341 с.
18. Климатический и гидрологический атлас Черного и Азовского морей./ Под ред. Самойленко В.С.- М.: Гидрометеиздат, 1956,- 106 с.
19. Гидрометеорологические условия морей Украины, Том 2, Черное море. - Севастополь, -2012. -421с.
20. Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н. Режим ветра северо-западной части Черного моря и его климатические изменения. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь : ЭКОСИ-гидрофизика, 2008.- вып.17.- С.225-243.
21. Мещерская А.В., Еремин В.В., Баранова А.А., Майстрова В.В. Изменения скорости ветра на севере России во второй половине XX века по приземным и аэрологическим данным // Метеорология и гидрология.– 2006.– № 9.– С.46-58.
22. Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н., Липченко М.М. Ветры и волнение в прибрежной зоне юго-западной части Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика.– 2003.– вып.9.– С.13-28.
23. Климат Украины / Под ред. В.М. Липинского, В.А. Дячука, В.Н. Бабиченко.-Киев:Изд-во Раевского, 2003. - 343с.
24. Солянкин Е.В. Атмосферные осадки над Черным морем.- Труды ИОАН СССР, 1962, т. 57, С. 35-46.
25. [http://www.cmar.csizo.au/sealevel/sl\\_data\\_cmar.htm](http://www.cmar.csizo.au/sealevel/sl_data_cmar.htm)
26. Корнева Л.А., Шеногина З.Б. Некоторые особенности колебаний гидрометеорологического режима прибрежного района.- В сб. "Вопросы физики моря", Севастополь, МГИ АН УССР, 1972, С. 63-72.
27. Шаханова Т.В., Шутова Е.И. Результаты исследований внешнего теплового баланса Черного моря на НИС "М.Ломоносов".-

- Всб."Гидрофизические и гидрохимические исследования".- Киев, Наукова думка, 1967, С. 92-101.
28. Макеров Ю.В. Тепловой баланс Черного моря.- Труды ГОИН, 1961, вып. 61, С. 169-198.
29. Прусенков А.С. Испарение с поверхности Черного моря. // Океанология, 1962, т. 2, С. 51-58.
30. Солянкин Е.В. Влагооборот в Черном море.- Океанология, 1962, т. 2, вып. 2, С. 238-250.
31. Солянкин Е.В., Осадчий А.С. Теплооборот в Черном море.- Океанология, 1962, т.2, вып. 4, С. 602-613.
32. Голубева З.А. Изменчивость теплового баланса поверхности Черного моря.- Труды ГОИН, 1987, вып.180, С. 21-32
33. Сакали Л.И., Зарановская А.В. Тепловой баланс Черного и Азовского морей. - Труды УкрНИГМИ, 1969, вып. 87, С. 38-60.
34. Кабатченко И.М. Многолетняя изменчивость ветра и ветровых волн Черного моря. - М.: ГОИН, 1985,- 22 с. Деп. в ИЦ ВНИИГМИМЦД 13.05.85, N158М-Д85.
35. Чернякова А.П. Режим осадков на побережье Черного моря при различных типах синоптических процессов. - Сб. работ БГМО ЧАМ, 1967, вып. 5,- 115 с.
36. Липченко А.Е., Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Липченко М.М. Уменьшение испарения с поверхности Черного моря во второй половине XX столетия как следствие глобальных изменений климата // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика.– 2006.– вып.14.– С.13-28.
37. Гертман И.Ф. Статистический термохалинный анализ вод Черного моря в сезонном развитии. // Тр. ГОИН, вып. 180, 1987. - С. 45-58.
38. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. - Л.: Гидрометеиздат, 1987. - 511 с.
39. Голубев Ю.Н., Тужилкин В.С. Некоторые аспекты синоптической изменчивости гидрофизических полей Черного моря. - Препринт АН УССР, МГИ, Севастополь, 1990. - 72 с.
40. Филиппов Д.М. Циркуляция и структура вод Черного моря.// М.: Наука, 1968.-136 с.
41. Блатов А. С., Булгаков Н. П., Иванов В. А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря.- Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 240 с.



42. Книпович Н.М., Гидрологические исследования в Черном море // Тр. Азово-черноморск. научно-промысл. экспед., 1932, №10.-274 с.
43. Богатко О.Н., Богуславский С.Г., Беляков Ю.М., Иванов Р.Е. Поверхностные течения в Черном море. Комплексные исследования Черного моря. Морской гидрофизический институт, Севастополь, Украина, 1979, с.25–33.
44. Овчинников И.М., Попов Ю.И. Особенности формирования холодного промежуточного слоя (ХПС) в Черном море при экстремальных зимних условиях // Тр. ГОИН. – 1990. – Вып.190. С.132-150.
45. Oguz, T.V., Aubrey, D.G., Latun, V.S., Demirov, E., Koveshnikov, L., Sur, H.I., Diaconu, V.S., Besiktepe, S., Duman, M., Limeburner, R., Eremeev, V. Mesoscale circulation and thermohaline structure of the Black Sea observed during HydroBlack '91// Deep-Sea Research 1994. 41 (1), P.603–628.
46. Afanasyev, Y.D., Kostianoy, A.G., Zatsepin, A.G., Poulain, P.-M. 2002. Analysis of velocity field in the Eastern Black Sea from satellite data during the Black Sea '99 experiment // Journal of Geophysical Research. 107 (C8).
47. Zatsepin, A.G., Ginzburg, A.I., Kostianoy, A.G., Kremenetskiy, V.V., Krivosheya, V.G., Stanichny, S.V., Poulain, P.-M., 2003. Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing. // Journal of Geophysical Research 108 (C8), 3246.
48. Oguz, T., Latun, V.S., Latif, M.A., Vladimirov, V.L., Sur, H.I., Markov, A.A., Ozsoy, E., Kotovshchikov, B.B., Eremeev, V.N., Unluata, U. Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea. // Deep-Sea Res. 1993. 40 (8), 1597 – 1612.
49. Korotaev, G.K., Saenko, O.A., Koblinsky, C.J., 2001. Satellite altimetry observations of the Black Sea level. Journal of Geophysical Research 106 (C1), 917–933.
50. Мотыжев С.В., Еремеев В.Н., Лунев Е.Г., Мотыжев В.С., Толстошеев А.П. Особенности дрефтерного мониторинга Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Сб. научн. тр. Вып II. НАН Украины, МГИ, ИГН, ОФИНБЮМ. Севастополь, 2004. С. 122-131.
51. Rachev, N.H., Stanev, E.V., 1997. Eddy processes in semienclosed seas: a case study for the Black Sea. Journal of Physical Oceanography 27, 1581–1600.
52. Stanev, E.V., Beckers, J.-M., 1999. Numerical simulations of seasonal and interannual variability of the Black Sea thermohaline circulation. Journal of Marine Systems 22, 241–267

53. Stanev, E.V., 1990. On the mechanisms of the Black Sea circulation. *Earth-Science Reviews* 28, 285–319.
54. Poulain P-M, Barbanti R, Motyzhev S and Zatsepin A. Statistical description of the Black Sea near-surface circulation using drifters in 1999–2003. [Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. Vol. 52, Issue 12, 2005, p. 2250–2274](#)
55. Коротаяев Г.К., Никифоров А.А. Трансфронтальный перенос синоптическими вихрями в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Сб. науч. тр, выпуск №4 НАН Украины, МГИ Севастополь, 2004. С.40-52.
56. Журбас В.М. Зацепин А.Г., Григорьева Ю.В., Еремеев В.Н. Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрейферным данным // *Океанология*, 2004. т. 44, №1. С. 34-48.
57. Овчинников И.М., Виноградов М.Е. Зимние исследования экосистемы Черного моря // *Океанология*.-1991.-Т.30, вып.6,С.1081-1089.
58. Лонин С.А. Моделирование течений и распространения примесей в северо-западной части Черного моря // ГОИН. Одесское отделение.- 28 с.- Деп. в ВНИИГМИ МЦД, N 10007 - гм 90.