

УДК 556.5:551.468.4
КП XXXXXX
№ держ. реєстр. 0113U000696
Інв. №

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
(ОДЕКУ)
65016 України, м. Одеса, вул. Львівська, 15
тел. (0482) 32-67-35

ЗАТВЕРДЖУЮ
Ректор ОДЕКУ
д.фіз.-мат.н., проф. С.М. Степаненко

2014.12.20

ЗВІТ
ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ
КОМПЛЕКСНЕ УПРАВЛІННЯ ВОДНИМИ РЕСУРСАМИ
ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ТА ЙОГО ГІДРОЕКОЛОГІЧНИМ
СТАНОМ В УМОВАХ АНТРОПОГЕННОГО ВПЛИВУ І
КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН
(заключний)

Науковий керівник НДР
д-р геогр. наук, проф.

Ю.С. Тучковенко

2014
Рукопис закінчено 15 грудня 2014 р.
Результати роботи розглянуті Вченою Радою ОДЕКУ,
протокол від 2014.12.18 № 4

СПИСОК АВТОРІВ

Науковий керівник, пров. наук. співроб. д.геогр.н., професор	_____	Ю.С. Тучковенко (вступ, розділи 1, 2, 4, 5, 13, 15, 16, висновки)
	17.12.14	
Пров. наук. співроб. д.екон.н., доцент	_____	О.Р. Губанова (розділ 3)
	17.12.14	
Пров. наук. співроб. д.геогр.н., професор	_____	Н.С. Лобода (розділи 1.2, 6-9, 11, 13)
	17.12.14	
Пров. наук. співроб. д.геогр.н., професор	_____	В.Ф. Суховій (розділ 1.1, 4.1)
	17.12.14	
Пров. наук. співроб. д.с.-г.н., доцент	_____	П.В. Шекк (розділ 17)
	17.12.14	
Пров. наук. співроб. д.геогр.н., професор	_____	В.М. Хохлов (розділ 10)
	17.12.14	
Ст. наук. співроб. д.біол.н., с.н.с.	_____	Г.Г. Мінічева (розділ 5)
	17.12.14	
Ст. наук. співроб. к.геогр.н., доцент	_____	В.В. Белов (розділ 12)
	17.12.14	
Ст. наук. співроб. к.геогр.н., с.н.с.	_____	Ю.І. Богатова (розділ 5)
	17.12.14	
Ст. наук. співроб. к.геогр.н., доцент	_____	Г.О. Боровська (розділ 10)
	17.12.14	
Ст. наук. співроб. к.геогр.н.	_____	О.М. Гриб (розділи 12-14)
	17.12.14	
Ст. наук. співроб. к.геогр.н.	_____	О.І. Сахненко (розділ 15.3)
	17.12.14	

Ст. наук. співроб. к.геогр.н.	<hr/> 17.12.14	А.М. Куза (розділ 6.2, 11.2)
Ст. наук. співроб.	<hr/> 17.12.14	З.Ф. Сербова (розділ 11.1)
Ст. наук. співроб.	<hr/> 17.12.14	О.А. Тучковенко (розділи 1, 2, 4, 5, 15.4, 16)
Наук. співроб.	<hr/> 17.12.14	Н.Д. Отченаш (розділ 9.1)
Мол. наук. співр.	<hr/> 17.12.14	Ю.В. Божок (розділи 6-8, 10, 11)
Мол. наук. співр.	<hr/> 17.12.14	З.В. Зарудна (розділ 16.2, 16.3)
Мол. наук. співр.	<hr/> 17.12.14	Д.В. Кушнір (розділ 15)
Пров. інженер	<hr/> 17.12.14	С.В. Павленко
Інженер II кат.	<hr/> 17.12.14	Г.О. Велієва
Технік	<hr/> 17.12.14	Д.В. Блищик
Технік	<hr/> 17.12.14	О.О. Поліщук
Технік	<hr/> 17.12.14	А.В. Лещенко
Технік	<hr/> 17.12.14	В.В. Сєбов

Технік		А.В. Торгонський
	<hr/>	
	17.12.14	
Технік		Х.В. Черченко
	<hr/>	
	17.12.14	
Технік		М.Д. Федчішина
	<hr/>	
	17.12.14	

РЕФЕРАТ

Звіт про НДР: 375 с., 188 рис., 74 табл., 2 33 джерела, 1 додаток.

Предмет дослідження – водні ресурси, гідрологічний режим та гідроекологічний стан Тилігульського лиману.

Об'єкт дослідження – Тилігульський лиман північно-західної частини Чорного моря.

Мета дослідження – визначення ролі природних і антропогенних чинників, які формують сучасний гідрологічний режим та гідроекологічний стан Тилігульського лиману, та розробка практичних рекомендацій щодо здійснення водного менеджменту на водозборі р.Тилігул та лиману, з урахуванням антропогенного впливу і кліматичних змін.

Методи дослідження – традиційні методи статистичні обробки та аналізу інформації, стохастична модель «клімат-стік» для оцінки водних ресурсів річок з урахуванням кліматичних змін і водогосподарської діяльності, чисельне моделювання формування водного та біогенного стоку з водозбірною басейну, водно-сольового балансу, гідродинамічних, гідрологічних та гідроекологічних процесів в лимані.

Надані: комплексна фізико-географічна, соціально-економічна, гідрографічна характеристика Тилігульського лиману та його водозбірною басейну; опис природних ресурсів лиману і проблем їх збереження; аналіз гідрологічного і гідроекологічного режимів лиману в сучасних умовах. Визначені: тенденції змін кліматичних чинників формування стоку на водозборі лиману за останні десятиріччя; зміни водних ресурсів річок басейну лиману, які відбулися внаслідок кліматичних змін; вплив водообміну з морем на гідроекологічний режим лиману.

Визначений найбільш вірогідний для регіону водозбірною басейну лиману сценарій кліматичних змін у ХХІ ст. Розроблені, калібровані та верифіковані оригінальні моделі формування водно-сольового балансу та евтрофування вод лиману. Наданий сценарний прогноз змін у ХХІ ст. припливу прісних вод з водозбору до Тилігульського лиману, коливань рівня та солоності води, концентрацій мінеральних та органічних форм біогенних речовин, вмісту кисню.

На підставі модельних розрахунків оцінено ефективність різних сценаріїв водного та екологічного менеджменту Тилігульського лиману, з урахуванням кліматичних змін, антропогенної діяльності та умов водообміну з морем.

ТИЛІГУЛЬСЬКИЙ ЛИМАН, ВОДНІ РЕСУРСИ,
ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ, КЛІМАТИЧНІ ЗМІНИ, МОДЕЛЮВАННЯ

ЗМІСТ

Вступ.....	9
1 Фізико-географічна характеристика Тилігульського лиману та його водозбірною басейну.....	12
1.1 Географічна характеристика лиману.....	12
1.2 Географічна характеристика водозбірною басейну лиману.....	15
2 Природні ресурси Тилігульського лиману, проблеми їх збереження.....	21
2.1 Природні ресурси лиману.....	21
2.2 Екологічні проблеми лиману.....	23
3 Соціо-еколого-економічна характеристика природно-господарського комплексу Тилігульського лиману, проблеми менеджменту	26
4 Гідрологічний режим Тилігульського лиману.....	37
4.1 Мінливість рівня води.....	37
4.2 Мінливість термогалінних умов.....	40
5 Гідроекологічний режим лиману.....	48
6 Зміна кліматичних чинників формування стоку на водозборі Тилігульського лиману за останні десятиріччя.....	62
6.1 Основні тенденції змін кліматичних чинників у межах України.....	62
6.2 Основні тенденції змін кліматичних чинників у межах водозбору Тилігульського лиману.....	64
6.3 Зміна посушливості клімату у басейні Тилігульського лиману.....	71
7 Оцінка водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману за даними спостережень.....	79
7.1 Гідрологічна вивченість.....	79
7.2 Річний стік.....	80
7.3 Внутрішньорічний розподіл стоку.....	86
7.4 Максимальний стік.....	89
7.5 Мінімальний стік.....	90
8 Оцінка водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману за метеорологічними даними.....	94
8.1 Метод водно-теплового балансу як основа визначення природного стоку річок за метеорологічними даними.....	95
8.2 Просторово-часові узагальнення характеристик річного кліматичного стоку на території Північно-Західного Причорномор'я.....	98

8.3 Оцінка природних водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману за моделлю «клімат-стік».....	100
8.4 Оцінка внутрішньорічного розподілу стоку за моделлю «клімат-стік».....	103
8.5 Оцінка характеристик мінімального стоку за моделлю «клімат-стік».....	104
8.6 Оцінка характеристик максимального стоку за моделлю Є.Д. Гопченка.....	106
9 Оцінка водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману в умовах водогосподарської діяльності.....	113
9.1 Стохастична модель побутового річного стоку.....	113
9.2 Штучні водойми як основний чинник антропогенного впливу на водозборі Тилігульського лиману.....	117
9.3 Оцінка впливу штучних водойм на річний стік річок водозбору Тилігульського лиману з використанням моделі «клімат-стік».....	119
10 Обґрунтування вибору регіональної кліматичної моделі для аналізу сучасного стану та прогнозу кліматичних змін в межах водозбору Тилігульського лиману.....	124
10.1 Сценарії майбутніх змін клімату Землі.....	124
10.2 Оцінка відповідності кліматичних сценаріїв даним спостережень.....	127
10.3 Зміни режиму опадів та температури повітря за реалізацією моделі REMO (сценарій M10).....	13
11 Оцінка водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману в умовах змін глобального клімату за сценарієм M10.....	138
11.1 Застосування моделі «клімат-стік» до визначення водних ресурсів за даними сценаріїв змін клімату.....	138
11.2 Зміни кліматичних чинників формування стоку за сценарієм M10.....	143
11.3 Оцінка водних ресурсів за даними сценарію M10 на основі моделі «клімат –стік».....	146
12 Гідрографія та морфометрія Тилігульського лиману.....	155
12.1 Морфометричні характеристики та рельєф дна.....	155
12.2 Характеристика з'єднувального каналу «лиман-море».....	168
13 Водно-сольовий баланс Тилігульського лиману.....	174
13.1 Розрахунок водно-сольових балансів різних частин лиману...	175
13.2 Визначення об'єму та мінералізації атмосферних опадів.....	182
13.3 Визначення об'єму та мінералізації припливних вод (поверхневих, схилових, підземних), що надійшли в лиман з його водозбірною басейну.....	185

13.4 Визначення випаровування з водної поверхні лиману.....	188
13.5 Визначення об'ємів припливу-стоку вод через з'єднувальний канал «лиман-море» та мінералізації морських вод.....	199
13.6 Результати моделювання водно-сольового балансу лиману при різних варіантах водообміну з морем.....	204
14 Оцінка рівнів і мінералізації води Тилігульського лиману та його частин при різних варіантах функціонування водойми в умовах майбутнього клімату.....	217
14.1 Вихідні дані для моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману у майбутньому (до 2100 року).....	217
14.2 Результати моделювання водно-сольового балансу лиману за різних умов функціонування водойми у майбутньому.....	233
15 Чисельне моделювання гідрологічних та гідродинамічних процесів в Тилігульському лимані	237
15.1 Моделювання мінливості термогалінної структури вод	237
15.2 Циркуляція вод	249
15.3 Вітрове хвилювання	266
15.4 Водообмін з морем.....	275
16 Чисельне моделювання гідроекологічних процесів в Тилігульському лимані	289
16.1 Хіміко-біологічний блок моделі евтрофікації	289
16.2 Калібрування параметрів хіміко-біологічного блоку моделі.....	298
16.3 Умови сценарного моделювання гідроекологічних процесів в лимані з урахуванням кліматичних змін.....	300
16.4 Умови моделювання сценаріїв водо- та землекористування на водозборі лиману.....	312
16.5 Результати моделювання впливу кліматичних змін на гідроекологічні характеристики лиману.....	315
16.6 Результати моделювання змін гідроекологічних характеристик лиману за різними сценаріями менеджменту	324
17 Іхтіофауна, рибацьтво та аквакультура в Тилігульському лимані	329
17.1 Основні характеристики іхтіофауни	329
17.2 Рибацьтво	330
17.3 Шляхи та перспективи підвищення різноманіття іхтіофауни та рибопродуктивності Тилігульського лиману в сучасних умовах.....	333
Висновки.....	340
Перелік посилань.....	350
Додаток.....	369

ВСТУП

Тилігульський лиман, розташований на території Північно-Західного Причорномор'я, є унікальною природною системою з численними природними ресурсами, які можуть бути використані для соціально-економічного розвитку прилеглих територій Одеської та Миколаївської областей України в сферах рекреації, екологічного туризму, охорони здоров'я, аквакультури та регламентованого рибальства. Природні ресурси лиману складаються з унікального ландшафту узбережжя, багатства флори і фауни акваторії лиману, а також прилеглих територій, значних запасів лікувальних магнієво-натрієвих мулових грязей. Лиман включено до переліку ІВА-територій, а також до міжнародного списку Рамсарської конвенції про захист водно-болотних угідь, як місця нагулу, гніздування та відпочинку мігруючих птахів. Екологічна система лиману являє собою велику цінність для підтримання біологічної рівноваги регіону. З метою збереження цих природних ресурсів лиман, разом з прилеглими до його узбережжя територіями, включений до природно-заповідного фонду України.

Завдяки відносній віддаленості водозбірного басейну лиману від урбанізованих, промислово розвинутих територій та значній природній стійкості екосистеми до антропогенного впливу [1], яка визначається морфометричними характеристиками водойми, Тилігульський лиман краще, ніж інші лимани Північно-Західного Причорномор'я, зберіг свій природний статус.

Проте, в останні десятиріччя, починаючи з 1989 року (Гребінь В.В., 2010), на території України спостерігаються суттєві зміни клімату та водних ресурсів [2]. У Північно-Західному Причорномор'ї прояв глобального потепління характеризується зростанням посушливості та відповідним зменшенням припливу прісних вод до лиману від річок та тимчасових водотоків [3]. Зростання температур повітря на фоні практично незмінних опадів спричиняє суттєве збільшення витратних статей водного балансу лиману, що у поєднанні із наслідками водогосподарської діяльності сприяє зростанню дефіциту прісного балансу, зменшенню об'єму вод, підвищенню солоності та ступеня трофності вод в лимані. Періодично в літній період року виникають «задухи», які призводять до масової загибелі риб на окремих ділянках акваторії. При подальшому розвитку цих негативних процесів виникає загроза погіршення гідроекологічного стану лиману та часткової втрати його природних ресурсів.

Вирішення проблеми збереження та відновлення природних ресурсів Тилігульського лиману можливе шляхом розробки й подальшої реалізації

науково обґрунтованих планів його водного й екологічного менеджменту. Для побудови стратегії оптимізації управління природними ресурсами необхідно насамперед визначити вплив чинників природного та антропогенного походження на формування сучасного гідрологічного режиму і гідроекологічного стану Тилігульського лиману, а також надати прогноз наслідків цього впливу у XXI сторіччі на основі розроблених та адаптованих до умов лиману математичних моделей розрахунків та прогнозів характеристик його гідрологічного, гідрохімічного та гідробіологічного стану.

Науково-дослідна робота (НДР), результати якої наведені в цьому звіті, виконувалась як складова частина і істотне доповнення (з урахуванням специфічних для Тилігульського лиману гідроекологічних проблем, які підлягають вирішенню) міжнародного дослідницького проекту 7-ої Рамкової Програми ЄС «Комплексне управління водними ресурсами і прибережною зоною в Європейських лагунах в умовах зміни клімату» (FP7-ENV-2011 № 283157 “Integrated water resources and coastal zone management in European lagoons in the context of climate change – LAGOONS). Тому в роботі були використані як європейські, так і власні методики і модельні розробки. Зокрема, для оцінки припливу прісних вод з водозбірного басейну до лиману використані стохастична модель ОДЕКУ «клімат-стік» та числова SWIM – Soil and Water Integrated Model, яка також дозволяє оцінювати біогенний стік; для моделювання гідротермодинамічних процесів в лимані – модифікована авторами модель MECCA (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) та Delft3D-FLOW; для моделювання процесів евтрофування вод – модель OSENU-MECCA-EUTRO (доповнена оригінальним хіміко-біологічним блоком модель MECCA); для прогнозування коливань рівня та солоності води в лимані – модель водно-сольового балансу ОДЕКУ з використанням оригінальних методик оцінки його складових. Дослідження виконувались за сприяння та участю науковців Одеського філіалу Інституту біології південних морів – Оф ІБПМ (з 2014р. – Інститут морської біології) НАН України.

При виконанні НДР були вирішенні наступні завдання, які складають її наукову новизну.

- Надані: (1) комплексна фізико-географічна, соціально-економічна, гідрографічна характеристика Тилігульського лиману та його водозбірного басейну; (2) опис природних ресурсів лиману і проблем їх збереження; (3) аналіз гідрологічного і гідроекологічного режимів лиману в сучасних умовах (XXI сторіччя).

- Визначені: (1) тенденції змін кліматичних чинників формування стоку на водозборі Тилігульського лиману за останні десятиріччя; (2) зміни водних ресурсів (природного та порушеного господарською діяльністю стоку) річок

басейну Тилігульського лиману, які відбулися внаслідок кліматичних змін з кінця 80-х років XX ст.; (3) вплив водообміну з морем через штучний з'єднувальний канал «лиман-море» (за різних його морфометричних характеристик, режимів функціонування) на гідроекологічний режим лиману.

- Розроблені, калібровані та валідовані оригінальні моделі формування водно-сольового балансу та евтрофування вод лиману.

- На основі аналізу відповідності даних спостережень за перевірний період 1997-2007 рр. та результатів розрахунків за 15 кліматичними моделями з бази даних європейського проекту ENSEMBLES визначений найбільш вірогідний для регіону водозбірного басейну лиману сценарій кліматичних змін у XXI ст.

- Наданий сценарний прогноз змін у XXI ст. припливу прісних вод з водозбору до Тилігульського лиману, коливань рівня та солоності води, концентрацій мінеральних та органічних форм біогенних речовин, вмісту кисню.

- На підставі модельних розрахунків оцінено ефективність різних сценаріїв водного та екологічного менеджменту Тилігульського лиману, з урахуванням кліматичних змін, антропогенної діяльності на його водозборі та умов водообміну з морем.

Наукова значимість отриманих результатів полягає в тому, що в роботі був апробований та застосований сучасний методологічний підхід (розроблений при реалізації проекту LAGOONS – FP7-ENV-2011 № 283157) до визначення стратегії комплексного управління водними ресурсами європейських лагун в умовах змін клімату, який може бути поширений на інші лимани Північно-Західного Причорномор'я.

Практична цінність отриманих результатів полягає в розробці науково-обґрунтованих рекомендацій до плану водного та екологічного менеджменту Тилігульського лиману. Оцінено екологічну ефективність різних сценаріїв водного та екологічного менеджменту Тилігульського лиману з урахуванням кліматичних змін, антропогенної діяльності та умов водообміну з морем. Розробка є науковим обґрунтуванням природоохоронних заходів, спрямованих на збереження та відновлення численних природних ресурсів Тилігульського лиману.

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ТА ЙОГО ВОДОЗБІРНОГО БАСЕЙНУ

1.1 Географічна характеристика лиману

Тилігульський лиман (рис. 1.1) розташований на українській частині узбережжя північно-західної частини Чорного моря, в 40 км від м.Одеси на кордоні Одеської та Миколаївської областей ($46^{\circ} 39,3' - 47^{\circ} 05,3'$ пн.ш., $30^{\circ}57,3' - 31^{\circ}12,7'$ сх.д.). Лиман представляє собою затоплену морськими водами долину річки Тилігул. Він витягнутий субмеридіонально з північно-північного-заходу на південно-південний-схід. Нині його довжина становить 52 км, ширина змінюється на окремих ділянках від 0,2 до 5,4 км. При відмітці рівня води в лимані мінус 0,4 мБС (метрів у Балтійській системі висот і глибин) площа дзеркала його водної поверхні дорівнює 129 млн. м², об'єм вод – 693 млн. м³. Південна і центральна частини лиману є улоговинами з переважаючими глибинами в діапазоні 10-16 м, які розділені мілководною перемичкою – підводним продовженням Чілової Коси (рис. 1.2). Максимальна глибина в південній частині лиману досягає 22,2 м. Північна частина лиману, в яку впадає р.Тилігул, мілководна, з глибинами менше 4 м. Середня глибина лиману становить 5,4 м.

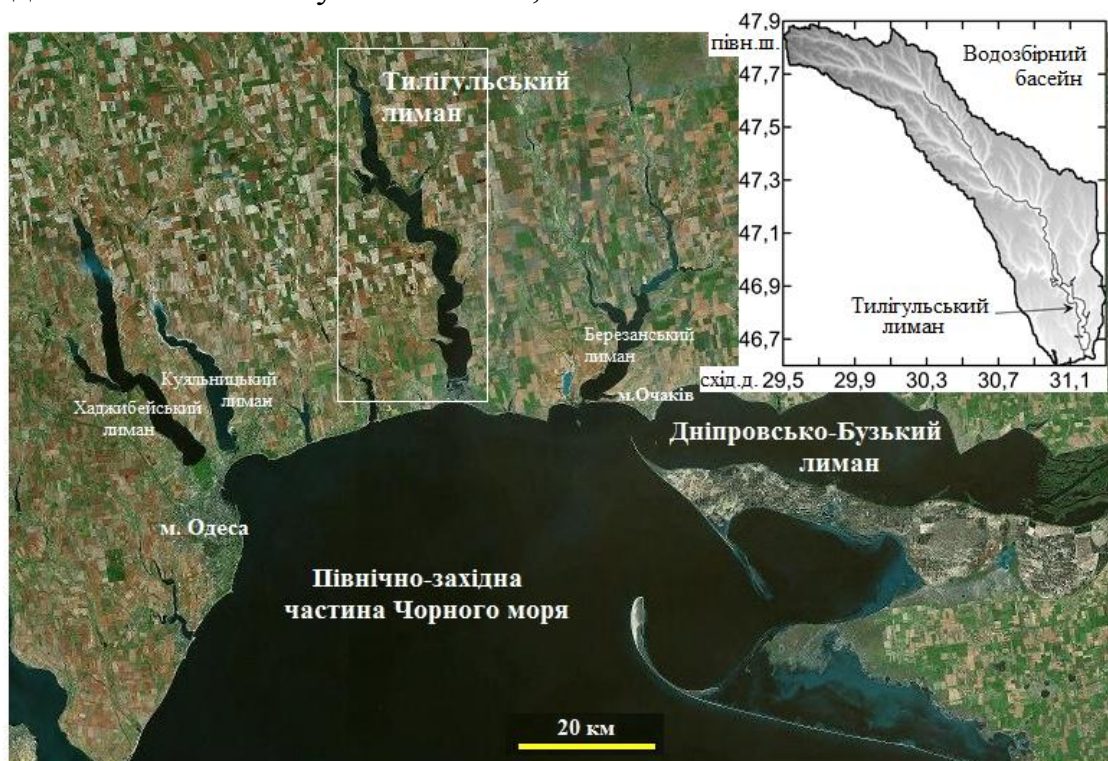
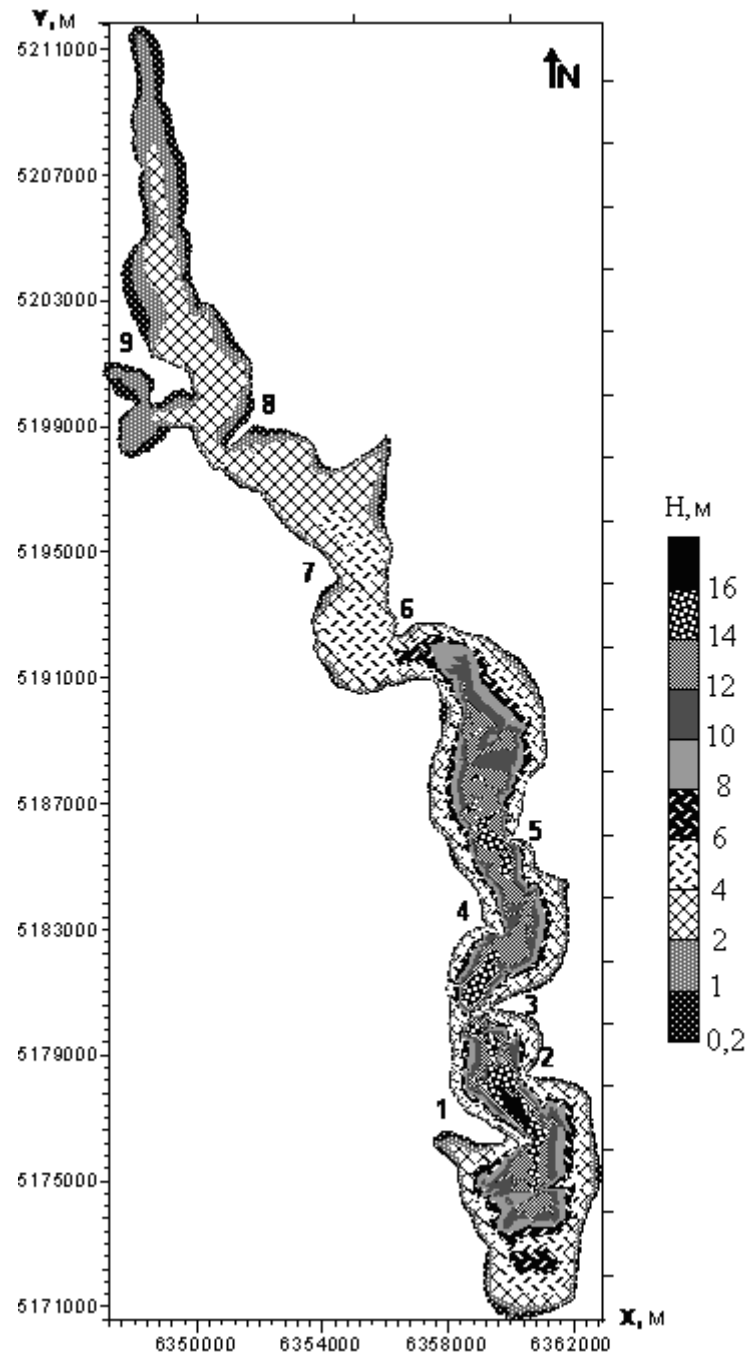


Рисунок 1.1 – Географічне розташування Тилігульського лиману та його водозбірного басейну



Позначки: 1 – Любопільська коса, 2 – Червоноукраїнська коса, 3 – Чілова коса, 4 – Ранжева коса, 5 – Анатолівська коса, 6 – Кордонська коса, 7 – Широкинська коса, 8 – Калинівська коса, 9 – Стрілка коса.

Рисунок 1.2 – Батиметрична карта Тилігульського лиману (ізобати в метрах) при відмітці рівня води мінус 0,4 мБС. Система горизонтальних координат WGS-84

Лиман відокремлений від моря природним піщаним пересипом шириною від 3,3 до 4 км і завдовжки до 6,6 км. Формування піщаного пересипу відбулося в кінці XVIII – на початку XIX сторіч. Нині пересип є акумулятивним морським берегом з площею близько 14 км², на якому

відкладається 70 тис. м³ наносів в рік. Піщаний пересип сформувався в результаті взаємодії трьох основних груп природних чинників: морських і лиманних гідро- і літодинамічних, а також еолових процесів. На поперечному профілі пересипу, відповідно до діючих чинників, виділяються 3 ландшафтних зони: морська, еолова і лиманова. З морського пляжу вітропіщаним потоком наноси надходили в еолову і, частково, в лиманову зони. З іншого боку, під час штормів в лимані до тильного контуру пересипу надходила певна кількість наносів й водна рослинність. Вони створювали вали, якими відокремлювалися невеликі озера або затоки. З часом відокремлені озера заносилися піском, осушувалися і створювали нові площі пересипу [13].

Наприкінці 50-х років XX сторіччя в рибогосподарських цілях у пересипі Тилігульського лиману був побудований і в 1958 р. введений в експлуатацію штучний канал, який з'єднав лиман з морем (рис. 1.3). Канал повинен був забезпечити вхід навесні з моря в лиман чорноморської кефалі та інших видів морських риб, а також прісноводних риб, які виносилися в період весняного паводку з Дніпровсько-Бузького лиману в море. Одночасно будівництво цього каналу вирішувало задачу регулювання водного балансу лиману з метою стабілізації рівня води в ньому. Первинна глибина каналу становила 3 м, а ширина – 30 м, на вході з боку моря канал був обладнаний шлюзом. Режим роботи каналу припускав його відкриття на декілька місяців навесні – для заходу риби в лиман (коли його води прогріті більш ніж морські), і восени – для вилову риби у момент її виходу з лиману в море, води якого в цей період часу тепліші, ніж в лимані. Проте рибогосподарські цілі, поставлені при будівництві каналу, не були досягнуті через подальше зарегулювання стоку р.Дніпро каскадом гідроелектростанцій, що призвело до зменшення інтенсивності весняного паводку і різкого скорочення виносу прісноводних риб з Дніпровського-Бузького лиману до прилеглої частини моря, а також через підвищення солоності води в самому Тилігульському лимані.

В останні десятиріччя XX сторіччя канал функціонував епізодично, з багаторічними перервами. Шлюз на вході в канал був зруйнований. З морського боку канал інтенсивно заноситься піском і потребує щорічного часткового відновлення і поглиблення на ділянці завдовжки до 500 м. Нині глибина каналу на окремих ділянках зменшилася до 0,25 м при відмітці рівня моря мінус 0,4 мБС, а ширина – до 20-25 м. До каналу примикають мілководні (глибиною 0,25-1,0 м) солоні озера, пов'язані з ним, які розташовані на низинних ділянках пересипу і підживлюються водою з каналу (рис. 1.3).



Рисунок 1.3 – Розташування штучного з'єднувального каналу «лиман-море» і солоних озер, пов'язаних з ним, в пересипу, що відокремлює лиман від моря

В ХХІ сторіччі канал функціонує протягом 3-4 місяців на рік: відкривається у квітні-травні шляхом розчищення морської частини каналу і діє до кінця липня-серпня, поки знову не замиється піском з боку моря.

Акваторія північно-західної частини Чорного моря, що примикає до Тилигульського пересипу, перебуває під впливом трансформованих річкових вод Дніпра і Південного Бугу, які витікають з Дніпровсько-Бузького лиману (рис. 1.1). Цей вплив максимально проявляється в період весняної повені в квітні-червні.

1.2 Географічна характеристика водозбірного басейну лиману

Площа водозбірного басейну Тилигульського лиману – 5420 км² (рис. 1.4). У лиман впадають річки: Тилигул (площа водозбору 3550 км², довжина 173 км), Балайчук (площа водозбору 586 км², довжина 52 км), Царега (площа водозбору 657 км², довжина 46 км), Хуторська (площа водозбору 108 км², довжина 19 км) [14]. Поверхневий бічний приплив прісних вод по тимчасових водотоках (балках, ярах), які впадають в лиман, формується на площі 349 км². Основна частина стоку в Тилигульський лиман (більше 85 %) надходить від річки Тилигул.

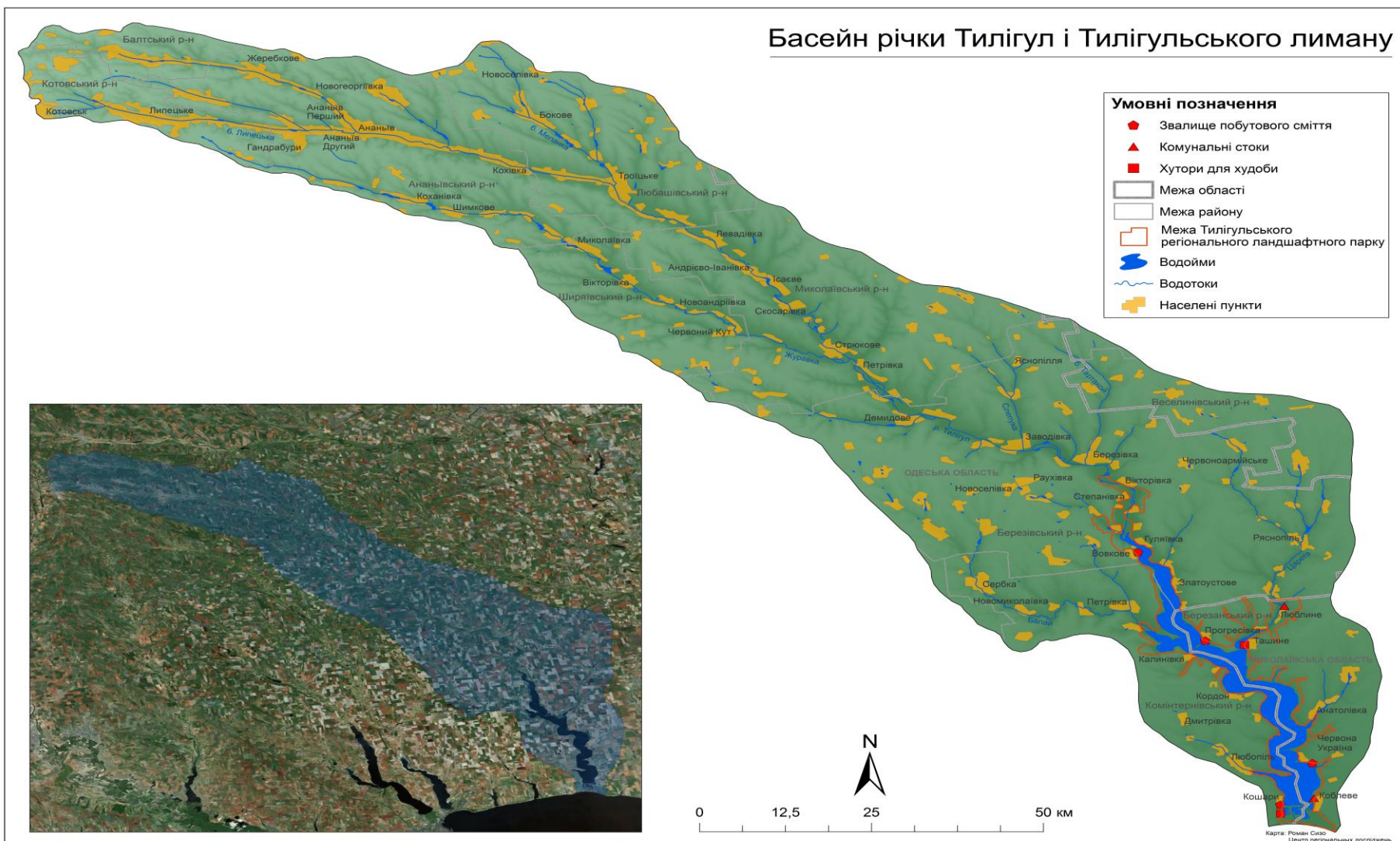


Рисунок 1.4 – Водозбірний басейн р.Тилігул і Тилігульського лиману

Річка Тилігул розташована в межах степової зони України, вона бере початок на відрогах Волино-Подільської височини, тече по Причорноморській низовині і впадає в північну частину Тилігульського лиману. За витік річки прийнята точка земної поверхні з відміткою 240 м абс., розташована в 6 км на північний-захід від с. Пацісели. Гідрографічна мережа розвинена слабо. Річка має сім приток з довжиною кожної більше 10 км. Загальна їх довжина становить 271 км. Коефіцієнт густоти річкової мережі дорівнює $0,13 \text{ км/км}^2$ [15]. Середній зважений уклон річки дорівнює $0,8 \text{ м/км}$.

Ширина долини р.Тилігул дорівнює 3-5 км, ширина заплави становить 300-400 м і збільшується в нижній течії до 800 м. Глибина ерозійного врізу змінюється від 50 до 100 м. Схили річки пориті ярами і балками, які розкривають понтичні вапняки. Біля підосви схилів є конуси виносу, які утворилися за рахунок надходження дрібнозернистого матеріалу з ярів. На вододілах створена мережа полезахисних, а на схилах – протиерозійних насаджень. Яружно-балкові та схилово-долинні ділянки використовуються як пасовища. На заплавах і надзаплавних ділянках вирощують овочеві і садові культури, а також виноградники [16].

Водозбір річки витягнутий в напрямі з північного заходу на південний схід. Основними елементами його рельєфу є Волино-Подільська височина та Причорноморська низовина.

Північна половина водозбору відноситься до агрокліматичної зони, що називається Північним степом. У міру просування на південь посилюється аридність клімату. Південна половина водозбору належить Південному степу. Ґрунтовий і рослинний покрив змінюються в міру зміни зволоженості території. У верхній і середній частинах водозбору поширені звичайні і південні чорноземи, в південній – темно-каштанові та каштанові. Лісистість зменшується в напрямку на південь. У верхів'ях річки існувала "Жеребківська" діброва, до теперішнього часу збереглися байрачні ліси.

Згідно з гідрологічним районуванням, водозбір р.Тилігул знаходиться в області недостатньої водності, а його південна частина – в області надзвичайно недостатньої водності [14].

Гідрологічні спостереження організовані в створі р.Тилігул – смт Березівка. Площа водозбору р.Тилігул – смт Березівка становить 3170 км^2 , відмітка "0" поста дорівнює 2,91 мБС. Гідрологічний пост був відкритий 27.12.1930 р., він знаходиться в 10 км від гирла. Спостереження за стоком проводяться, починаючи з 1953 року.

Режим рівнів характеризується весняною повінню, низькою меженню, що переривається дощовими паводками. Сніговий покрив спостерігається менш, ніж в 50 % зим. Середня висота снігового покриву дорівнює 0,05 м, максимальна висота досягає 0,50 м. Найбільша глибина промерзання ґрунту

становить 1,06 м. У середні за водністю і маловоді роки річка взимку перемерзає і влітку пересихає.

Ерозійні процеси в межах водозбору протікають інтенсивно, внаслідок чого русло річки замулюється. Середньорічна мутність річки становить 250-500 г/м³, лише в нижній частині мутність досягає 100-250 г/м³.

Сільськогосподарське опанування водозбору річки перевищує 90 %, на ньому споруджена значна кількість ставків, які суттєво впливають на гідрологічний режим.

Середній за багаторічний період річний приплив вод з водозбірної басейну до Тилігульського лиману в природних (непорушених господарською діяльністю) умовах, розрахований на основі водно-теплогового балансу, дорівнює 56 млн.м³. З них річний стік р.Тилігул в цілому становить 46 млн.м³ (82 %), а через створ в нижній частині річки при впадінні її в лиман – 41,6 млн.м³. Однак, згідно з даними спостережень в створі смт Березівка осередненими за період 1992-2007 рр., реальний обсяг вод р.Тилігул, які надходять в лиман за рік, становить лише 21,2 млн.м³, що зумовлено сумісним впливом господарської діяльності і змінами клімату.

Розподіл стоку річок у середині року нерівномірний. Основна частина річного стоку формується в період весняної повені. У роки з нестійким сніговим покривом або при його відсутності весняне водопілля не утворюється. Найбільш високі витрати і шари стоку за період весняного водопілля формуються за умови випадіння і подальшого накопичення на поверхні твердих опадів, на фоні глибокого попереднього промерзання ґрунту. При переході температури повітря від від'ємних до позитивних значень утворюється поверхневий схиловий стік, який зумовлює весняне водопілля з великими значеннями максимальних витрат води. Випадання рідких опадів в процесі танення снігу сприяє утворенню максимального стоку. Підземне живлення річок незначне і становить в середньому 2,5 мм/рік (8,8 млн. м³). Внаслідок малої частки підземного живлення в річному об'ємі води, відбувається пересихання річок в літньо-осінній період. Тривалість пересихання в нижній течії р.Тилігул може становити 90-240 діб [15]. Мінімальний середньомісячний стік річок в період літньо-осінньої межени дорівнює нулю. У період зимової межени частина середнього місячного мінімального стоку зимової межени в річному стоці змінюється від 0,4 у витоку р.Тилігул до 0,05 у середній частині водозбору цієї річки.

З метою внутрішньорічного регулювання водних ресурсів, на водозбірному басейні протягом десятиліть створювалися штучні водойми (ставки), розташовані переважно в руслах річок. Загальна кількість ставків на р.Тилігул дорівнює 105 (сумарний об'єм заповнення становить 10,2 млн.м³), а з урахуванням даних по інших річках (Балайчук, Царега, балка Хуторська), їх загальна кількість сягає 140, з сумарним об'ємом заповнення 14 млн.м³.

Рівень технічного оснащення ставків досить низький: немає захисту дна і берегів від фільтрації, водозливи автоматичної дії часто не працюють, греблі слабо укріплені або частково зруйновані. Вісімдесят відсотків цих водойм щорічно пересихає. Втрати стоку на заповнення ставків і додаткове випаровування з їх водної поверхні є причиною зменшення водних ресурсів на 30-35 % (табл. 1.1). Вплив штучних водойм на водні ресурси зростає в міру зменшення водності річок.

З кінця 80-х років XX сторіччя [17] на водні ресурси річок великий вплив мають зміни клімату. Середній багаторічний річний стік р.Тилігул зменшився за період 1989-2011 рр. на 37 % порівняно з періодом 1953-1988 рр. Зміни середнього багаторічного річного ходу середньомісячних витрат р.Тилігул в період до і після початку кліматичних змін, за даними спостережень в створі смт Березівка, наведені на рис. 1.5.

Таблиця 1.1 – Водні ресурси річок басейну Тилігульського лиману в природних та порушених господарською діяльністю умовах (до 1989 р.) [18]

Річки, притоки	Річний стік \bar{W} , млн.м ³	
	В природних умовах	При наявності штучних водойм
Тилігул	46,00	33,0
Царега	3,90	1,91
Балайчук (Балай)	4,10	2,75
Хуторська	0,46	0,00
Боковой приплив	1,60	1,06
Сума	56,06	38,7

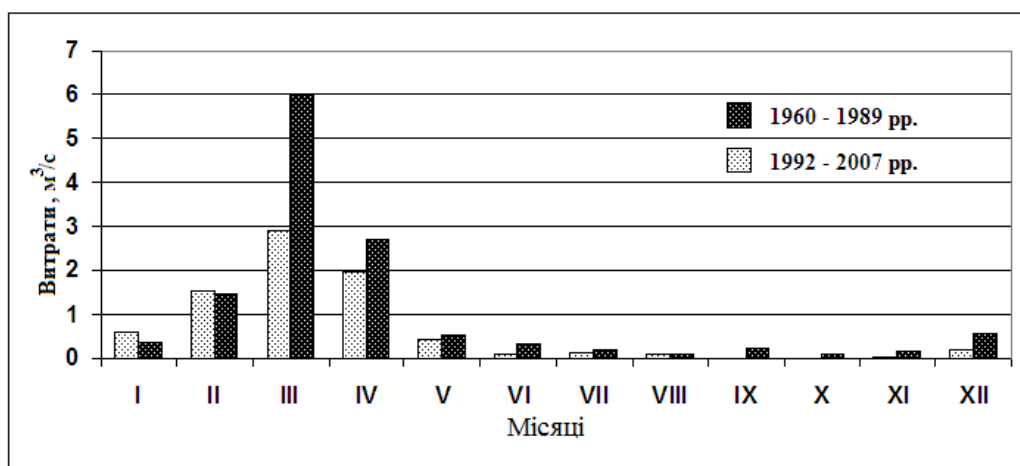


Рисунок 1.5 – Середній за багаторічний період річний хід середньомісячних витрат р.Тилігул у створі смт Березівка, м³/с, в період до і після початку кліматичних змін

Джерелами формування запасів підземних вод є атмосферні опади. Через відсутність близько розташованого до земної поверхні водотривкого шару, атмосферне живлення підземних вод поширюється і на неогенові відклади [19]. Гідравлічний зв'язок між поверхневим і підземним стоком не встановлено. Через нестачу поверхневих вод, підземні води використовуються для питного та комунально-побутового водопостачання, забезпечуючи сумарну потребу у воді на 92 % (13,1 млн.м³). Вилучення підземних вод в басейні р.Тилігул здійснюють 150 водокористувачів. Зокрема, у 2011 році було забрано 3,62 млн.м³ підземних вод, з них використано: на господарське і питне водопостачання – 2,93 млн.м³, на сільськогосподарське водопостачання – 0,6 млн.м³, на виробничі потреби – 0,09 млн.м³. Спожиті підземні води скидаються в р.Тилігул без очищення.

2 ПРИРОДНІ РЕСУРСИ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ, ПРОБЛЕМИ ЇХ ЗБЕРЕЖЕННЯ

2.1 Природні ресурси лиману

Узбережжю Тилігульського лиману притаманний багатий ландшафтний різновид: кліфи, хвилеприбійні ніші, бенчі узбережжя, піщані коси та острови, мілководдя й заливні луки, очеретяні зарості, степові і лісові ділянки. Акваторія лиману створює також сприятливі умови для біологічного різноманіття. Флора узбережжя лиману нараховує не менш 650 видів судинних рослин, з яких не менш 70 є домінантами рослинних угруповань, а 22 види занесені в національну та міжнародну Червоні книги. З корисних рослин, що складають цінний генофонд рослинних ресурсів, на узбережжі лиману зафіксовано 140 лікарських видів, 110 медоносних, 103 кормових, 93 харчових, 92 декоративних, 80 олієвмісних, 40 фарбувальних та ін. Ресурси деяких з цих рослин настільки значні, що дозволяють їх заготовляти [20].

Цінність рослинного покриву узбережжя Тилігульського лиману полягає в його репрезентативності для південної степової підзони України, наявності рослинних угруповань, занесених в Зелену книгу України, та видів рослин, занесених в різні охоронні списки міжнародного, державного та місцевого рівня.

Тилігульський лиман характеризується також високим рівнем біологічного багатства фауни. Він є місцем існування 70 % орнітофауни водно-болотних угідь України. В різні сезони року, в період міграцій, гніздування та зимівлі тут зустрічаються приблизно 300 видів птахів, з яких 26 видів занесені в Червону книгу України і 3 види (*Phalacrocorax pygmeus* Pall. – гніздиться; *Haliaeetus albicilla* – перелітний, який зимує; *Rufibrenta ruficollis* Pall. – перелітний) – в Європейський червоний список. Поза гніздового періоду, особливо в період весняної та осінньої міграції, на акваторії лиману, мілководдях й плесах мешкає більше 70 видів водно-болотних птахів [20]. Загальна кількість птахів становить від 2000 до 7000 пар. Кількість птахів, що зимують, становить приблизно 10 000 особин, а перелітають – приблизно 8 000 особин [21].

Враховуючи значення Тилігульського лиману як місця нагулу, гніздування та відпочинку мігруючих птахів, він включений до переліку ІВА-територій, а також в міжнародний список Рамсарської конвенції про захист водно-болотних угідь, як водно-болотне угіддя міжнародного значення, що відіграє важливу роль для існування водоплавних птахів.

На узбережжі лиману мешкає не менш 1500 видів безхребетних тварин. 23 види комах занесені в Червону книгу України, а 2 види (*Saga pedo* (Pallas, 1771), *Zerynthia polyxena* (Denis et Schiffermüller, 1775) – включені також до Європейського червоного списку. Тут зустрічаються 7 видів амфібій та 7 видів рептилій, 31 вид ссавців, 6 з яких занесені в Червону книгу України [20].

Тилігульський лиман є одним з небагатьох “ветландів”, які зберегли сьогодні природні приморські ландшафти; його екологічна система має унікальні умови для життя тваринного і рослинного світу, акваторія лиману являє собою велику цінність для підтримання біологічної рівноваги регіону.

У водах Тилігульського лиману виявлені 118 видів планктонних мікроводоростей, 51 вид донної рослинності, включаючи багатоклітинні водорості і квіткові макрофіти, 30 видів мезо- та макрзоопланктону, 46 видів макрзообентосу, 25-30 видів риб [1].

Тилігульський лиман і прилегла територія мають значні рекреаційні ресурси. Унікальний ландшафт узбережжя, багатство флори і фауни акваторії лиману, а також прилеглих територій, сприяють розвитку екологічного («зеленого») туризму й обмеженим напрямкам аматорського рибальства.

Високим балом пляжної привабливості характеризується морська сторона піщаного пересипу, що відокремлює лиман від моря, з її широким піщаним пляжем і прибережним мілководдям, а також ділянки узбережжя лиману розташовані вздовж зовнішнього контуру пересипу, кіс і терас, а також біля підніжжя прилеглих до них активних кліфів. Малі пляжі зустрічаються на вершинах увігнутостей берега та заток, особливо в південній частині лиману. Загалом, лиманні пляжі є невеликими у порівнянні із морськими. Їх ширина не перевищує 5-10 м, а висота зазвичай дорівнює 0,3-0,5 м.

Центральне місце в сучасному туристично-рекреаційному комплексі території морського узбережжя, прилеглої до Тилігульського лиману, займають приморські кліматичні курорти Коблево, Рибаківка, Сичавка. Вони мають у своєму розпорядженні певну кількість туристичних баз відпочинку, кемпінгів та пансіонатів. Курорти профільовані на кліматотерапію в комфортний період року (приблизно 130 днів на рік – з середини травня до середини вересня), оздоровлення хворих з неінфекційними ураженнями легень і верхніх дихальних шляхів та з серцево-судинними захворюваннями. Додатковими факторами рекреації є виноградолікування за спеціальними дієтами для хворих з порушеннями ендокринної системи, спортивне рибальство в Чорному морі й Тилігульському лимані, різні види екологічного туризму на території регіональних ландшафтних парків.

Великий потенціал для розвитку рекреаційної лікувально-оздоровчої діяльності представляють бальнеологічні ресурси Тилігульського лиману.

Тут розташоване одне з найбільших в Причорномор'ї родовище мінеральних лікувальних магнієво-натрієвих мулових грязей, запаси яких сягають 15,8 тис. м³. Його загальна площа становить 23,2 км². Лікувальні грязі являють собою візуально чорну або темно-сіру масу, що складається з води, мінеральних та органічних інгредієнтів, має тонкодисперсну структуру, однорідність, мазеподібну консистенцію, жирний блиск та запах сірководню. Грязь характеризується об'ємною вагою 1,23-1,31, вмістом води – 62-70 %, сірководню – 0,05-0,07 %, органічних речовин – 1,7-2,1 %, рН – 8,25-8,5. Грязьовий розчин магнієво-натрієвого типу з мінералізацією 13,5-15,6 г/л [22]. Грязі можуть використовуватися для лікування захворювань органів опорно-рухового апарату, нервової системи, гінекологічного профілю та ін.

Для збереження вищевказаних природних ресурсів Тилігульського лиману на його берегах та акваторії створені 2 однойменних регіональних ландшафтних парки в межах Одеської (3973 га суші та 9981 га акваторії лиману) та Миколаївської (3440,1 га суші та 4755,3 га акваторії лиману) областей, а також заказники місцевого значення: ботанічний «Калинівський» (92 га), орнітологічний «Тилігульський пересип» (390 га), ландшафтні «Каїрівський» (150 га) і «Новомиколаївський» (315 га) – в Одеській області та орнітологічний «Пониззя Тилігульського лиману» (120 га) – в Миколаївській області. Крім цього, на берегах лиману розташовується створений в 1974-1985 рр. орнітологічний заказник загальнодержавного значення «Коса стрілка» (394 га, Одеська область). Ці об'єкти включені до природно-заповідного фонду України.

2.2 Екологічні проблеми

Завдяки віддаленості від великих міст і, супутніх їм, промислових об'єктів Тилігульський лиман зберіг свій природний статус, проте відчуває негативний вплив сільськогосподарської діяльності на його водозборі і, особливо, на берегових схилах. Розорювання земель та випас худоби в прибережній захисній смузі, використання добрив і пестицидів в рослинництві та садівництві призводять до забруднення вод лиману, додаткового надходження до лиману в період весняної повені і інтенсивних літніх злив зважених наносів та гумусу, біогенних речовин в мінеральній й органічній формі, зменшення прозорості вод та їх перегріву влітку, розвитку евтрофікації з усіма негативними її наслідками.

Додаткове антропогенне навантаження на екосистему лиману надає господарсько-побутова і стихійна рекреаційна діяльність населення, чисельність якого значно зросла за останні десятиліття в результаті

інтенсивного дачного освоєння прилеглих до лиману територій (16 тис. дачних садово-городніх ділянок на західному узбережжі лиману). До числа негативних наслідків цієї діяльності слід віднести порушення природних ландшафтів, місць проживання та гніздування птахів, знищення унікальної флори і фауни, створення смітєвих звалищ через відсутність системи утилізації сміття, побутових відходів, відсутність систем каналізації дачних селищ.

При сучасному режимі водогосподарського використання Тилігульський лиман є фактично непроточною водоймою, тобто води із зовнішніх джерел (річки Тилігул та ін. водотоків, розташованих на водозбірному басейні лиману, моря – через сполучний канал) в лиман тільки надходять, разом з біогенними речовинами, солями, які містяться в них, а виходять з лиману до моря дуже рідко і у відносно малих об'ємах в період сильних весняних повеней та паводків, або сильних згонів води з боку моря (коли канал функціонує довгий час). Втрати водного об'єму лиману спричиняються інтенсивним випаровуванням влітку. Період повного зовнішнього відновлення вод лиману становить близько 8 років. Це призводить до акумуляції впродовж багатьох років солей і біогенних речовин в лимані та підвищенню їх концентрацій.

Наслідком багаторічної тенденції збільшення солоності вод в лимані є зміна домінування у видовому складі водної флори і фауни прісноводно-солонуватоводних і солонуватоводних комплексів на морські і солонуватоводні-морські. Порівняно з початком 80-х років минулого сторіччя кількість морських видів фітопланктону збільшилася з 14 до 64 %, морського та солонуватоводно-морського макрофітобентосу – з 40 до 83 %, морського зоопланктону – з 40 до 90 % [1, 23]. Якщо в 60-80 роки XX сторіччя в лимані зустрічалось від 12 до 25 видів прісноводних риб, то в 2013 р. їх кількість скоротилася до 4 видів. Внаслідок кліматичних змін існує реальна небезпека перетворення у XXI сторіччі лиману в гіпергалинну водойму зі значно меншим біорізноманіттям водної флори і фауни, ніж в теперішній час.

Значні запаси біогенних речовин у воді і донних відкладах лиману сприяють високій швидкості продукування органічної речовини фітопланктоном і донними макрофітами у весняно-літній період. При сприятливих умовах, в період цвітіння влітку біомаса фітопланктону у фотичному шарі може досягати значень 40-160 г/м³ (2010 р.). Середня за літній сезон біомаса донних макрофітів в мілководній прибережній зоні лиману глибиною до 2 м досягає значень більше 2 кг/м². Середньомісячні значення концентрації розчиненої органічної речовини (за перманганатною окислюваністю) змінюються від 6 до 11,3 мгО/дм³. Концентрація органічної

речовини в порових водах донних відкладів лиману становить 23-33 мгО/дм³ [1].

Високий вміст органічних речовин у воді і донних відкладах зумовлює другу проблему для екосистеми лиману – можливість розвитку гіпоксії та аноксії кисню в придонному шарі глибоких ділянок акваторії лиману, а також на мілководді в нічний час при штилі і сильному прогріві вод в результаті «цвітіння» фітопланктону і донних макрофітів в літній період року. Розвиток дефіциту кисню у воді призводить до загибелі гідробіонтів. У різних районах лиману масова загибель риби спостерігалася влітку 1999, 2000, 2001, 2006, 2007, 2010, 2013 рр. Влітку 2010 р. на окремих ділянках узбережжя було виявлено 20 кг мертвої риби на квадратний метр.

3 СОЦІО-ЕКОЛОГО-ЕКОНОМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНО – ГОСПОДАРСЬКОГО КОМПЛЕКСУ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ, ПРОБЛЕМИ МЕНЕДЖМЕНТУ

Тилігульський лиман розташований на території двох південних областей України. За територіально-адміністративною підпорядкованістю його північна частина відноситься до Березівського, західна – до Комінтернівського районів Одеської області, а східна – до Березанського району Миколаївській області. Загальна площа цих адміністративних районів становить приблизно 5 тис. км², на якій проживає майже 130 тис. чол. [24, 25]. Найважливіші показники, які характеризують соціально-економічний розвиток мезорегіону Тилігульського лиману, наведені в табл. 3.1.

Порівняння показників соціально-економічного стану адміністративних районів, які формують мезосередовище Тилігульського лиману, вказує на те, що найбільш розвинутим серед них є Комінтернівський район, на території якого знаходяться Одеський припортовий завод та морський торговельний порт «Южний». Взагалі на розвиток мезорегіону впливає низка чинників, а саме:

- недостатня енергоефективність та високий рівень енерговитрат галузей економіки;
- значний ступінь зносу основних засобів та їх моральна застарілість;
- велика енерго- та ресурсоемність основних виробничих фондів, яка знижує конкурентоспроможність продукції місцевих виробників;
- нестача власних коштів у підприємств для здійснення інвестування;
- залежність підприємств від кон'юнктури зовнішніх ринків;
- обмежений доступ та висока вартість кредитних ресурсів;
- недостатнє ресурсне забезпечення агропромислового комплексу;
- низький рівень впровадження сучасних агротехнологій у сільському господарстві;
- дисбаланс між попитом та пропозиціями на ринку праці, наявність тіньової зайнятості;
- вкрай низька якість доріг і застарілий стан транспортної та енергетичної інфраструктури;
- кризовий стан житлово-комунального господарства та необхідність проведення реформування галузі;
- нераціональне використання земельних ресурсів та неефективне використання земель сільськогосподарського призначення.

Таблиця 3.1 – Основні показники соціально-економічного стану адміністративних районів зони Тилігульського лиману *

Показник	Район		
	Комінтер-нівський	Березівський	Березанський
Площа, тис. км ²	1,49	1,64	1,38
Кількість населених пунктів	66	65	50
Населення, тис. осіб	69,4	34,4	24,0
міське	14,3	12,5	4,1
сільське	55,1	21,9	19,9
Густота населення, осіб/км ²	46,6	21,0	17,4
Демографічні показники, на 1000 осіб:			
кількість народжених	13,3	13,2	12,3
кількість померлих	14,6	18,2	15,1
природний приріст	-1,3	- 5,0	-2,8
Середня заробітна плата, грн.	1773	1313	1708
Рівень безробіття, %	0,5	2,2	3,5
Площа с/г угідь, тис. км ²	1,141	1,364	1,127
Посівна площа, тис. км ²	0,819	0,955	0,567
Валовий збір зерна, тис. т	124, 7	165,3	92,1
Врожайність зернових, ц/га	24,8	26,6	22,6
Поголів'я с/г тварин, тис. гол.:			
корови	3,3	3,1	5,3
свині	7,3	9,6	5,9
вівці, кози	4,0	2,2	3,7
птиця	783,2	173,5	109,8
Виробництво с/г продукції:			
м'яса, т	6771	3534	2061
молока, тис. т	13,4	27,6	21,6
яєць, тис. шт.	183186	15474	7538
Рентабельність с/г виробництва, %	1,9	15,3	28,2

* - за станом на 2011 рік.

Проте вплив мезосередовища на ситуацію в зоні Тилігульського лиману опосередкований. Стан екосистеми лиману, перш за все, пов'язаний з

розвитком мікрорегіону, до складу якого входять населені пункти, дачні масиви, курортно-рекреаційні об'єкти та території природно-заповідного фонду, а галузева структура представлена сільським господарством, рекреацією і транспортом.

На західному березі Тилігульського лиману розташовані населені пункти: Кошари, Любополь, Пшенянове, Кордон, Мар'янівка, Червона Нива, Широке, Калинівка, Каїри, Волкове, Донська Балка, Косівка, Степанівка, Гуляївка, Софіївка, Златоустове, на східному – Прогресівка, Ташине, Анатолівка, Червона Українка та курортна зона «Коблево».

Чисельність населення, яке постійно мешкає в зоні Тилігульського лиману, становить приблизно 10 тис. осіб. Кількість рекреантів, які одночасно можуть відпочивати у більш ніж 100 пансіонатах та базах відпочинку, що відносяться до курорту «Коблево», становить майже 17 тис. осіб [26]. Крім того, починаючи з 90-х років минулого століття, поблизу сіл Каїри, Калинівка, Пшенянове та Любополь почали створюватися великі дачні масиви, що на сьогодні нараховують близько 37 тис. дач, якими щосезону користується від 50 до 115 тис. осіб [27].

У 1995 році 8195,4 га території Березанського району Миколаївської області одержали статус регіонального ландшафтного парку, до якого увійшли землі Ташинського, Краснопільського, Анатолівського, Червоноукраїнського та Коблевського сільрад. В 1997 році аналогічний статус було надано територіям, що розташовані на західному березі Тилігульського лиману і відносяться до Комінтернівського та Березівського районів Одещини. Загальна площа двох частин Тилігульського регіонального ландшафтного парку (ТРЛП) становить 22149,4 га.

Через акваторію Тилігульського лиману проходять 3 магістральні трубопроводи, це: аміакопровід Тольяті — Горлівка — Одеса (потужністю 340 т/год аміаку), газопровід Шебелинка – Одеса і нафтопровід Херсон – Снігірівка – Одеса пропускною спроможністю 9,2 млрд. м³ газу та 19 млн. т нафти на рік відповідно [28].

Сільськогосподарська спеціалізація мікросередовища Тилігульського лиману впливає на ступінь розораності земель, яка досягає 70-75%. Земельні ресурси використовуються для вирощування зернових, овочевих, баштанних та технічних культур, садівництва, виноградарства, птахівництва та тваринництва. Проявом антропогенного впливу сільськогосподарської діяльності на екосистему Тилігульського лиману є змив в нього хімічних препаратів, внаслідок їх застосування в рослинництві, та потрапляння в акваторію відходів тваринництва, що погіршує гідрохімічний стан лиману. Деякі показники природокористування в зоні лиману наведені в табл. 3.2.

Таблиця 3.2 – Показники природокористування в зоні Тилігульського лиману

Показник	Характеристика
Чисельність населення, тис. осіб:	
постійні мешканці	10
дачники	50 - 115
Площа ТРЛП, га:	
акваторія	14736,3
земля	7413,1
Кількість артезіанських свердловин, од.	609
Площа, га:	
рекреаційні території	713
об'єкти ПЗФ	19303
водно-болотні угіддя	26000
курортні та лікувально-оздоровчі території	10
Водоспоживання, тис. м ³ /рік	9551*
Утворення твердих побутових відходів, т/рік	16526*

*- розрахункові дані

Поряд з кліматичними та іншими природними ресурсами, потужним фактором розвитку рекреаційного комплексу мікрорегіону Тилігульського лиману є наявність лікувальних грязей. Використання їх потенціалу дозволить щорічно проходити грязелікування більш ніж 100 тисячам рекреантів та одержувати соціально-економічний ефект в розмірі до 2 млн. дол. США. Крім того, додатковою статтею доходу (понад 10 млн. дол. США на рік) може стати переробка грязей та ропи на заводі, будівництво якого в зоні лиману, з урахуванням витрат на природоохоронні заходи, оцінюється в 1,5 млн. дол. США, а термін окупності інвестицій – в 1,5 роки [29].

На даний час в межах мікрорегіону Тилігульського лиману існує три типи територій: заповідні, рекреаційні та господарського призначення. Враховуючи особливості ландшафту, потребу в збереженні біорізноманіття, а також інтереси мешканців сіл та інших природокористувачів, функціональне зонування земель, прилеглих до лиману, залишається мозаїчним, тобто території природно-заповідного фонду перемежуються з рекреаційними зонами та землями, на яких здійснюється господарська діяльність, що призводить до виникнення проблем природоохоронного характеру (розораність ділянок заповідних територій, утворення нелегальних ставків та водоймищ, неконтрольований випас тварин, підпали очерету, поява несанкціонованих сміттєзвалищ тощо). Отже, одним з факторів

порушення сталості екосистеми Тилігульського лиману та погіршення якості його водних ресурсів є неупорядкована структура землекористування.

Вкрай складна та неефективна система управління мікрорегіоном Тилігульського лиману негативно впливає на сталий розвиток території, яка підпорядковується двом Державним обладміністраціям – Одеській та Миколаївській. Так, питаннями функціонування та розвитку населених пунктів та господарств безпосередньо займаються районні адміністрації та сільради, а також відповідні обласні управління (економіки; праці та соціально захисту населення; розвитку інфраструктури та енергозбереження; регіонального розвитку, містобудування та архітектури; культури та туризму) та підрозділи районного підпорядкування, а управління агропромисловим комплексом, транспортним сектором та рекреаційною сферою здійснюється галузевими структурними підрозділами держадміністрацій обласного та районного рівнів.

Аналогічна вертикаль управління діє в сфері природокористування. Наприклад, в Одеській області управління водними ресурсами покладено на Одеське обласне виробниче управління по водному господарству «Облводгосп», земельними – на Головне управління Держкомзему в Одеській області, лісовими – на Одеське обласне управління лісового та мисливського господарства, а ресурсами природно-заповідного фонду – на Державне управління охорони навколишнього природного середовища в Одеській області. Крім того, Тилігульський регіональний ландшафтний парк, поділений на дві територіально-адміністративні одиниці, має два центри управління – Одеську та Миколаївську адміністрації, що негативно впливає на якість управління територією, частина якої, за Рамсарською конвенцією, віднесена до водно-болотних угідь міжнародного значення.

Таким чином, проблема незбалансованого функціонування соціо-еколого-економічної системи Тилігульського лиману, значною мірою, зумовлена порушенням басейнового принципу управління його природно-ресурсним потенціалом та відсутністю єдиного суб'єкта управління ним. З огляду на це, забезпечення сталого розвитку зони Тилігульського лиману, перш за все, пов'язано з подоланням інституціональної неузгодженості – основної причини виникнення низки конфліктів, серед яких найбільш суттєвими є такі:

- змив у лиман забруднюючих речовин внаслідок використання в сільському господарстві мінеральних добрив, хімічних засобів захисту рослин та утворення відходів тваринництва;
- забруднення акваторії та прилеглих до лиману земель побутовим сміттям, каналізаційними стоками, що утворюються через відсутність в населених пунктах і дачних масивах централізованої каналізації та системи збору твердих побутових відходів;

- небезпека щодо збереження рідкісних видів флоти та фауни, порушення умов гніздування птахів як результат неконтрольованого перебування рекреантів, туристів, дачників і мешканців сіл на заповідних територіях;
- дефіцит та розмивання коштів, потрібних для утримання Тилігульського регіонального ландшафтного парку внаслідок існування двох адміністрацій, що є наслідком неузгодженості дій з боку владних структур;
- складність реалізації стратегії сталого розвитку мікрорегіону Тилігульського лиману через відсутність єдиного центру управління, а саме, басейнової ради лиману.

Існування перелічених конфліктів унеможливорює на даний час реалізацію стратегії сталого розвитку зони Тилігульського лиману і є, перш за все, наслідком протилежності інтересів та очікувань зацікавлених сторін (стейкхолдерів):

- владних структур обласного, районного та місцевого рівнів;
- суб'єктів господарювання (мешканців прибережних сіл, керівництва та працівників Держпідприємства «Одеське лісове господарство», курорту «Коблево» тощо);
- сезонних природокористувачів (дачників);
- адміністрацій та співробітників обох частин Тилігульського регіонального ландшафтного парку (ТРЛП);
- рекреантів (відпочивальників, туристів, рибалок та ін.);
- партнерів (науковців, природоохоронних громадських організацій, ЗМІ).

Проте у збалансованому розвитку лиману та прилеглих територій безумовно зацікавлені представники всіх цільових груп «коаліції впливу», які відрізняються спрямованістю своїх інтересів, інтенсивністю антропогенного навантаження на екосистему лиману та залежністю від якості довкілля.

Неможливість одночасного задоволення інтересів всіх стейкхолдерів потребує їх ранжирування, зокрема, через встановлення рівня значущості щодо сталості зони Тилігульського лиману (табл. 3.3).

Пріоритизація зацікавлених сторін за значущістю дозволяє побудувати чітку ієрархію їх впливовості на стан екосистеми Тилігульського лиману і є одним з ключових моментів визначення стратегії управління відношеннями з ними щодо забезпечення сталого розвитку цієї території. Стейкхолдери з найвищим пріоритетом мають більший вплив на прийняття вірних стратегічних рішень, але врахування думок всіх зацікавлених сторін є принциповим щодо розробки планів на майбутнє. Крім того, якщо всі стейкхолдери залучені до циклу стратегічного планування на початкових стадіях, то великою стає вірогідність підтримки ними більшості заходів щодо сталого використання природно-ресурсного потенціалу мікрорегіону, акумулювання знань, появи нових ідей та ініціатив, досягнення суспільної

згоди, створення «капіталу співпраці».

Таблиця 3.3 – Значущість стейкхолдерів в забезпеченні сталого розвитку зони Тилігульського лиману*

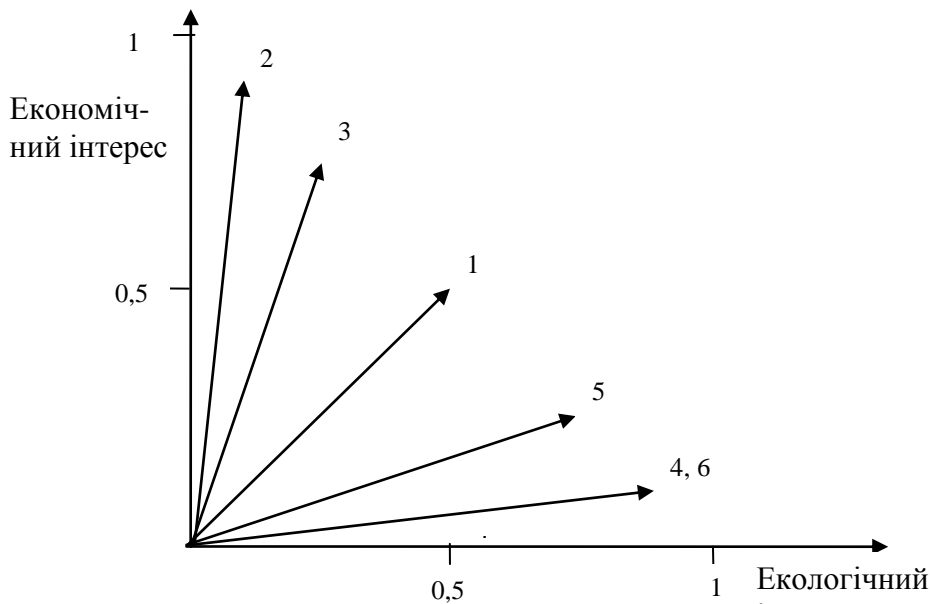
Стейкхолдери	Інтереси		Здатність до впливу на екосистему лиману	Залежність від якості довкілля	Середньозважений показник впливу	Пріоритет значущості
	Економічні	Екологічні				
Влада	0,5	0,5	0,1	0,1	0,3	5
Суб'єкти господарювання	0,9	0,1	1	1	0,75	1
Сезонні природокористувачі	0,75	0,25	0,8	0,8	0,65	2
Адміністрація та співробітники ТРЛП	0,1	0,9	0	1	0,5	4
Рекреанти	0,25	0,75	0,4	1	0,6	3
Партнери	0,1	0,9	0,1	0,1	0,3	5

*- розроблено автором за шкалою оцінювання (0; 1)

Оскільки інтереси всіх стейкхолдерів потенційно мають право бути взятими до уваги та задоволеними, то релевантним атрибутом аналізу зацікавлених сторін, з огляду на специфіку дослідження, коректно обрати рівень їх еколого-економічного інтересу, визначення якого може здійснюватися через модуль відповідного вектора, як показано на рис. 3.1.

За шкалою оцінювання (0; 1) значення рівня еколого-економічного інтересу дорівнюють для влади – 0,71, суб'єктів господарювання – 0,91, сезонних природокористувачів – 0,79, адміністрації та працівників ТРЛП – 0,91, рекреантів – 0,79 та партнерів – 0,91.

Модель взаємодії зі стейкхолдерами ґрунтується не тільки на їх ідентифікації за рівнем еколого-економічної зацікавленості. Іншим релевантним атрибутом аналізу може бути ступінь впливу на навколишнє природне середовище, тобто здатність до впливу на екосистему лиману (див. табл. 3.3). Обрання найбільш вдалої стратегії управління асоційованими суб'єктами, згідно теорії стейкхолдерів, здійснюється за допомогою матриці «рівень впливу – рівень інтересу», відомої ще як модель Менделоу [30].



1 – влада; 2 – суб'єкти господарювання; 3 – сезонні природокористувачі;
4 – адміністрація та співробітники ТРЛП; 5 – рекреанти; 6 – партнери

Рисунок 3.1 – Вектори еколого-економічного інтересу стейкхолдерів зони Тилігульського лиману

В квадранті матриці – «високий ступінь впливу – висока зацікавленість» –позиціонуються ключові стейкхолдери («ключові гравці»), стратегія управління якими формується, виходячи з умов, що треба або заручитися їх підтримкою, або передбачити час і гроші на подолання можливих наслідків їх протидії. Для досягнення стратегічної мети важливими, також, є стейкхолдери («сплячі чудовиська»), які зосереджені в другому квадранті матриці – «високий ступінь впливу – низька зацікавленість», тому стратегічне управління по відношенню до них здійснюється, враховуючи наявність значного потенціалу їхнього впливу, що не активізований, та необхідність забезпечення задоволення результатами і рівнем стосунків; таких стейкхолдерів потрібно стимулювати. До квадранту «високий рівень інтересу – низька впливовість» відносяться так звані «допитливі», які бажають, але не мають можливостей щодо реалізації стратегічних планів. Отже, стратегія управління ними спрямована на залучення їх до процесу прийняття рішень, використання їхніх здібностей та вміння зробити своїми союзниками стейкхолдерів з перших двох квадрантів. Й остання категорія стейкхолдерів – це «випадкові попутники», які позиціонуються у четвертому квадранті матриці – «низький вплив – низька зацікавленість». Управління відносинами з ними не потребує значних зусиль та уваги, проте їх слід регулярно інформувати на випадок, якщо вони стануть корисними для здійснення стратегічного розвитку.

Крім того, за допомогою «матриці Менделоу» можна виявити та

оцінити [31]:

- які зацікавлені групи можуть, найвірогідніше, опинитися у ролі конфліктуючих сторін при визначенні стратегічних цілей;
- які асоційовані суб'єкти спроможні утворювати «коаліцію влади»;
- можливі напрями переміщення стейкхолдера за позиціями впливу або інтересу.

Матриця стейкхолдерів зони Тилігульського лиману (рис. 3.2), яка побудована з урахуванням ступенів впливу та зацікавленості кожної групи, дозволяє позиціонувати їх за наведеною вище класифікацією. Так, в забезпеченні сталого розвитку мікрорегіону беруть участь дві категорії асоційованих суб'єктів – «ключові гравці» та «допитливі». Вирішення соціальних, економічних та екологічних проблем зони Тилігульського лиману, зокрема, досягнення балансу відповідних інтересів, має здійснюватися через регулювання впливу на екосистему лиману «ключових гравців» та підвищення статусу впливовості «допитливих».

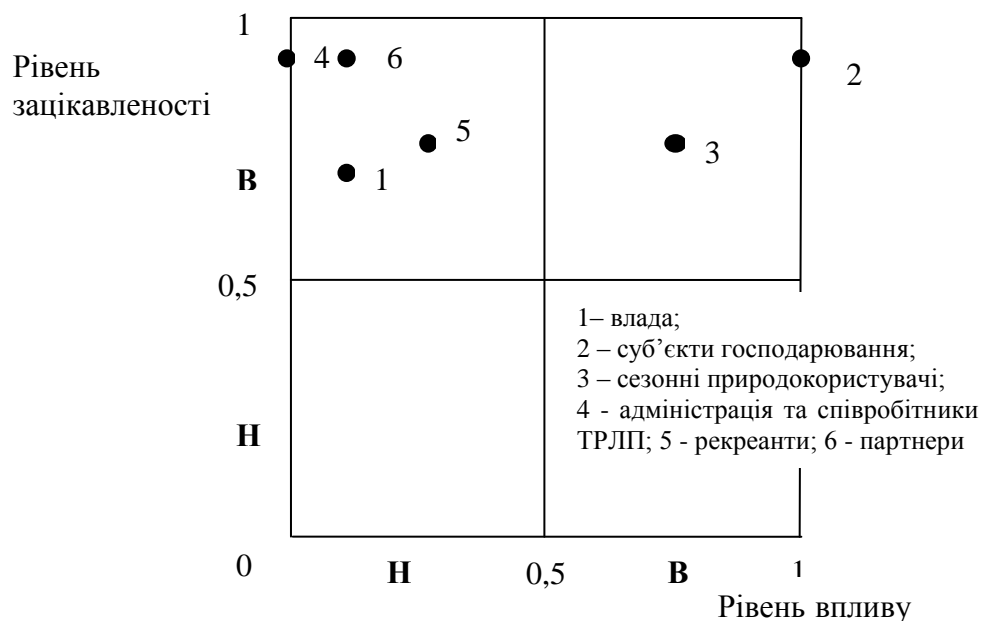


Рисунок 3.2 – Матриця стейкхолдерів зони Тилігульського лиману

З цих міркувань, управління відносинами з представниками першої групи передбачає їх примушення, спонукання або переконання щодо переорієнтації діяльності в напрямку безпечного екологічного існування, господарювання та відпочинку, як-то перехід на виробництво екологічно чистої сільськогосподарської продукції, відмова від використання будь-яких хімічних засобів захисту рослин на присадибних ділянках тощо.

Проте відгук «ключових гравців» на застосування відповідних методів управління може відбуватися лише при зміні їхньої моделі поведінки,

важливою підставою до якої є більш повна інформованість про існуючі загрози та можливості розв'язання проблемних питань природоохоронної спрямованості.

Підвищення статусу впливовості стейкхолдерів, які відносяться до групи «допитливих», може бути реалізовано за рахунок:

- впровадження владними структурами в практичну площину інструментів стимулювання «ключових гравців» щодо екологізації їхньої поведінки;
- прагнення рекреантів отримувати якісні екологічнобезпечні послуги з відпочинку та оздоровлення, користуватися розвинутою рекреаційною інфраструктурою, яка не порушує сталість екосистеми лиману;
- спрямування зусиль науковців, природоохоронних громадських організацій, ЗМІ, адміністрацій та співробітників Тилігульського регіонального ландшафтного парку на створення комунікативної стратегії, необхідної для покращення інформованості інших категорій стейкхолдерів та забезпечення координації дій щодо відтворення сталості лиману та прилеглих територій.

Проте запропоновані заходи не дадуть бажаного ефекту, якщо відсутній центр інтегрованого управління ресурсами природно-господарської системи Тилігульського лиману. Це може бути, наприклад, Рада лиману, яка виконуватиме роль постійно діючого, дорадчого робочого органу, до складу якого мають увійти представники всіх категорій стейкхолдерів, а метою його функціонування має бути створення ефективного організаційно-економічного механізму узгодження соціально-економічних потреб зацікавлених груп з можливостями екосистеми та прилеглих до лиману територій на основі принципу інтеграції «три К» – комунікація (встановлення контактів і обмін інформацією), кооперація (співробітництво), координація (узгодженість планів і дій) [29].

Створення Ради лиману є вкрай важливим питанням для реалізації стратегії сталого економіко-екологічного розвитку Тилігульського лиману і таким, що потребує багатоаспектного дослідження.

Стратегія сталого еколого-економічного розвитку передбачає, що структура економіки, спеціалізація виробництва повинні в сучасних умовах якнайтісніше узгоджуватися з наявними ресурсами, продуктивним, відтворювальним потенціалом навколишнього середовища. З огляду на це, інтегроване управління ресурсами Тилігульського лиману має здійснюватися за так званим «басейновим принципом», який, значною мірою, відповідає умовам безконфліктного співіснування природокористувачів з екосистемою регіону. Така стратегія управління передбачає, перш за все, узгодження інтересів зацікавлених сторін, якими в межах природно-господарського комплексу Тилігульського лиману є дві категорії стейкхолдерів: «ключові

гравці» та «допитливі». Враховуючи відмінність у рівні їх економіко-екологічних інтересів та здатності впливати на сталість екосистеми лиману і прилеглих територій, управління відносинами з ними має відбуватися шляхом екологізації поведінкової моделі перших та підвищення впливовості других, що зумовлює доцільність використання тріади методів ієрархічного управління та різноманітних інструментів поширення екологічної інформації.

4 ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

4.1 Мінливість рівня води

Водний режим Тилігульського лиману визначається об'ємами припливу вод з його водозбірного басейну, співвідношенням кількості атмосферних опадів, які випадають на водне дзеркало лиману, і об'ємами випаровування з нього, наявністю водообміну лиману з морем через штучний з'єднувальний канал.

Сумарний річний об'єм припливу поверхневих вод в Тилігульський лиман в сучасний період оцінюється в 24 млн.м³ (21,2 млн.м³ – стік р.Тилігул, близько 4,0 млн. м³ – інші водотоки). При загальній площі водного дзеркала лиману 128,85 км², випаровування з його водної поверхні становить 722 мм/рік (при солоності води рівній 20 ‰) або 93 млн.м³. Прибуткова складова, зумовлена атмосферними опадами, дорівнює 58 млн.м³. Таким чином, навіть у середній за водністю рік формується значний дефіцит водного балансу (близько 11 млн.м³), що за відсутності водообміну з морем через штучний канал спричиняє зменшення рівня води в лимані. У роки з малою кількістю атмосферних опадів та інтенсивним випаровуванням дефіцит водного балансу значно зростає.

На рис. 4.1 представлені коливання середньомісячних значень рівня води в Тилігульському лимані за період стаціонарних спостережень, які проводилися в його південній частині (смт.Коблево) з 1936 по 1987 рр. Видно, що до будівництва каналу рівень води в лимані в окремі роки знижувався до позначки мінус 1,3-1,9 мБС. Середня відмітка рівня Чорного моря в порту Одеса в цей період дорівнювала мінус 0,21 мБС. Після з'єднання лиману з морем рівень води в лимані не опускався нижче мінус 1,2 мБС. Значно підвищився середній багаторічний рівень. Внаслідок впливу сезонної мінливості рівня моря (зумовленої коливаннями стоку р.Дніпро) змінився характер мінливості середньомісячних значень рівня води в лимані в травні-серпні (рис. 4.2). Проте розмах сезонних коливань рівня води змінився несуттєво – з 0,32 м в період 1936-1958 рр. до 0,35 м в 1960-1987 рр. .

Мінливість відміток рівня води в лимані в сучасний період, відновлена за даними епізодичних спостережень, показана на рис. 4.3-4.4. Найбільш високі рівні відзначалися навесні 2003 року, коли в результаті інтенсивного весняного водопілля в лиман надійшла велика кількість води з поверхневим стоком.

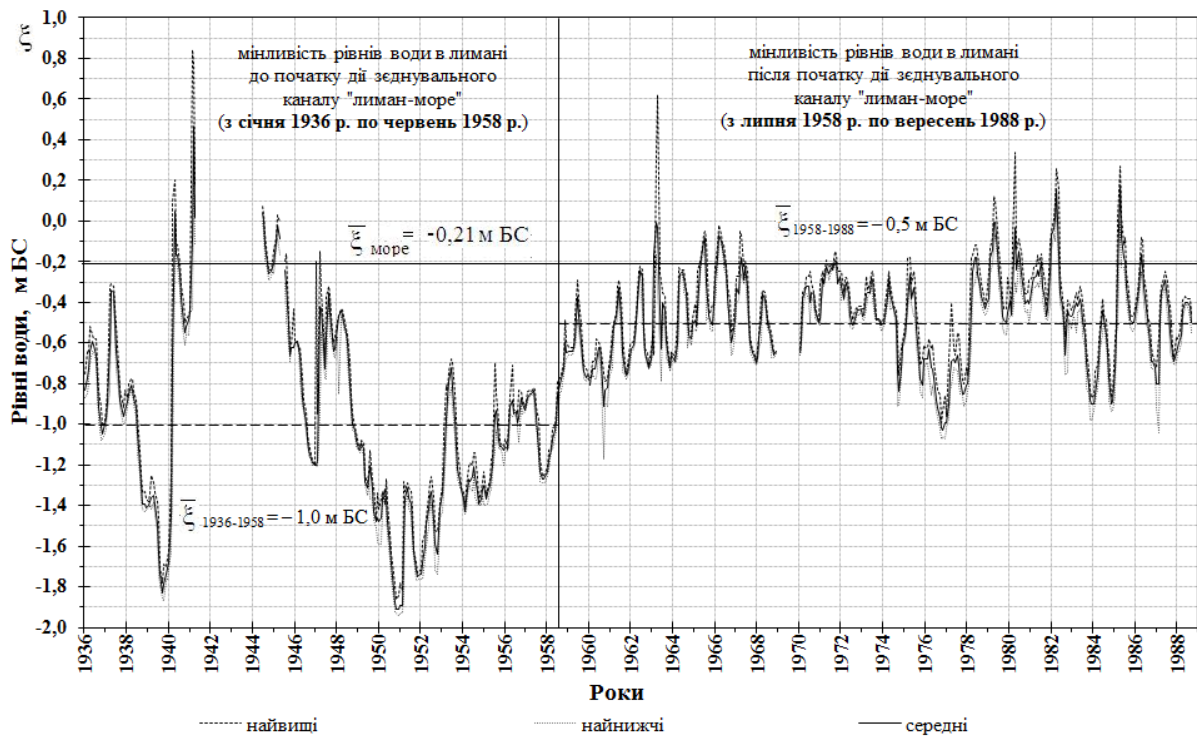
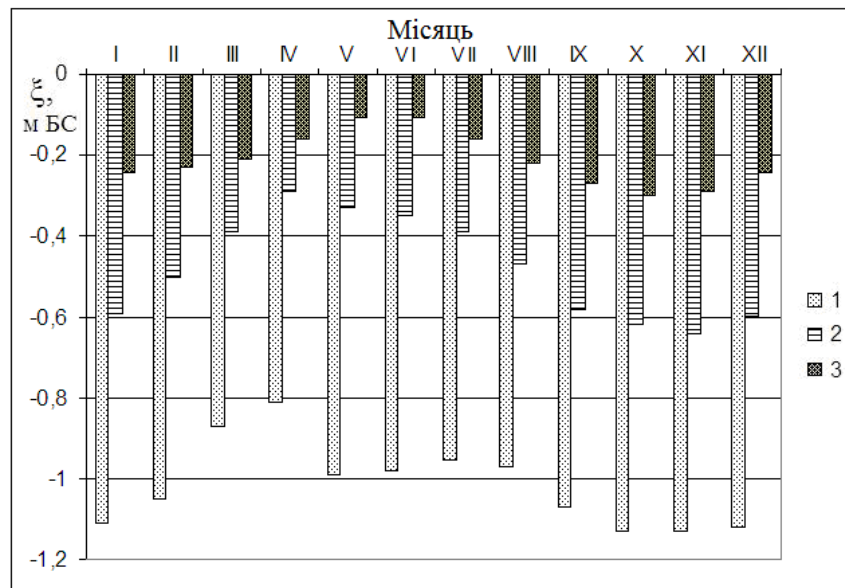


Рисунок 4.1 – Мінливість середньомісячних значень рівня води (мБС) в Тилігульському лимані за період 1936-1987 рр.



1 – лиман (1936-1959 рр.), 2 – лиман (1960-1987 рр.), 3 – море (1923-1985 рр.)

Рисунок 4.2 – Внутрішньорічна мінливість багаторічних середньомісячних відміток рівня води (мБС) в морі та Тилігульському лимані за період до (1936-1959 рр.) і після (1960-1987 рр.) введення в дію з'єднувального морського каналу

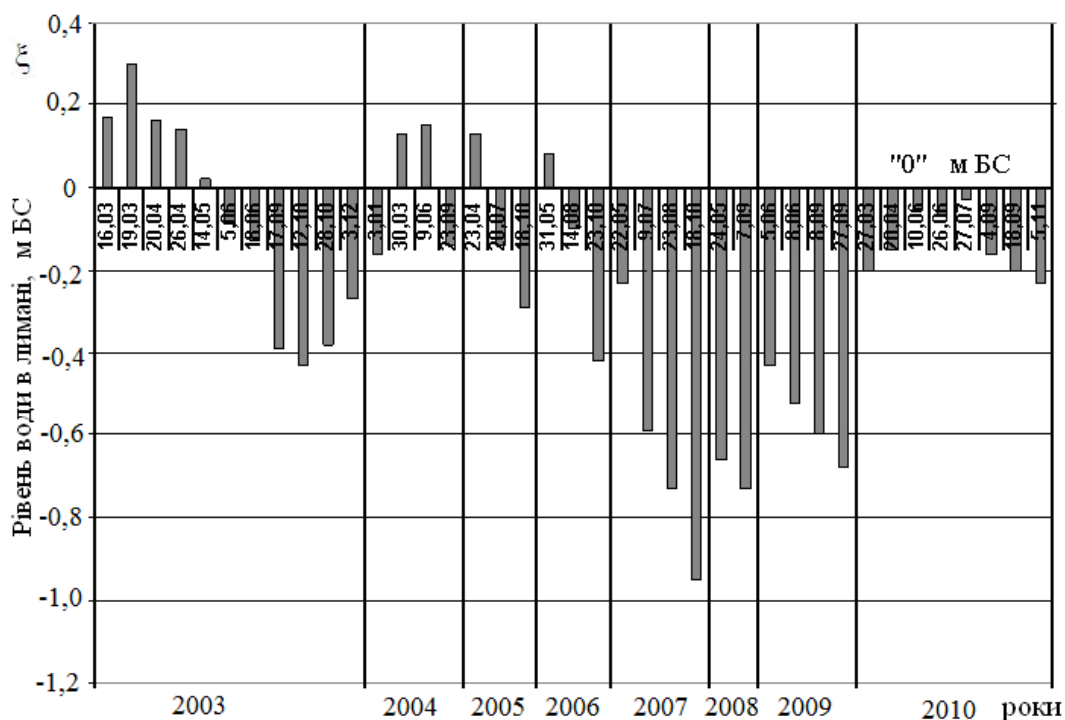


Рисунок 4.3 – Мінливість відміток рівня води в Тилігульському лимані (мБС) за даними епізодичних спостережень в 2003-2010 рр.

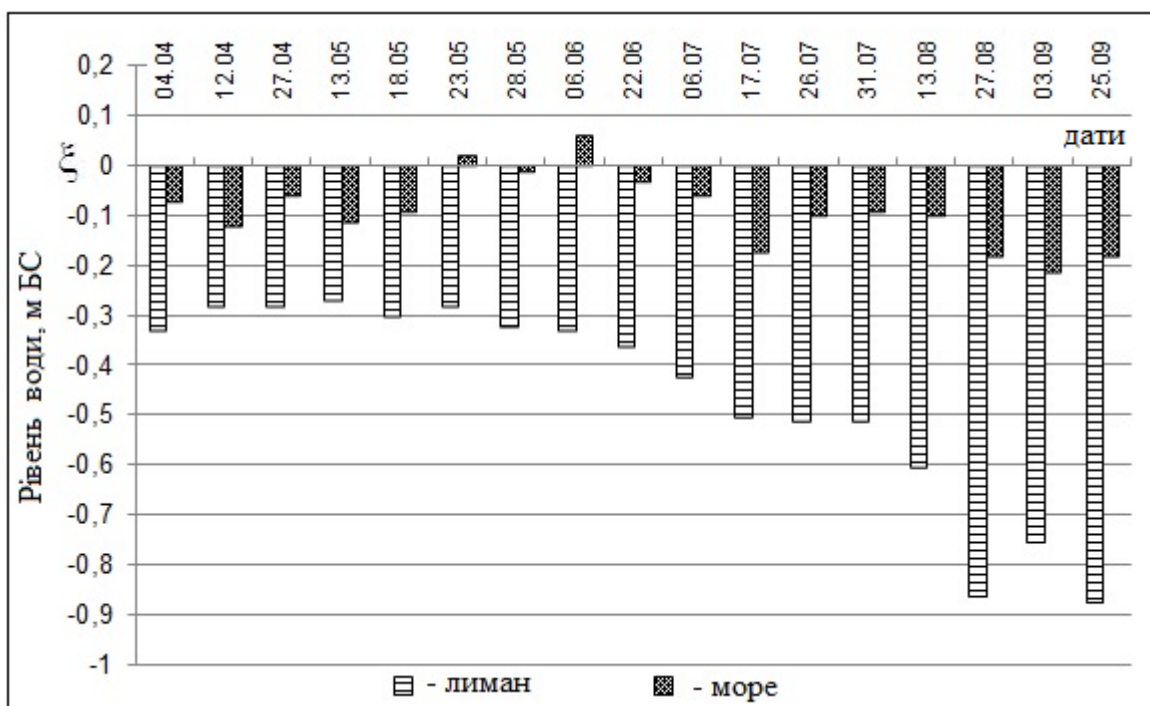


Рисунок 4.4 – Значення відміток рівня води (мБС) в Тилігульському лимані і морі у відповідні дати 2012 р.

Рівень води в лимані на кілька десятків сантиметрів перевищив рівень моря і в березні-квітні спостерігався інтенсивний вихід води з лиману в море через з'єднувальний канал.

В середині червня канал було закрито і розпочалося падіння рівня лиману внаслідок інтенсивного випаровування. До кінця 2003 р. рівень знизився до мінус 0,43 мБС.

До середини 2006 р. зберігалася певна стабільність рівневого режиму, діапазон коливань рівня води становив близько 0,40 м. У весняні місяці рівень лиману дещо підвищувався за рахунок надходження поверхневого стоку з водозбірного басейну лиману і припливу морської води через з'єднувальний канал, а в другій половині року відбувалося його зниження в результаті інтенсивного випаровування.

У 2007 р. почався період значного зниження рівня лиману (до мінус 0,95 мБС), який тривав до кінця 2009 р. Відмітки рівня води в лимані не перевищували мінус 0,40 мБС. У цей період кількість атмосферних опадів була нижчою за річну норму (450 мм) на 35-100 мм, а час функціонування з'єднувального каналу дуже нетривалим.

Взимку 2009-2010 рр. випало 213 мм опадів при кліматичній нормі 110 мм. В лиман надійшла велика кількість води з поверхневим стоком з його водозбірного басейну. В кінці березня 2010 р. був відкритий з'єднувальний канал, який функціонував до початку вересня. Крім того, інтенсивні атмосферні опади і стік р.Тилігул мали місце в липні. В результаті, рівень води в лимані в середині літа піднявся до мінус 0,05 мБС.

Якщо у червні-вересні 2010 р. на поверхню лиману випало 257 мм атмосферних опадів, то за той же період 2012 р. – лише 73 мм. Стік р.Тилігул в літні місяці був відсутній. З'єднувальний канал функціонував з середини травня до кінця липня. Тому до кінця серпня рівень води в лимані знизився до відмітки мінус 0,86 мБС (рис. 4.4).

4.2 Мінливість термогалинних умов

Протягом року температура води в лимані може змінюватися в широкому діапазоні: від мінус 0,1-0,2 °С взимку до 30-33 °С на мілководді влітку. Найбільш прогрітими води Тилігульського лиману бувають у липні-серпні. В цей період добовий розмах змін температури води на мілководді може досягати 6 °С (рис. 4.5). В денний час температура води у відкритій частині акваторії на 1,5 - 2,0 °С нижча, ніж біля берега.

У минулому сторіччі середня тривалість періоду з льодовими явищами становила 69 діб, а в деякі зими (1945-1946 рр.) льодяний покрив міг

спостерігатися до 4 місяців. В теперішній час, в холодні зими лиман покривається льодом на період 1-2 місяці, а в теплі зими тривалість льодового періоду може складати всього один тиждень або лиман може не замерзати взагалі. Найбільша товщина льоду – 20-30 см спостерігається зазвичай на початку лютого, а в суворі зими досягає 0,5 м, як, наприклад, взимку 2002/2003 рр.

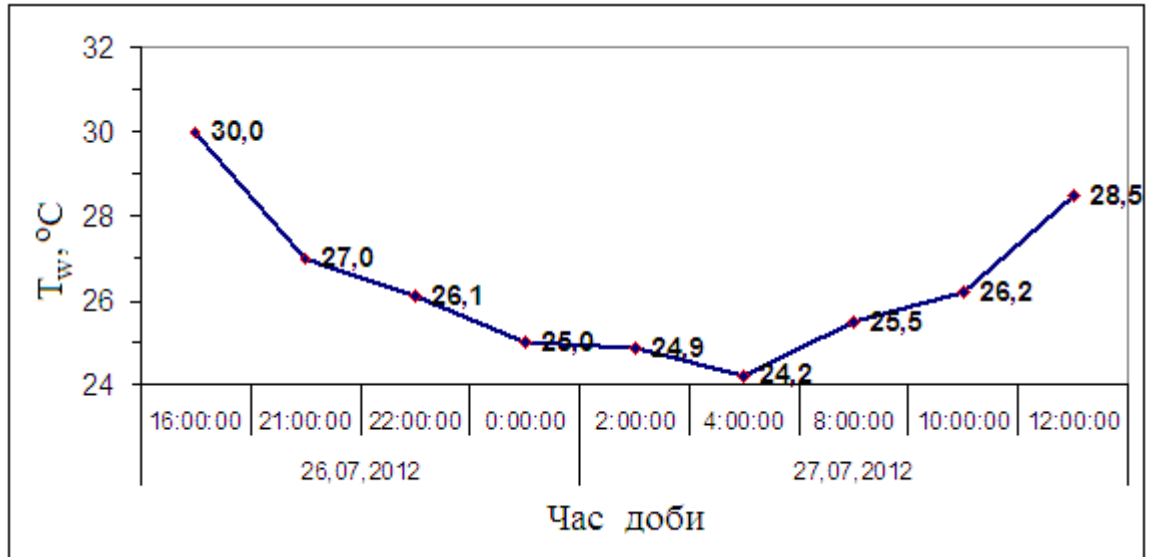


Рисунок 4.5 – Добова мінливість температури поверхневого шару води в прибережній зоні південної частини лиману (район с.Кошари)

Мінливість температури та солоності води в мілководній прибережній зоні центральної частини Тилігульського лиману в період 2007-2012 рр. показана на рис. 4.6. З нього видно, що до кінця червня – початку липня вода прогрівається до температур, що перевищують $25\text{ }^\circ\text{C}$. Максимальні значення температури води ($30\text{--}33^\circ\text{C}$) відзначалися наприкінці липня – початку серпня 2010 р. Поступове вихолодження вод лиману починається з середини серпня.

Для Тилігульського лиману характерна багаторічна тенденція підвищення солоності вод (рис. 4.7), наявність якої пояснюється зменшенням припливу прісних вод з водозбірного басейну лиману і акумуляцією солей, що надходять з морськими водами через з'єднувальний канал. У 60-х роках минулого сторіччя, коли обсяги стоку річки Тилігул складали значну частину водного балансу лиману, середні значення солоності води в північній частині лиману становили $8,7\text{ }‰$, у центральній – $11,4\text{ }‰$, а в південній – $13\text{--}15\text{ }‰$ [32]. В сучасних умовах до кінця літа – початку осені солоність води як у південній, так і у центральній частинах лиману може зростати до $19\text{--}23\text{ }‰$, а в північній – до $27\text{ }‰$. Наприклад, у 2012 р. протягом усього періоду спостережень (травень - жовтень) солоність води в центральній частині

лиману перевищувала 20 ‰, а в жовтні досягла своїх максимальних значень 23 ‰ (рис. 4.6б).

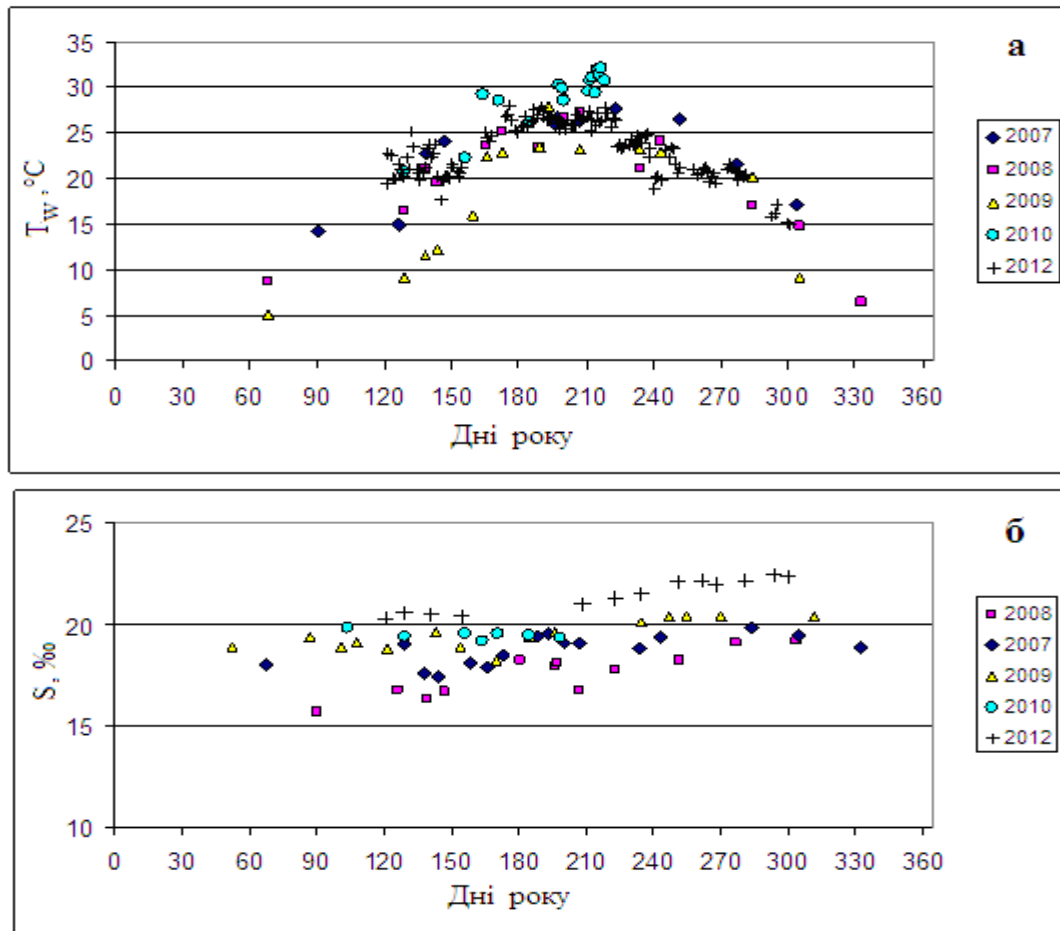


Рисунок 4.6 – Мінливість температури (а), °С, і солоності (б), ‰, води в прибережній зоні центральної частини Тилігульського лиману

Деяке зниження солоності вод в лимані відбувається в роки з сильними весняними повеннями та паводками. Так, наприклад, у березні 2003 року, коли рівень води в лимані піднявся до 0,3 мБС, поверхневий шар навіть в південній частині лиману опріснівся до 6 ‰. Однак, через формування різкого сезонного пікноклину в результаті опріснення поверхневого шару та весняно-літнього прогрівання вод, значне зниження загальної солоності вод в лимані не відбулося. Як правило, при підвищенні рівня води в лимані перемичка в каналі проривається і опріснена вода поверхневого шару йде в море. Вже до кінця осені 2003 р. солоність вод поверхневого шару лиману досягла 17-19 ‰.

Уявлення про особливості просторової мінливості солоності води на акваторії лиману в літній період року дають дані малочисельних гідрологічних зйомок, наведені на рис. 4.8. Видно, що влітку 2002 р. в мілководній північній частині лиману значення солоності були меншими, ніж

у центральній його частині. У локальній області, прилеглій до з'єднувального каналу, проявлявся вплив морських вод, що надходили до лиману, і солоність яких була нижча, ніж лиманних. У серпні 2012 р. солоність вод у північній частині лиману, навпаки, була максимальною, оскільки протягом всього літнього періоду стік р.Тилігул був відсутній.

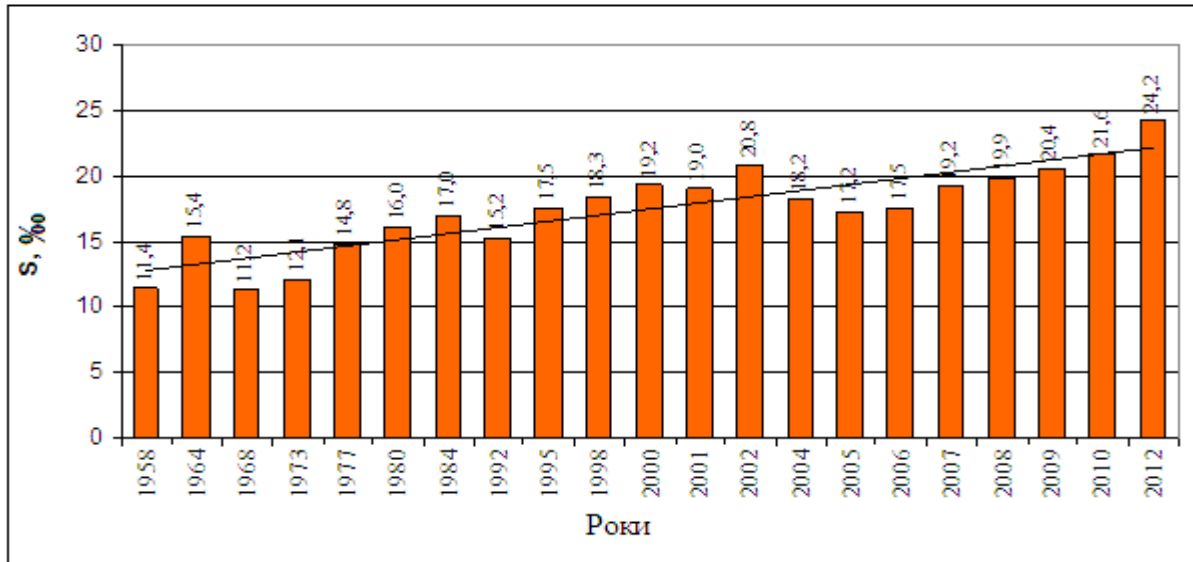


Рисунок 4.7 – Багаторічна мінливість максимальних значень солоності води, що спостерігалися в лимані, за даними літературних джерел та епізодичних спостережень у 2001-2012 рр.

Характерна особливість сезонної мінливості вертикальної термохалинної структури вод Тилігульського лиману полягає у формуванні в травні сезонного термокліну, який при певному поєднанні гідрометеорологічних чинників (опрісненні і сильному прогріві поверхневих вод, сприятливих вітрових умовах) може зберігатися у глибоких частинах лиману до початку серпня. Така ситуація спостерігалася влітку 2010 р., причому характеристики термокліну в південній і центральній частинах лиману суттєво розрізнялися (рис. 4.9 - 4.10).

У південній частині лиману термоклін з вертикальним градієнтом температури 1,2-1,4 °С/м розташовувався в діапазоні глибин 5-13 м. Температура вод поверхневого шару становила 28-30 °С, а придонного шару – 18 °С. В центральній частині лиману різкий сезонний термоклін, з вертикальним градієнтом 3 °С/м, розташовувався на глибинах від 10 м до дна. Від поверхні до глибини 10 м температура води плавно зменшувалася на 2-3 °С. Солоність води в обох частинах лиману збільшувалася з глибиною. У південній частині солоність придонних вод була вище поверхневих на 0,5-0,6 ‰, а в центральній – на 1-2 ‰.

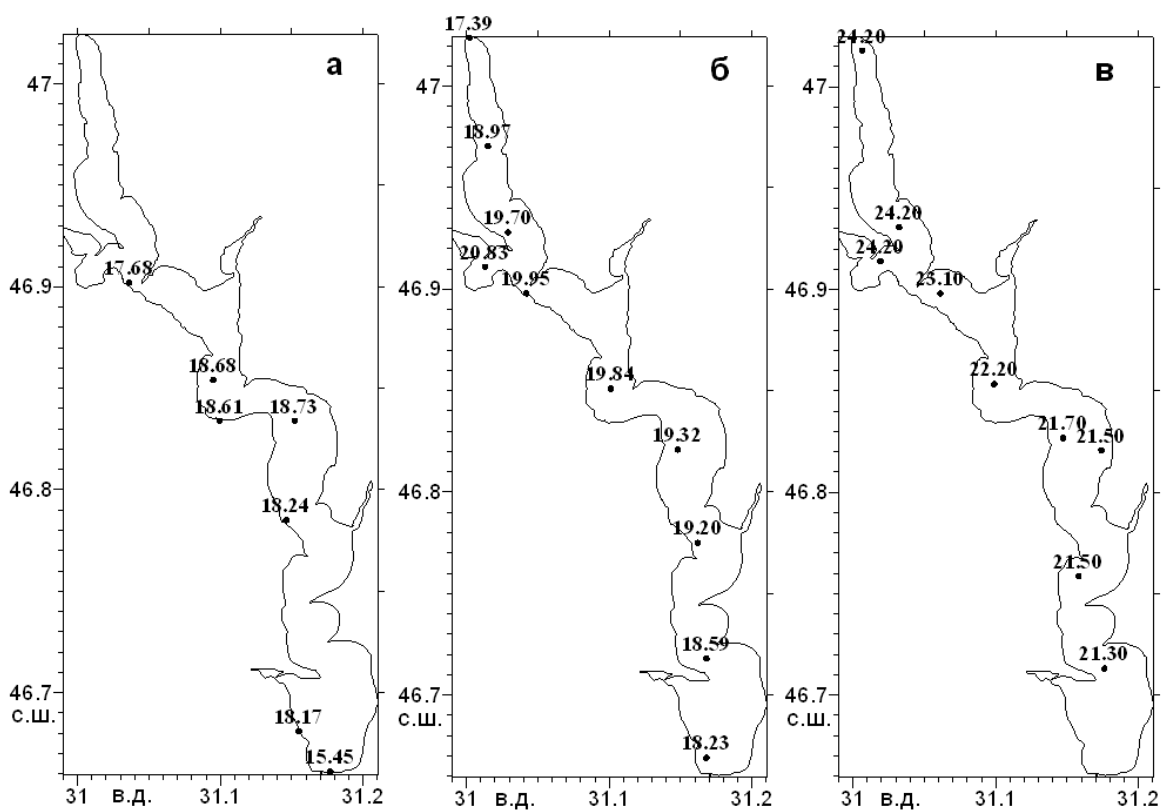


Рисунок 4.8 – Просторова мінливість солоності, ‰, вод поверхневого шару Тилігульського лиману в літній період: а) 04.06.2002 р.; б) 3.08.2002 р.; в) 23.08.2012 р.

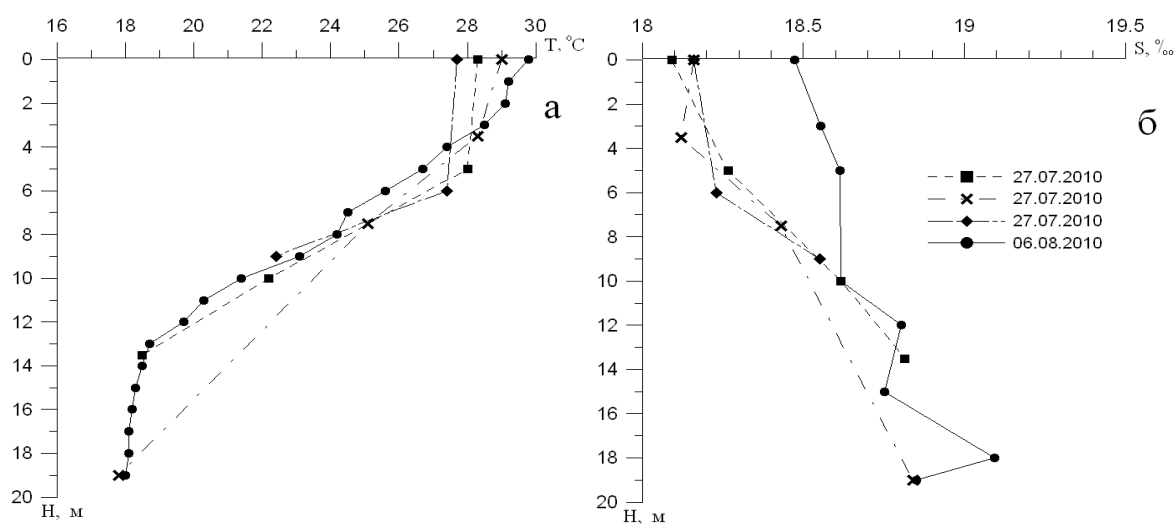


Рисунок 4.9 – Розподіл температури (а), °С, і солоності (б), ‰, води за глибиною в південній частині Тилігульського лиману в кінці липня - початку серпня 2010 р.

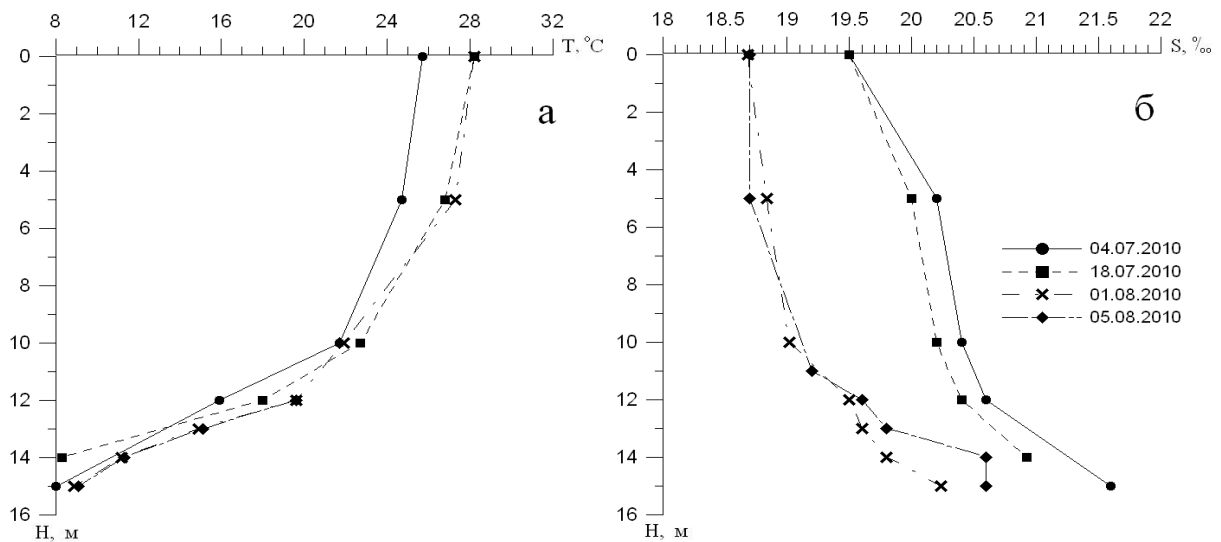


Рисунок 4.10 – Розподіл температури (а), °С, і солоності (б), ‰, води за глибиною в центральній частині Тилігульського лиману (між Ранжевою та Чіловою косами) влітку 2010 р.

На відміну від 2010 року, у 2012 р. наявність яскраво вираженого сезонного термокліну спостерігалася тільки у травні (рис. 4.11). У червні температура води придонного шару підвищилася до 20,5 °С при температурі поверхневого шару 24-27 °С, а вже з початку липня вертикальну термогалінну структуру вод лиману можна охарактеризувати як квазіоднорідну і нестійку. При цьому солоність вод придонного шару не була максимальною в стовпі води.

Відмітимо, що факт формування стійкого сезонного пікнокліну в Тилігульському лимані у літній період 1963 р. вперше був описаний у роботі [32]. В кінці червня температура води рівномірно зменшувалася з 23-24 °С в поверхневому шарі до 7-15 °С в придонному шарі на глибинах більше 10 м. Солоність вод лиману змінювалася від 11 ‰ в поверхневому шарі до більш ніж 17 ‰ – в придонному. Влітку 1963, 1964 рр. умовна густина на нижній межі шару стрибка густини була в 1,5-2,5 рази більшою, ніж на верхній межі. Автор пояснював це впливом надходження в лиман через канал морських вод з солоністю 14-16 ‰ і сильним весняним паводком 1963 р., вплив якого на вертикальну термогалінну структуру позначився не тільки в 1963 р., але і в 1964 р. Протягом наступних 1965-1968 рр., як випливає з [32], різкий сезонний пікноклін в літній період року не утворювався. Основний висновок [32]: розвиток та існування термо- і халокліну в Тилігульському лимані залежать від інтенсивності весняного паводка і сольового стану вод до моменту розвитку паводка.

У роботі [33], де узагальнені дані гідрологічних спостережень, виконаних наприкінці 70-х – 80-х років минулого сторіччя, зазначається

лише утворення сезонного термокліну в лимані в період весняного прогріву вод. Так, у травні 1979 р. температура води в глибокій частині акваторії лиману зменшувалася з 16,0-16,5 °С на поверхні до 12,5-14 °С у дна на глибинах 16-18 м. Факти існування різко вираженої температурної стратифікації вод в літній період року не вказані.

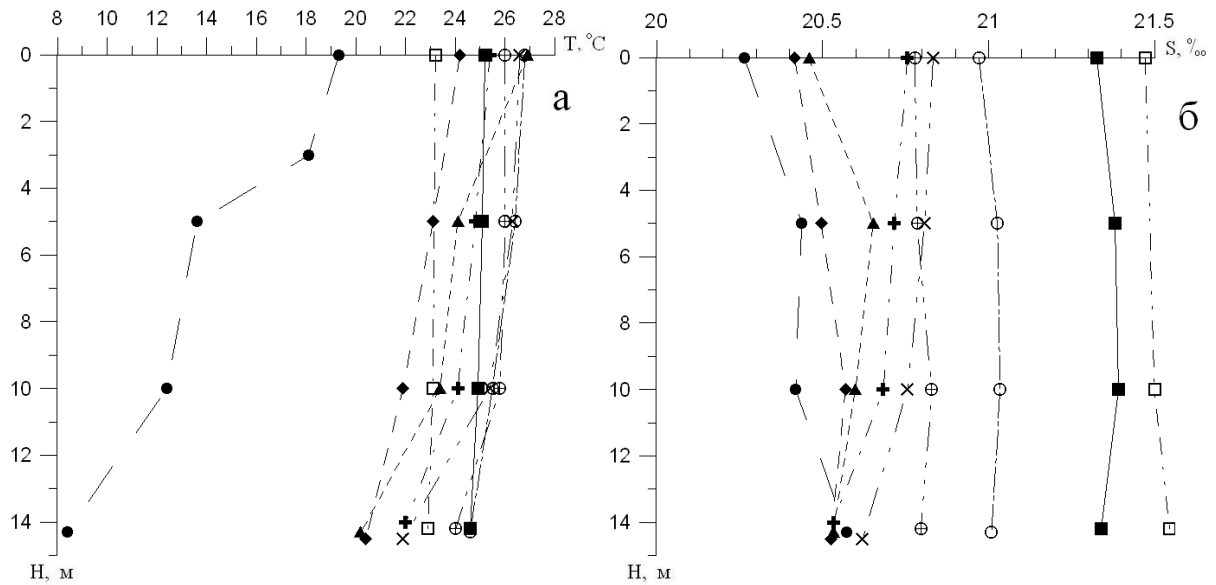


Рисунок 4.11 – Розподіл температури (а), °С, і солоності (б), ‰, води за глибиною в центральній частині Тилігульського лиману (між Ранжевою та Чіловою косами) влітку 2012 р.

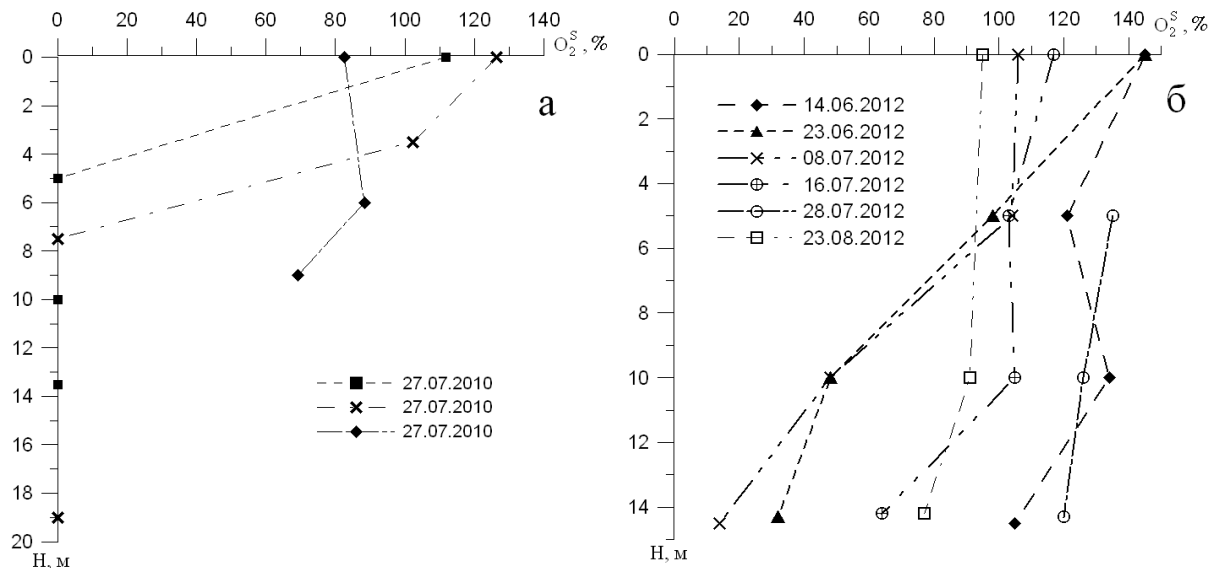


Рисунок 4.12 – Розподіл насичення киснем (%) вод Тилігульського лиману за глибиною: а) в різних точках південної частини лиману 27.07.2010 р.; б) в центральній частині лиману (між Ранжевою та Чіловою косами) влітку 2012 р.

На гідрологічних станціях виконаних у серпні 2002 р. та липні 2014 р. придонний холодний шар вод в глибоких частинах акваторії лиману також не було виявлено.

З рис. 4.11а-4.12б видно, що наявність навіть слабо вираженої температурної стратифікації вод лиману в літній період року (26.06.2012 р., 08.07.2012 р.) приводить до розвитку гіпоксії в придонному шарі. Наприкінці липня 2010 р. в глибоких точках акваторії лиману спостерігалася повна відсутність розчиненого кисню у водах, розташованих глибше за верхній квазіоднорідний перемішаний шар (рис. 4.12а).

5 ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ ЛИМАНУ

Не зважаючи на те, що на узбережжі Тилігульського лиману відсутні потужні антропогенні джерела забруднення вод, його гідроекологічному режиму притаманна низка проблем, які представлені у розділі 2.3. Зумовлені вони особливостями формування водного балансу лиману та морфологічною будовою його ложа.

Через конфігурацію берегів, розподіл глибин і наявність мілководних ділянок (підводних продовжень кіс: Чилової, Ранжевої), лиман поділяється на чотири частини, інтегральний по глибині водообмін між якими утруднений (див. розділи 12, 15.2). В глибоких південній і центральній частинах лиману мінливість у часі гідроекологічних характеристик приповерхневого шару вод в літній період року значною мірою визначається інтенсивністю вертикального турбулентного обміну, яка залежить від сили вітру і вертикального градієнта густини води. В мілководних районах значення гідрохімічних характеристик можуть значно змінюватися під впливом вітро-хвильового скаламучування донних відкладів при сильних вітрах.

Дефіцит прісного балансу лиману, який формується в результаті інтенсивного випаровування влітку і зменшення припливу прісних вод з водозбірного басейну під впливом сумісної дії кліматичних змін та антропогенної діяльності, сукупно з періодичним поповненням лиману морською водою у весінньо-літні місяці для компенсації цього дефіциту, спричиняють накопичення в лимані протягом багатьох років запасів солей і біогенних речовин.

У період 1979-1987 рр. особливості формування гідроекологічного режиму Тилігульського лиману досліджувалися Інститутом гідробіології Академії наук УРСР. Результати цих досліджень опубліковані в монографії [1]. В 90-ті роки минулого сторіччя гідроекологічні дослідження лиману не виконувалися через скрутне соціально-економічне становище в Україні.

На початку ХХІ сторіччя дослідження біотичних і абіотичних характеристик вод лиману були відновлені фахівцями Одеського філіалу Інституту біології південних морів НАН України. Узагальнені матеріали спостережень, одержані в період 2001-2003 рр., опубліковані в монографії [34], а результати досліджень виконаних пізніше – в роботах [35-38].

У даному розділі розглянуті особливості середньої за багаторічний період внутрішньорічної мінливості в першому десятиріччі ХХІ сторіччя гідрохімічних і гідробіологічних характеристик, які визначають ступень трофності і кисневий режим вод лиману. Ці відомості важливі для калібрування моделі евтрофікації вод лиману, яка може бути використана

для оцінки впливу різних природних і антропогенних чинників на його гідроекологічний режим, а також оцінки ефективності різних сценаріїв гідроекологічного менеджменту, з урахуванням змін клімату та антропогенної діяльності.

Комплекс спостережень за гідрохімічними характеристиками вод лиману включав в себе визначення концентрацій розчинених мінеральних форм азоту (амонійного NH_4^+ , нітритного NO_2^- , нітратного NO_3^-) і фосфору (фосфатів PO_4^{3-}), загального азоту ($N_{ЗАГ}$) і фосфору ($P_{ЗАГ}$), розчиненої органічної речовини (POP) за перманганатною окислюваністю, розчиненого кисню (O_2). Концентрації органічного азоту і фосфору обчислювалися за різницею між загальним вмістом і концентрацією мінеральних форм: $P_{ОРГ} = P_{ЗАГ} - P_{МИН}$, $N_{ОРГ} = N_{ЗАГ} - N_{МИН}$.

Комплекс гідробіологічних спостережень за автотрофними компонентами екосистеми лиману включав до себе визначення концентрацій хлорофілу «а», відбір проб фітопланктону та фітобентосу з оцінкою структурно-функціональної організації їх угруповань [36, 38].

На жаль, слід відзначити, що спостереження мають епізодичний характер і нерівномірно розподілені по акваторії лиману. Їх кількість значно розрізняється по роках і місяцях. В окремі місяці й роки спостереження взагалі не проводились або поодинокі. Крім того, дані гідрохімічних і гідробіологічних спостережень часто не узгоджені в часі і просторі. Найбільше число спостережень виконано в південній половині лиману.

Для встановлення характеру внутрішньорічної мінливості гідрохімічних і гідробіологічних характеристик екосистеми Тилігульського лиману, отримані у ХХІ сторіччі дані спостережень в приповерхневому шарі води глибиною 5 м групувалися по місяцях і надалі обчислювалися їх багаторічні середньомісячні значення. Інформація про кількість спостережень, які припадають на кожен місяць, та роки, в які вони були виконані, наведена в таблицях 5.1, 5.2.

Внутрішньорічна (щомісячна) мінливість середніх багаторічних значень біомаси фітопланктону і концентрацій хлорофілу «а», отримана шляхом помісячного осереднення наявних даних за період 2001-2011 рр., представлена на рис. 5.1. Максимальні значення біомаси фітопланктону, осередненої по акваторії лиману, спостерігались у липні-серпні (рис. 5.1а). Однак, слід відзначити, що вони сформовані з урахуванням аномальних умов 2010 р. Тому для кращого розуміння особливостей внутрішньорічної динаміки біомаси фітопланктону слід зважати на аналіз міжрічної мінливості її середньосезонних (весна, літо) значень, наведений в [38] (рис. 5.2).

Таблиця 5.1 – Інформація про кількість гідрохімічних спостережень, виконаних в період 2002-2010 рр. в Тилігульському лимані, та їх розподіл по місяцях і роках

Місяць	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Кількість спостер.	3	6	8	12	7	14	6	11
Роки	2003	2003	2006, 2008	2002, 2004, 2005, 2010	2003, 2004, 2005, 2010	2002	2003, 2004	2003, 2005

Таблиця 5.2 – Інформація про кількість спостережень за біомасою фітопланктону, виконаних в період 2001-2011 рр. в Тилігульському лимані, та їх розподіл по місяцях і роках

Місяць	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Кількість спостер.	1	-	7	6	11	14	5	6	11
Роки	2011	-	2003, 2011	2006, 2008	2001, 2002, 2005, 2006	2003, 2005, 2010, 2011	2001, 2002, 2010	2003, 2010	2001, 2006, 2010

Згідно [38], пік біомаси фітопланктону зафіксований влітку 2010 р. ($68\,155\text{ мг/м}^3$) у 58 разів перевищив середню весняно-літню біомасу решти років, для яких середньосезонні значення біомаси варіювали від 370 до 2215 мг/м^3 (за виключенням весни 2011р. – 46 мг/м^3). При розгляді всього періоду досліджень встановлено, що осереднені за весняний сезон значення біомаси фітопланктону в 10,6 разів перевищують середньолітні. Однак, якщо не враховувати аномальний 2010 р., перевищення знизиться до 1,2 разів. За усередненими даними наявних спостережень, біомаса фітопланктону зростала з весни до літа у 2001, 2010 і 2011 рр., знижувалась – у 2002, 2003, 2005, 2006 рр. (рис. 5.2). У середній за багаторічний період внутрішньорічній мінливості концентрацій хлорофілу «а» (рис. 5.1б) також виділяються весняний (квітень) і літній (липень-серпень) максимуми.

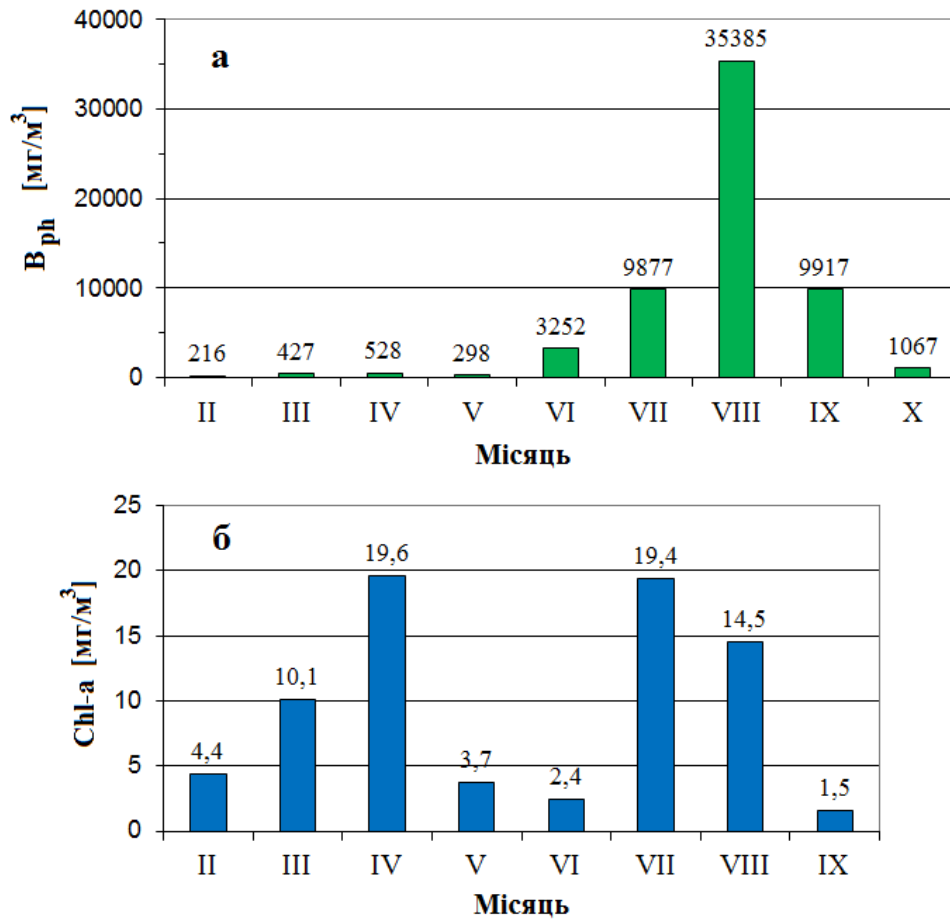


Рисунок 5.1 – Внутрішньорічна мінливість біомаси фітопланктону B_{ph} та концентрації хлорофілу «а» $Chl-a$ (б) у фотичному шарі Тилігульського лиману, отримана помісячним осередненням даних за період 2001-2011 рр.

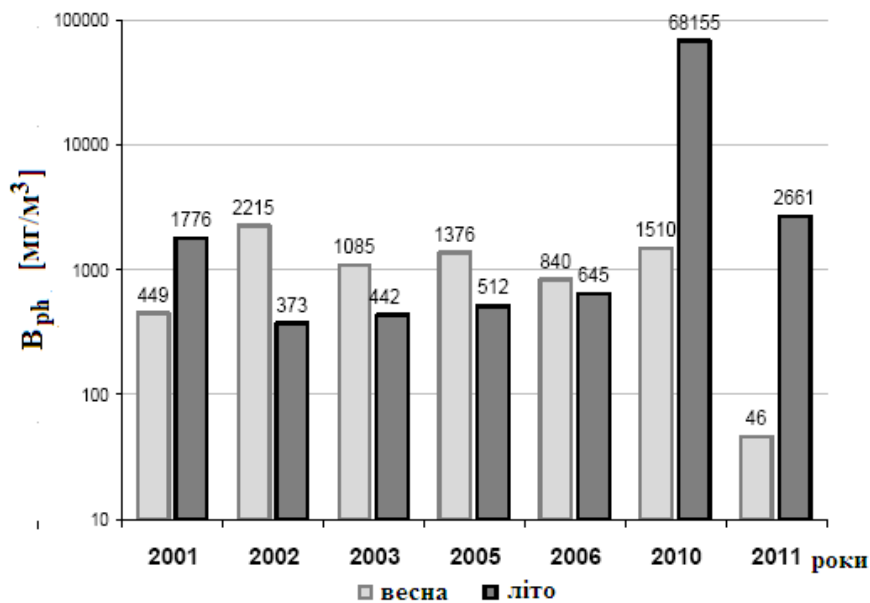


Рисунок 5.2 – Міжрічна мінливість біомаси фітопланктону в Тилігульському лимані у весняний та літній періоди [6]

Дослідження макрофітів в період 2000-2011 рр. виконувались на трьох ботанічних розрізах, які розташовані в північній мілководній частині лиману (розріз – с.Калинівка), в центральній частині – на межі її мілководної і глибокої зон (розріз – с.Мар'янівка) і в південній частині (розріз – с.Кошари, південна частина) Тилігульського лиману (рис. 5.3). Банк даних за цей період включає 21 ботанічну зйомку, на яких відібрано 576 кількісних проб макрофітів.

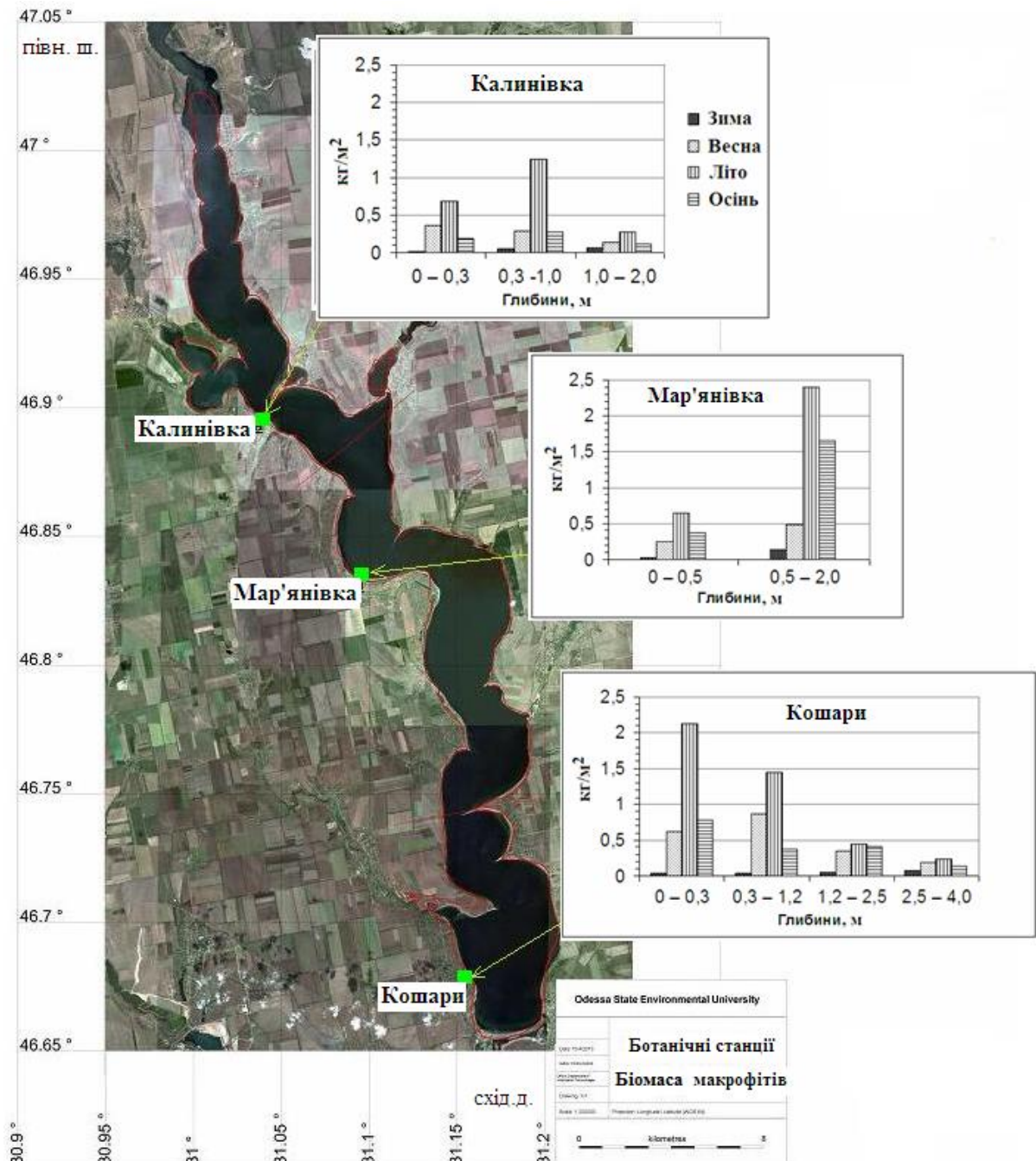


Рисунок 5.3 – Місце розташування ботанічних станцій моніторингу макрофітів в Тилігульському лимані і мінливість біомаси макрофітів на них, в залежності від глибини і сезону року, встановлена за даними спостережень за період з 2001 по 2011 рр.

Особливості сезонної динаміки біомаси макрофітів на ботанічних розрізах представлені на рис. 14.3, з якого видно, що максимальні біомаси макрофітів в нижній частині Тилігульського лиману (с.Кошари) влітку можуть перевищувати 2 кг/м^2 поблизу урізу води. Для середньої частини лиману (с.Мар'янівка), також як і для нижньої, характерним є розвиток максимальних значень біомаси, які перевищують 2 кг/м^2 , в літній період. Однак в цій частині лиману максимальні біомаси утворюються на більш глибоких горизонтах – 0,5-2,0 м, в основному за рахунок не водоростей, а квіткового макрофіта *Zostera marina* L. При цьому, продукція в літній період вища у горизонті 0-0,5 м, за рахунок функціонування екологічно більш активних у порівнянні з *Z. marina* багатоклітинних коротокоциклічних видів зелених (*Chlorophyta*) і червоних (*Rhodophyta*) водоростей.

В районі ботанічного розрізу с.Калинівка максимальні біомаси макрофітів утворюються на більш глибокому горизонті (0,3-1,0 м). Однак, домінуючим видом тут виступає не *Z. marina*, а *Z. noltii* Hornem. Цим можна пояснити менші значення абсолютної біомаси, тому що *Z. noltii* характеризується меншими розмірами у порівнянні з *Z. marina*. При цьому, абсолютна продукція донної рослинності у верхів'ї лиману вища, тому що тут переважають більш екологічно активні види. А саме продуктивність *Z. noltii* майже в два рази вища, ніж у *Z. marina*.

Внутрішньорічна мінливість біомаси макрофітів, отримана помісячним осередненням даних за період 2000-2013 рр., наведена на рис. 5.4 [36].

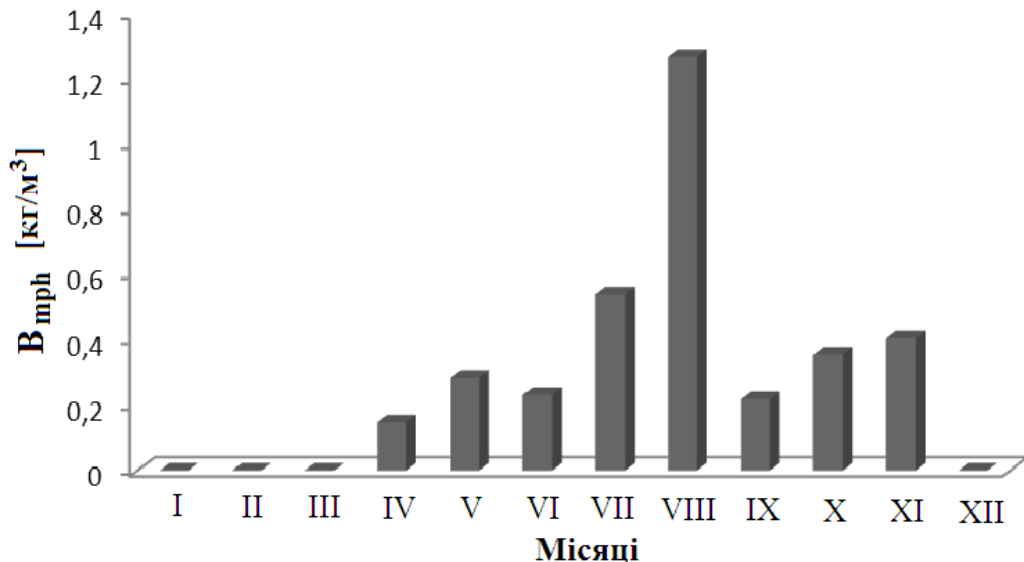


Рисунок 5.4 – Внутрішньорічна мінливість біомаси макрофітів, кг/м^3 , Тилігульського лиману, отримана помісячним осередненням даних за період 2000-2013 рр.

Із порівняння типових значень біомаси фітопланктону і макрофітів в Тилігульському лимані витікає, що останні грають не меншу ніж фітопланктон, а на мілководних ділянках – провідну роль у продукуванні органічної речовини та мінливості концентрацій біогенних речовин в водах лиману [36]. Цьому сприяє достатня для розвитку макрофітів в мілководних областях прозорість вод лиману (рис. 5.5).

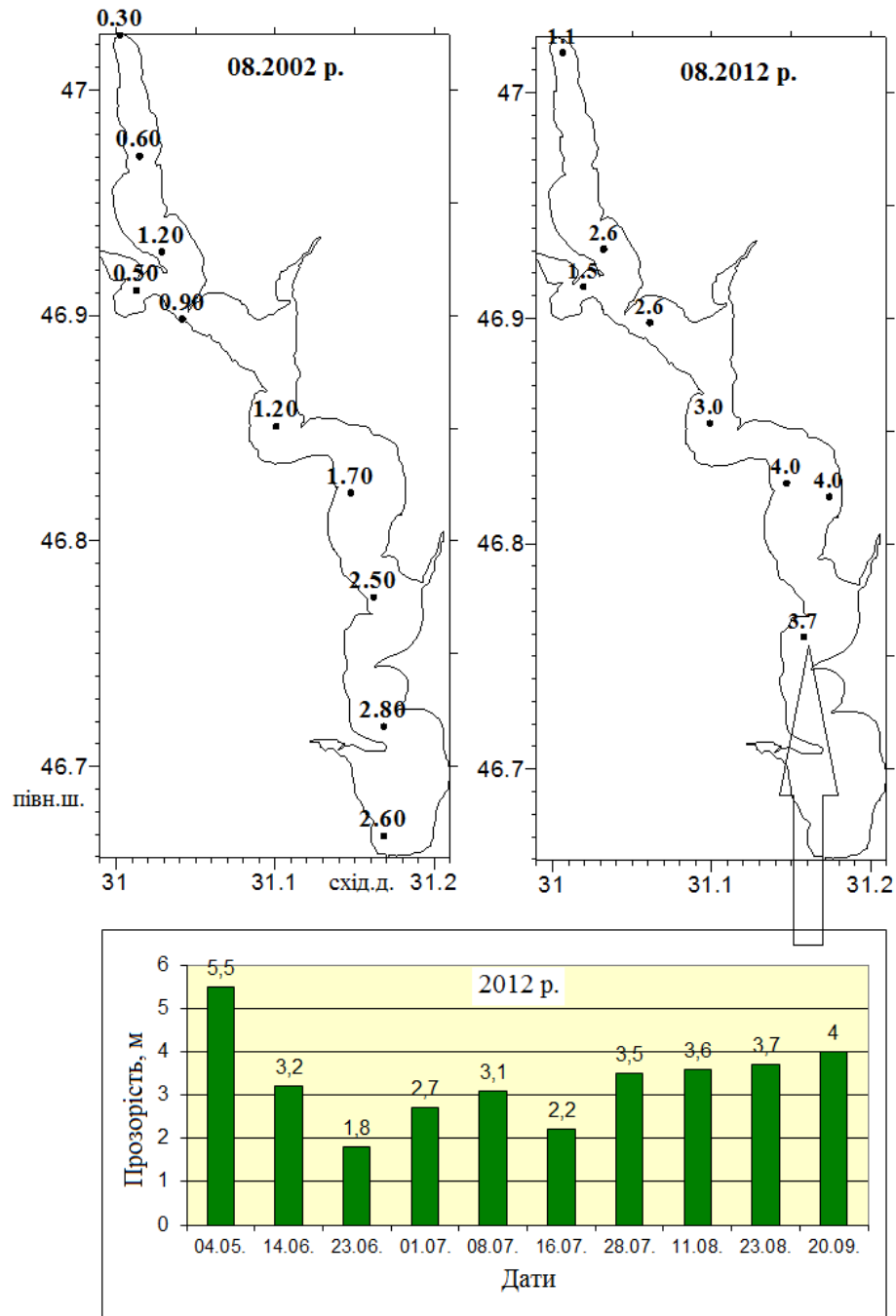


Рисунок 5.5 – Мінливість прозорості вод, м, на акваторії Тилігульського лиману за даними спостережень в серпні 2002 та 2012 рр., травні-вересні 2012 р. – на рейдовій станції між Чіловою та Ранжевою косами

Середня за багаторічний період внутрішньорічна мінливість концентрацій мінеральних та органічних форм азоту і фосфору, а також розчиненої органічної речовини у водах 5-метрового приповерхневого шару лиману, отримана шляхом помісячного осереднення наявних даних за період 2002-2010 рр., представлена на рис. 5.6. Характерна особливість гідрохімічного режиму вод лиману полягає в незбалансованості екосистеми за вмістом основних біогенних елементів – азоту і фосфору.

Співвідношення між концентраціями азоту та фосфору N : P у водах лиману, розраховане за багаторічними середньомісячними значеннями, в середньому становить 1:10 для неорганічних форм, 9,5:1 – для органічних форм, 3:1 – для загальних азоту та фосфору, при стандартному співвідношенні для органічної речовини планктону 7,2:1 [39]. Це свідчить про лімітування мінеральним азотом первинного продукування органічної речовини автотрофами, а також про домінування в органічному азоті стійкої до біохімічного окислення фракції, зі значно меншою швидкістю мінералізації, ніж для органічного фосфору.

Для оцінки впливу зовнішніх чинників, що формують гідрохімічний режим лиману, використовувалися дані гідрохімічних спостережень за концентрацією біогенних речовин у водах р.Тилігул в період 2001-2011 рр., виконані з дискретністю 1 раз в сезон в пункті «сmt Березівка», розташованому в 15 км від верхів'я лиману, а також дані Оф ІБПМ про мінливість гідрохімічних характеристик морських вод на ділянці північно-західній частині Чорного моря поблизу Григорівського лиману.

Середньобагаторічні сезонні концентрації біогенних речовин у водах р.Тилігул показані на рис. 5.7. При порівнянні їх з даними для вод Тилігульського лиману, наведеними на рис. 5.6, впливає, що річковий стік є значущим джерелом надходження в лиман мінеральних форм азоту, особливо в літньо-осінній сезони року. Зокрема, цим можна пояснити спалах біомаси фітопланктону влітку 2010 р., коли через сильні зливи стік р.Тилігул спостерігався в липні. Водночас, концентрації органічного і, особливо, мінерального фосфору в річкових водах протягом усього року нижчі, ніж в лимані.

Внутрішньорічна мінливість гідрохімічних характеристик морських вод показана на рис. 5.8. Слід зазначити, що наведені для квітня та серпня значення отримані на основі поодиноких вимірювань, виконаних у 2005 та 2014 рр., і не є статистично забезпеченими. При порівнянні середніх значень гідрохімічних характеристик, наведених на рис. 5.6 і 5.8, витікає, що надходження морських вод в лиман, в цілому, зумовлює «оздоровчий» ефект для екосистеми лиману з позицій евтрофікації. В морських водах міститься менше органічних речовин, фосфатів, ніж у водах лиману.

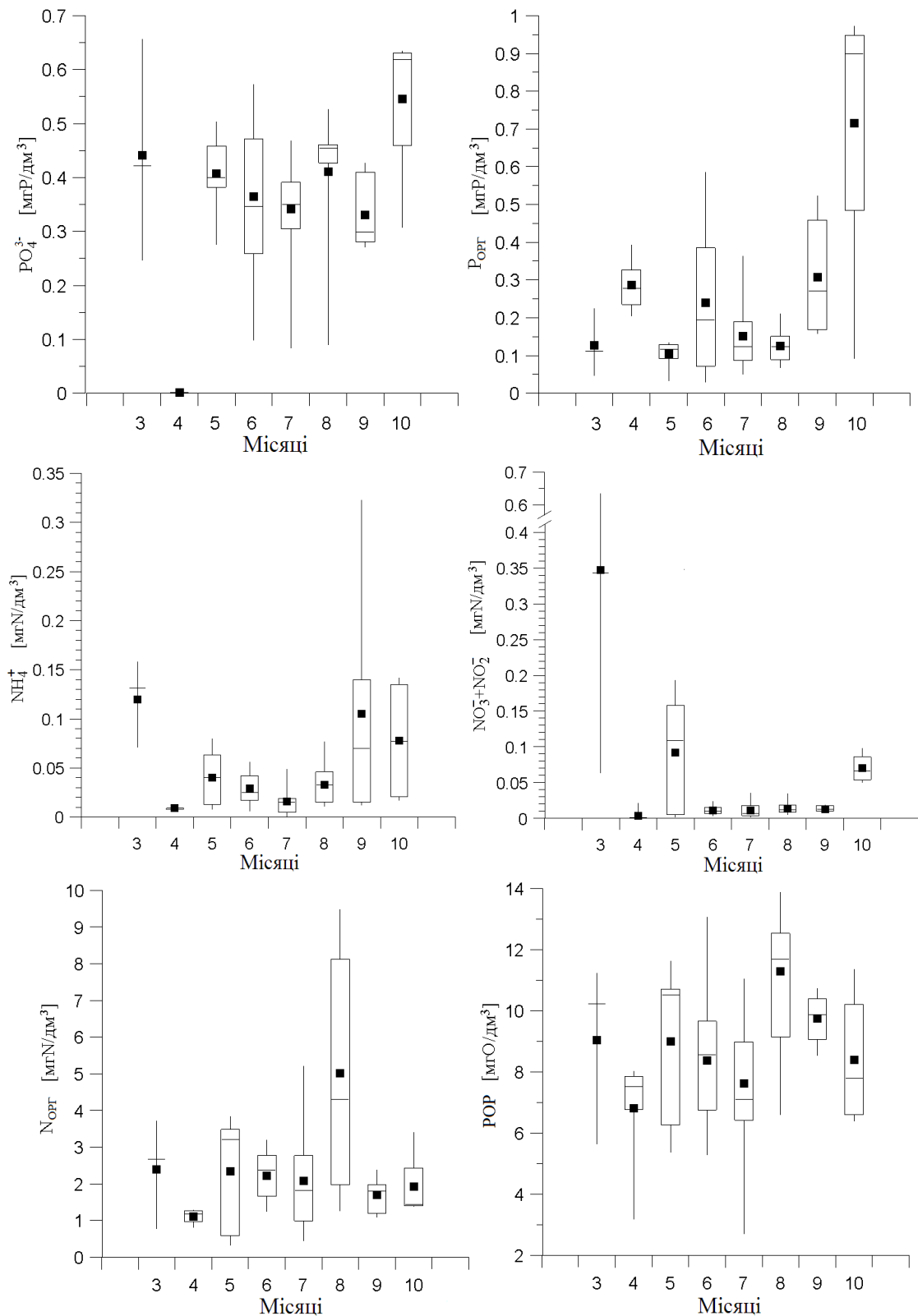


Рисунок 5.6 – Внутрішньорічна мінливість мінеральних та органічних форм азоту і фосфору, POP в Тилігульському лимані, встановлена помісячним осередненням даних спостережень за період 2002-2010 рр. Наведені мінімальні, максимальні, медіанні (риска) і середні (чорні квадрати) значення, а також значення 25 % та 75 % квантилей (нижня та верхня межі прямокутників)

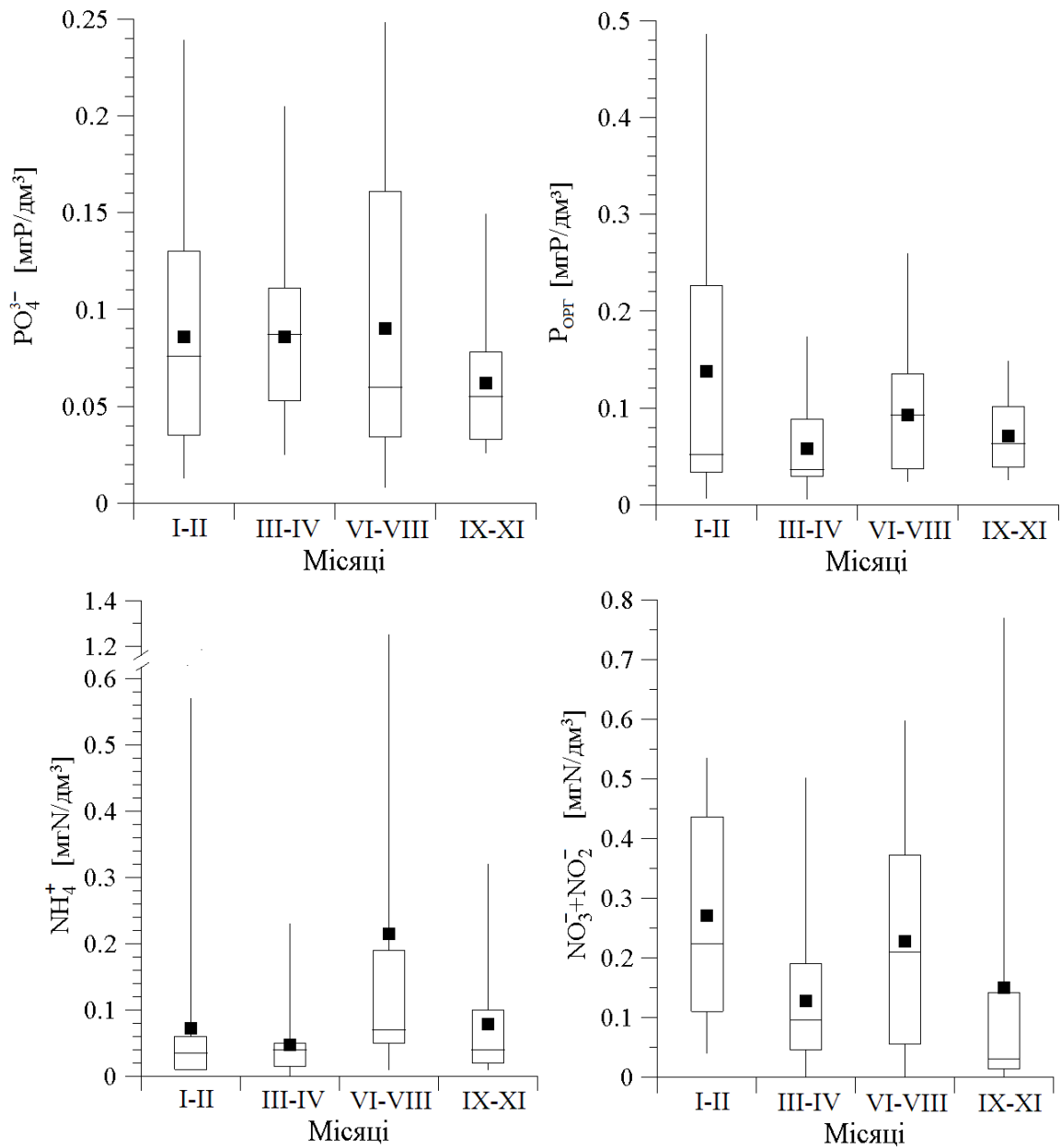


Рисунок 5.7 – Сезонна мінливість концентрацій мінерального та органічного фосфору, мінеральних форм азоту в водах р. Тилігул в період 2001 - 2011 рр. за даними спостережень в пункті «смт Березівка». Наведені мінімальні, максимальні, медіанні (риска) і середні (чорні квадрати) значення, а також значення 25 % та 75 % квантилей (нижня та верхня межі прямокутників)

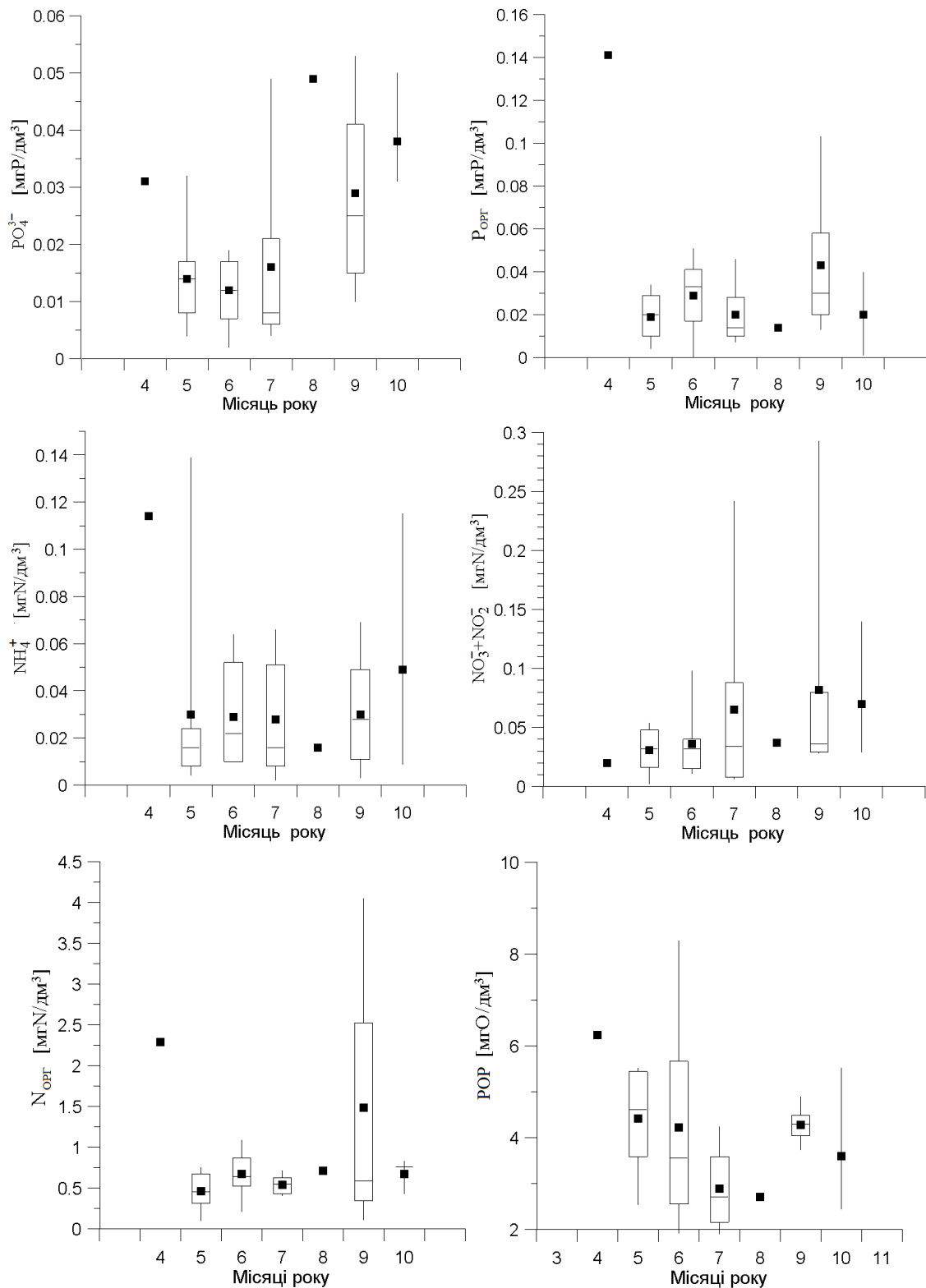


Рисунок 5.8 – Внутрішньорічна мінливість мінеральних та органічних форм азоту і фосфору, PO_4 на ділянці моря поблизу Григорівського лиману, встановлена помісячним осередненням даних спостережень за період 2004-2014 рр. Наведені мінімальні, максимальні, медіанні (риска) і середні (чорні квадрати) значення, а також значення 25 % та 75 % квантилей (нижня та верхня межі прямокутників)

Дещо вищі концентрації в морській воді нітратів в літні місяці можуть призводити до збільшення продукції органічної речовини в південній частині лиману, однак це збільшення буде незначним.

Однією з головних гідроекологічних проблем Тилігульського лиману є розвиток влітку дефіциту вмісту кисню (гіпоксії) у водах придонного шару глибоких ділянок акваторії лиману, а також на мілководді в нічний час при штилі і сильному прогріві вод. На ділянках центральної і південної частин лиману, де розташовані глибокі улоговини в рельєфі дна, наявність навіть слабо вираженої температурної стратифікації вод в літній період року призводить до розвитку гіпоксії (рис. 4.12), а при наявності різко вираженого термоклин, як наприклад у 2010 р., виникає аноксія.

На прибережному мілководді, при штильових умовах влітку, в результаті інтенсивного дихання і біохімічного окислення відмерлих залишків макролітів, вміст у воді розчиненого кисню в нічний час може знижуватися до мінімальних значень, які відповідають гіпоксійним умовам (рис. 5.9).

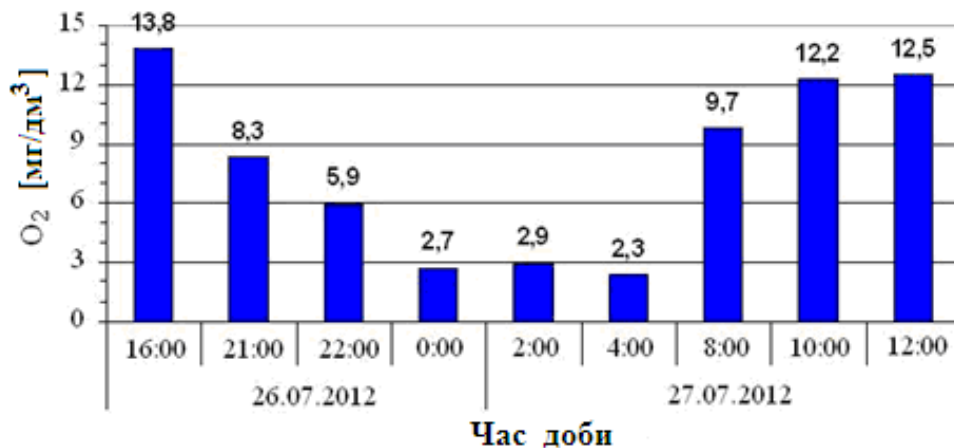


Рисунок 5.9 – Добовий хід вмісту розчиненого у воді кисню в прибережній мілководній зоні південної частини лиману в серпні 2012 р. (інформація Є.В. Соколова)

Порівняння гідрохімічних характеристик морських, лиманних і річкових вод дозволяє зробити висновок, що основні риси гідрохімічного режиму Тилігульського лиману значною мірою визначаються особливостями формування його водного балансу. Біогенні елементи, що надходять із зовнішніх джерел, насамперед з прісним стоком з водозбірної басейну лиману, протягом багатьох років акумулюються в ньому через інтенсивні втрати водного об'єму на випаровування влітку. Цьому сприяє також режим експлуатації з'єднувального каналу, при якому надходження морських вод в

травні-липні лише компенсує дефіцит прісного балансу лиману, але не забезпечує витік вод з лиману в море в значущих об'ємах.

Значні запаси сполук біогенних елементів, органічної речовини накопичені у донних відкладах лиману (табл. 5.3). Ці запаси постійно поповнюються за рахунок надходження органічних речовин з водної товщі в результаті гравітаційного осадження. Вміст сполук азоту і фосфору, POP у порових розчинах стабільно високий і більш ніж в декілька разів перевищує їх концентрації у водній товщі. При певних сприятливих умовах (високій температурі води влітку, вітро-хвильовому скаламучуванню донних відкладів на мілководді, виникненні відновлювальних умов в придонному шарі) інтенсивне їх надходження до водної товщі може значно змінювати гідрохімічні характеристики вод лиману, сприяти додатковому продукуванню органічної речовини, розвитку гіпоксії.

Таблиця 5.3 – Характеристика порових розчинів донних відкладів Тилігульського лиману

Роки	N_{MIN}	N_{ORG}	P_{MIN}	P_{ORG}	POP , мгО/дм ³
	мгN/дм ³		мгP/дм ³		
2002	1,81	6,83	0,76	0,16	23,48
2003	1,55	12,37	0,15	0,51	32,45
2014	0,20	8,14	0,77	1,34	28,15

Для оцінки якості вод Тилігульського лиману використовувалася методика екологічної оцінки якості поверхневих вод [40]. Індекси показників вмісту сполук біогенних елементів і органічних речовин, розраховані за середньобагаторічними місячними значеннями гідрохімічних характеристик вод, дозволяють класифікувати лиман як евтрофну, β " – мезосапробну, слабо забруднену водойму III класу, 4 категорії якості води. Це зумовлено високими концентраціями в водах лиману мінерального і загального фосфору (V клас, 7 категорія якості води), органічного азоту (II-III клас, 3-4 категорія), розчиненої органічної речовини (II-III клас, 3-5 категорія). В той же час, середні концентрації мінерального азоту відповідають I класу, 1 категорії якості вод. Загальний екологічний стан вод лиману класифікується як задовільний. За значенням індексу E-TRIX = 4,6 трофічний рівень лиману відповідає класу «середній» [41].

Таким чином, поряд з тенденцією підвищення солоності вод, однією з головних гідроекологічних проблем Тилігульського лиману є евтрофікація його вод, яка набуває особливої небезпеки для екосистеми лиману у зв'язку зі значним порушенням природного співвідношення між мінеральними

сполуками азоту та фосфору в його водах. На даний час первинне продукування органічної речовини в лимані влітку стримується відносно низькими концентраціями мінерального азоту. Але наслідком цього є накопичення в лимані мінеральних і органічних сполук фосфору. Оскільки головним джерелом надходження в лиман мінерального азоту є прісний стік з водозбірного басейну, то збільшення останнього може призводити до спалаху біомаси фітопланктону, порушення балансу продукційно-деструкційних процесів в екосистемі, поглибленню гіпоксійних і виникненню аноксійних явищ. Великі концентрації розчиненої органічної речовини у порових водах донних відкладів, сприяють швидкому розвитку влітку гіпоксійних явищ в придонному шарі вод при зменшенні інтенсивності вертикального турбулентного перемішування вод при слабких вітрах або за штильових умов, а також при наявності сезонного термоклину.

6 ЗМІНА КЛІМАТИЧНИХ ЧИННИКІВ ФОРМУВАННЯ СТОКУ НА ВОДОЗБОРІ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ЗА ОСТАННІ ДЕСЯТИРІЧЧЯ

Річки є продуктом клімату за відомим висловленням кліматолога А.І.Воєйкова. Зв'язок стоку з кліматичними чинниками витікає з рівняння водного балансу замкненого водозбору за багаторічний період [42]

$$\bar{X} = \bar{E} + \bar{Y}, \quad (6.1)$$

де \bar{X} , \bar{E} , \bar{Y} – річні норми опадів, випаровування з поверхні суші та стоку, відповідно.

Оцінка норми річного стоку на основі водного балансу виконується за таким рівнянням

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}. \quad (6.2)$$

Норма річних опадів та випаровування з поверхні суші є кліматичними чинниками формування річного стоку, які підлягають законам широтної або вертикальної зональності. Оскільки норма річного стоку залежить від кліматичних чинників, то її просторовий розподіл також визначається широтою місцевості або висотою, якщо мова йде про гірські райони.

Величина випаровування з поверхні суші залежить від теплоенергетичних ресурсів клімату та зволоження підстильної поверхні [43]. У свою чергу теплоенергетичні ресурси клімату визначаються припливом сонячної радіації, яка зумовлює термічний режим приземного шару повітря. Дуже часто температури повітря використовуються як чинник при розрахунках теплоенергетичних ресурсів та випаровування [44]. У північній півкулі випаровування з поверхні суші збільшується у напрямі з півночі на південь. Якщо на півночі випаровування з поверхні суші обмежене теплоенергетичними ресурсами, то на півдні ця величина обмежується ресурсами вологи. У загальному випадку температури повітря та опади розглядаються як головні кліматичні чинники формування стоку.

6.1 Основні тенденції змін кліматичних чинників у межах України

Зміни глобального клімату, які спостерігаються впродовж останніх десятиріч [3], впливають на умови формування стоку річок України, а, отже, зумовлюють зміни її поверхневих водних ресурсів. Дослідження наслідків

змін клімату у зв'язку із станом поверхневих водних ресурсів України проводилися наприкінці минулого та на початку нового сторіччя рядом українських науковців, серед яких слід відзначити роботи В.І. Вишневського та О.О. Косовця [45, 46], в яких були виявлені основні тенденції щодо змін кліматичних характеристик та характеристик стоку; А.І. Шерешевського та Л.К. Синицької [47], які установили зміни у випаровуванні з водної поверхні. Дослідження сучасних умов формування максимального стоку річок проводилися В.О. Войцехович та Л.І. Лузан [48], Є.Д. Гопченком, В.А. Овчарук, Ж.Р. Шакірзановою [49]. Виявлено, що в сучасний період відбувається зменшення максимальних витрат весняного водопілля. У праці В.С. Мельника та Н.С. Лободи доведено, що зменшення максимального стоку весняного водопілля може впливати на режим наносів, величина яких також зменшується [50]. Зміни річного, внутрішньорічного та мінімального стоку р.Дніпро, які відбувалися протягом останніх десятиріч, детально проаналізовані у монографії вчених Київського Національного університету імені Тараса Шевченка [51]. Вивчення впливу глобального потепління на льодовий режим річок України проводили такі науковці як Н.С. Лобода [52, 53], В.В. Гребінь та В.М. Струтинська [54], В.І. Вишневський [55] та інші. Установлено, що із розвитком процесів глобального потепління скорочується тривалість стійкого льодяного покриву, зсуваються на більш пізні строки настання осінніх льодових явищ, а скресання річок відбувається раніше, зростає ймовірність відсутності льодових явищ у зимові місяці.

Просторово-часове узагальнення змін кліматичних та гідрологічних характеристик у межах усієї України виконане В.В. Гребінем [17] на основі проведеного ним ландшафтно-гідрологічного районування. Аналіз багаторічних коливань середньої річної температури повітря в межах України, дав змогу автору виділити 1989 рік як переломний, з якого слід відраховувати період сучасного потепління. В.В. Гребінь установив, що впродовж останніх двадцяти років середня річна температура повітря у межах рівнинної частини України зросла на 0.8°C . Найбільший внесок у зростання річної температури повітря належить зимовому та весняному сезонам. При несуттєвих змінах річних опадів (у межах 10%) відбувся перерозподіл їх сезонних та місячних значень. Кількість опадів зросла в усі сезони (крім зимового), а найбільше – у перехідні сезони (восени та навесні). Зміна ресурсів тепла та вологи обумовила зменшення снігового та збільшення підземного живлення річок. Частка весняного водопілля у внутрішньорічному розподілі стоку річок зменшилася з 42-53% до 35-37%. За період 1989-2008 рр. зростання річних витрат стоку відбулося у Дніпровсько-Сіверськодонецькій (+22%), Прут-Дністровській (+9%), Бузько-Дністровській (+5%), Деснянській (+1%) ландшафтно-гідрологічних

провінціях (ЛГП). Зменшення річних витрат за цей же період установлене для Лівобережно-Дніпровської (-11%), Причорноморсько-Приазовської (-8%), Нижньобузько-Дніпровської (-4%), Дністровсько-Дніпровської (-4%) провінцій. Для окремих річок Причорноморсько-Приазовської провінції зменшення річного стоку за 1989-2008 рр. досягло 40%.

6.2 Основні тенденції змін кліматичних чинників у межах водозбору Тилігульського лиману

Північно-Західне Причорномор'я, у межах якого знаходиться значна частина водозбору Тилігульського лиману, розташоване у степовій природній зоні України та поділяється на підзони північного й південного степу. Характерною особливістю українського степу є нестача вологи та значна випаровуваність (випарна здатність). За В.В. Гребінем водозбір Тилігульського лиману належить Нижньобузько-Дніпровській та Причорноморсько-Приазовській ЛГП, для яких установлене зростання річних сум опадів за період 1989-2008 рр. до 3% та збільшення середніх річних температур повітря в інтервалі $0,8 - 0,7^{\circ}\text{C}$ для Нижньобузько-Дніпровській ЛГП та для Причорноморсько-Приазовської ЛГП, відповідно.

Серед метеорологічних станцій, розглянутих В.В. Гребінем, знаходилася станція Роздільна (Нижньобугська-Дніпровська ЛГП), яка розташована поблизу водозбору Тилігульського лиману. Установлено, що середня кількість річних опадів за період 1989-2008 рр. по цій метеостанції зменшилась на 5% по відношенню до попереднього періоду спостережень (1951-1988 рр.), в той же час середня річна температура повітря зросла на $0,7^{\circ}\text{C}$. В зимовий сезон виявлено збільшення середньомісячних температур повітря січня та лютого на $1,6-1,9^{\circ}\text{C}$ (в межах від'ємних значень) й зменшення температури повітря у грудні на $0,6^{\circ}\text{C}$. У весняний сезон найбільше зростання температур повітря припадало на березень (на $1,8^{\circ}\text{C}$). У літні місяці (VII-VIII) середня місячна температура повітря збільшилась на $1,2-1,8^{\circ}\text{C}$.

Отримані В.В. Гребінем матеріали були підтверджені дослідженнями, виконаними в ОДЕКУ для метеорологічних станцій Роздільна, Любашівка, Одеса. На усіх метеорологічних станціях, які знаходяться у межах або поблизу водозбору лиману, установлена тенденція до зростання температур повітря за рік (рис. 6.1). На фоні загальної тенденції, починаючи з 1989 р. формується новий тренд, який вказує на збільшення інтенсивності зростання температур повітря. При цьому відбувається збільшення кількості випадків

перевищення значеннями температур повітря їхнього середнього квадратичного відхилення.

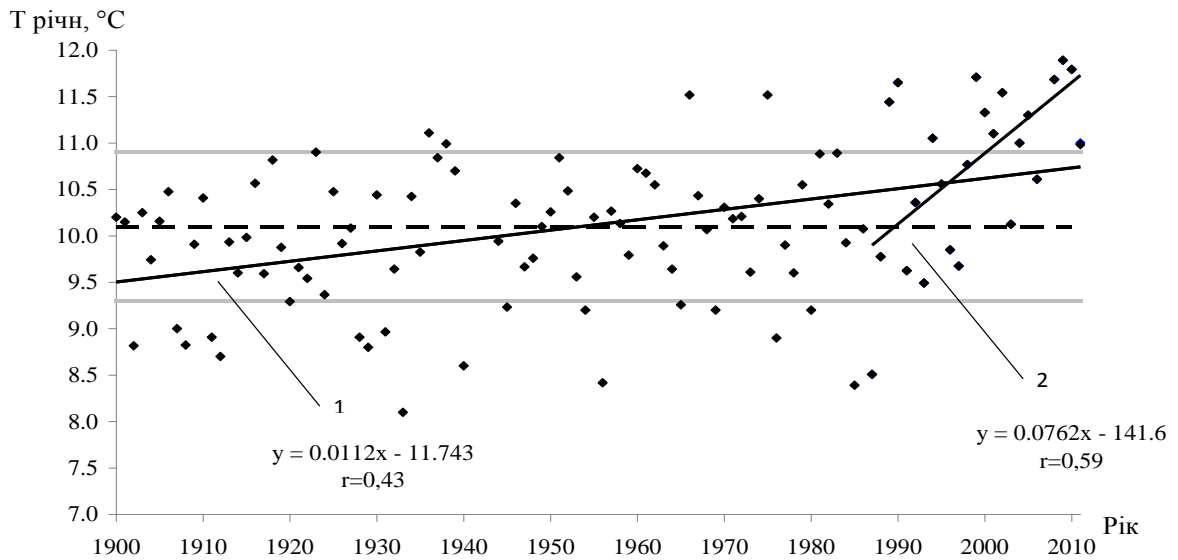


Рисунок 6.1 – Хронологічний хід річної температури повітря за даними метеорологічної станції Одеса (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда, двома горизонтальними лініями показано середньоквадратичне відхилення; 1 – лінія тренда за 1900-2011 рр., 2 – лінія тренда за 1989-2011рр.)

Так само зростають температури холодного (з листопада по березень, XI-III) та теплого (з квітня по жовтень, IV-X) періодів (рис. 6.2, рис. 6.3). Зростання температур повітря більш інтенсивно відбувається у теплий період року. Установлені тенденції є характерними для усіх метеорологічних станцій розглядуваної території.

Порівняльний аналіз внутрішньорічного ходу температур повітря в басейні р.Тилігул (метеостанція Любашівка) у місяці перехідних сезонів “зима-весна” й “осінь-зима” за періоди 1960-1988 та 1989-2008 рр. дозволив зробити висновок, що, починаючи з 1989 р., температура повітря у грудні практично не змінилася, а у січні та лютому зросла, але у межах від’ємних значень (рис. 6.4).

Суттєве зростання температур повітря у березні спричинило відповідне підвищення температури води (рис. 6.5). Середня місячна температура повітря осені зросла на 0,8 °С, що сприяло зростанню температур води у жовтні та листопаді.

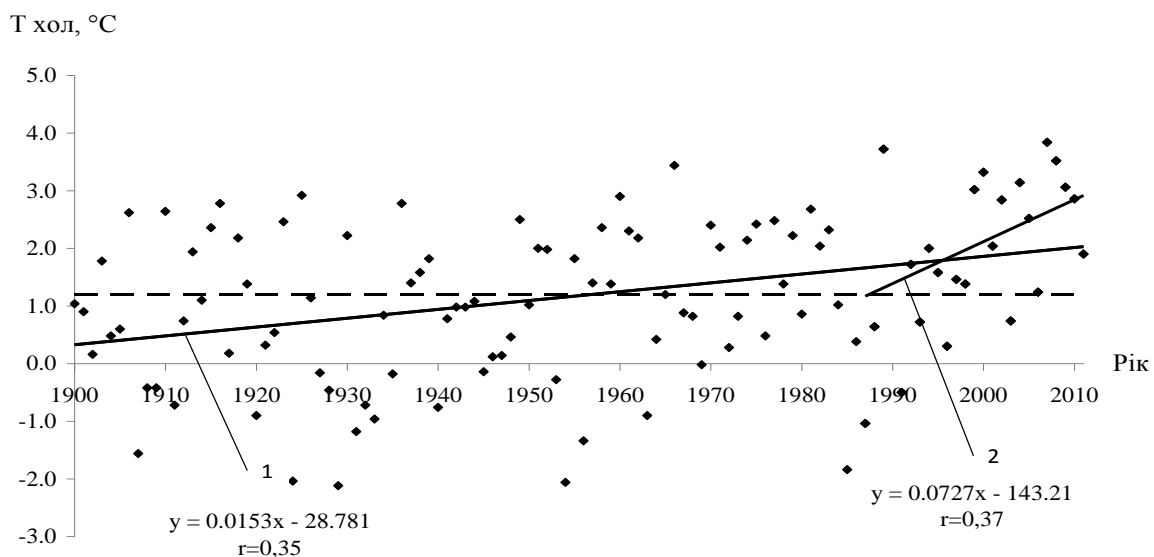


Рисунок 6.2 – Хронологічний хід температури повітря холодного періоду (XI-III) за даними метеорологічної станції Одеса (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда; 1 – 1900-2011 рр., 2 – 1989-2011 рр.)

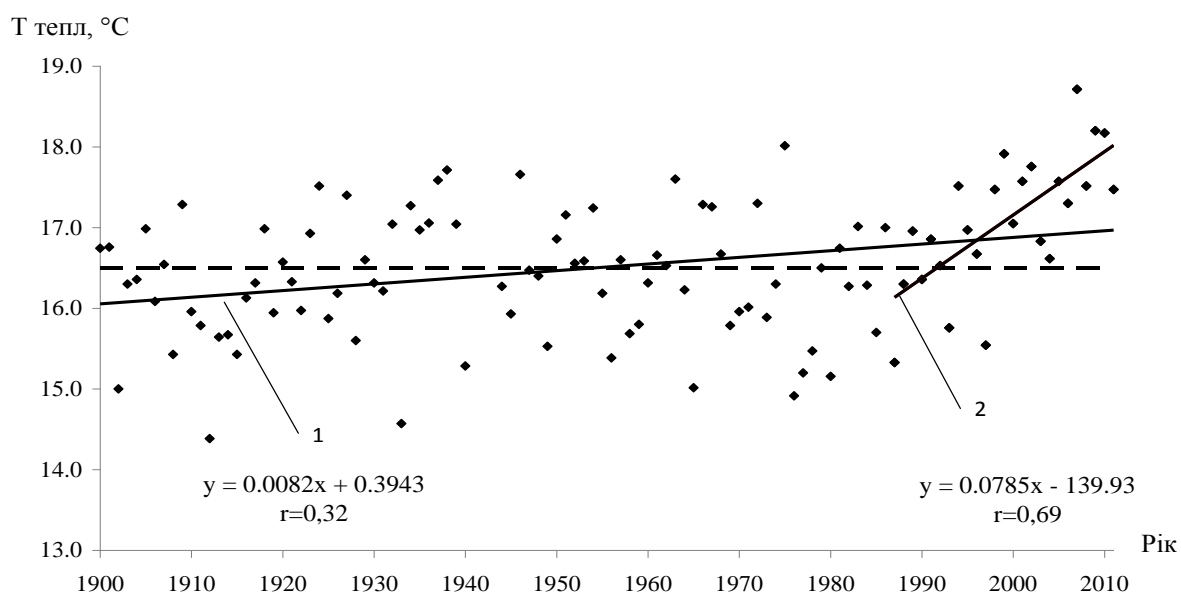


Рисунок 6.3 – Хронологічний хід температури повітря теплого періоду (IV-X) за даними метеорологічної станції Одеса (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда; 1 – лінія тренда за період 1900-2011 рр., 2 – лінія тренда за 1989-2011 рр.)

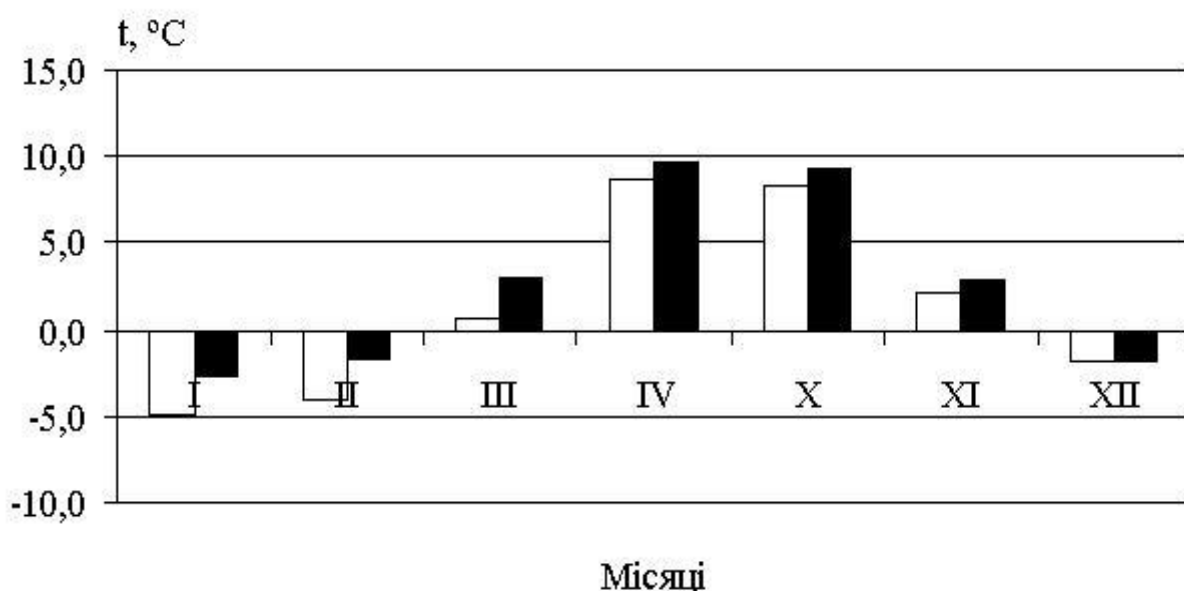


Рисунок 6.4 – Внутрішньорічний розподіл середніх місячних температур повітря (метеостанція Любашівка; ліві стовпчики відповідають даним у 1960-1988 pp.; праві – у 1989-2008 pp.)

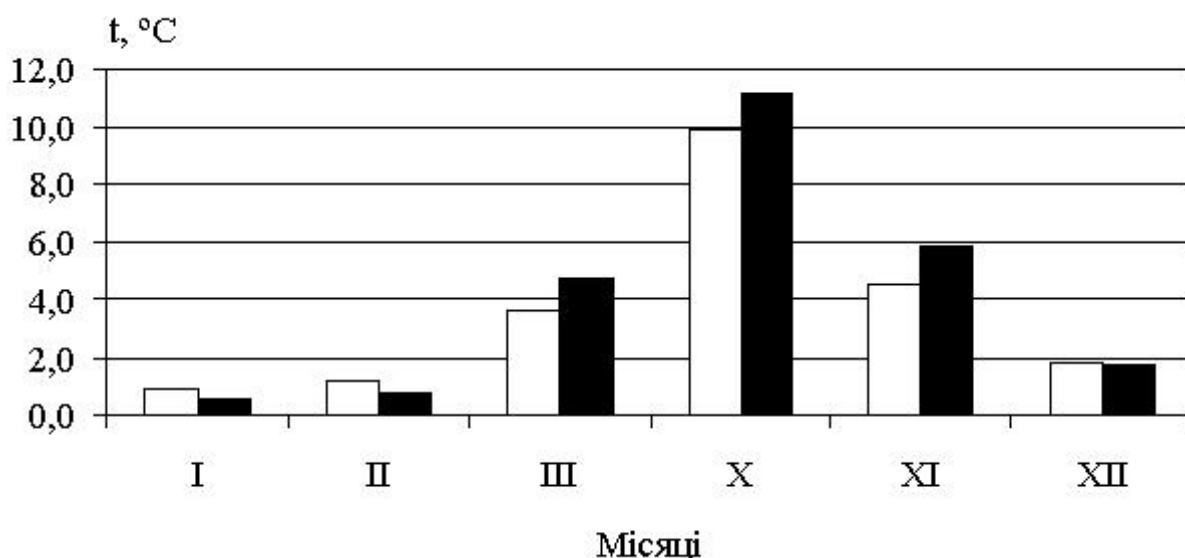


Рисунок 6.5 – Температури води у створі р.Тилігул – смт Березівка (ліві стовпчики відповідають періоду 1960-1988 pp., праві – 1989-2008 pp.)

Внаслідок зростання температур повітря та води у перехідний синоптичний сезон “осінь-зима” поява плавучого льоду, починаючи з 1989 року, спостерігається на 11 діб пізніше, а звільнення русла від льоду у перехідний сезон “зима-весна” відбувається на 5 діб раніше, ніж до 1989 року [56, 57].

На відміну від температур повітря зміни опадів на водозборі Тилігульського лиману відбуваються неоднаково для його північних та

південних частин. На півночі (метеорологічні станції Любашівка та Роздільна) виявлено зменшення річних опадів та опадів холодного періоду (рис. 6.6-6.7). У теплий період статистично значущих змін опадів не встановлено (рис. 6.8).

На півдні згідно із даними метеорологічної станції Одеса, яка має віковий період спостережень, у хронологічному ході річних опадів виявлено тенденцію до їх збільшення (рис. 6.9). При цьому переважає зростання опадів у холодний період (рис. 6.10), а у теплий період їх кількість практично не змінюються у часі (рис. 6.11).

Проведений аналіз змін кліматичних чинників вказує на несприятливі умови для формування стоку з водозбору Тилігульського лиману, оскільки зростання температур повітря теплого періоду року зумовлює, насамперед, зростання втрат на випаровування з поверхні суші та водного дзеркала лиману. У холодний період зростання температур повітря приводить до збільшення кількості та тривалості відлиг, незначної глибини промерзання ґрунту, що зменшує максимальні витрати весняного водопілля та збільшує втрати поверхневого талого стоку на інфільтрацію.

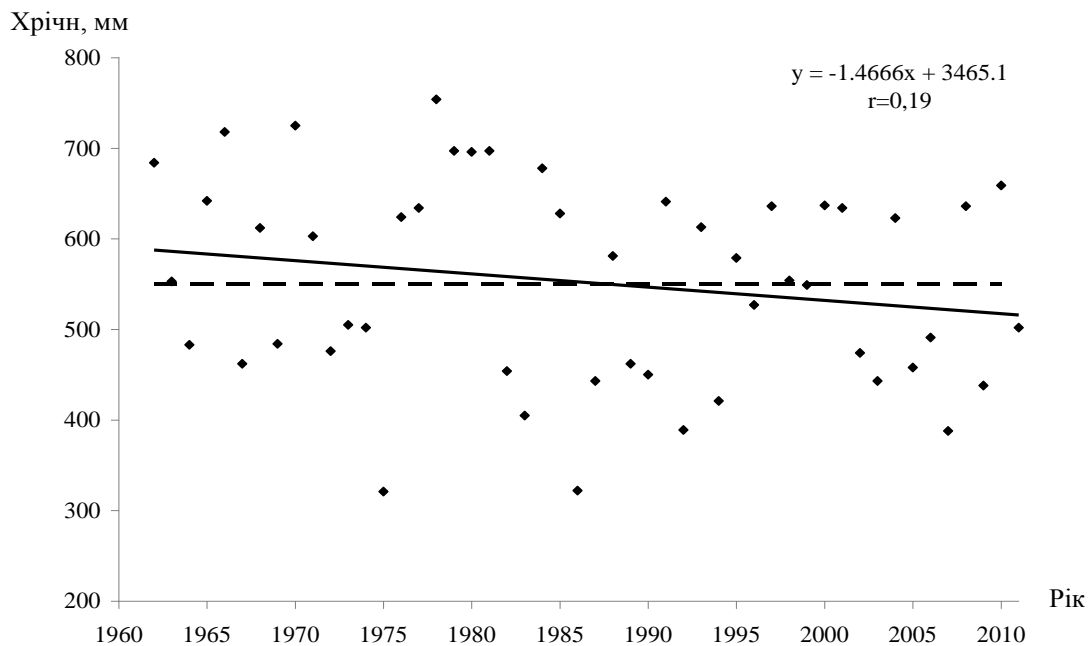


Рисунок 6.6 – Хронологічний хід річних сум атмосферних опадів, за даними м/ст. Любашівка

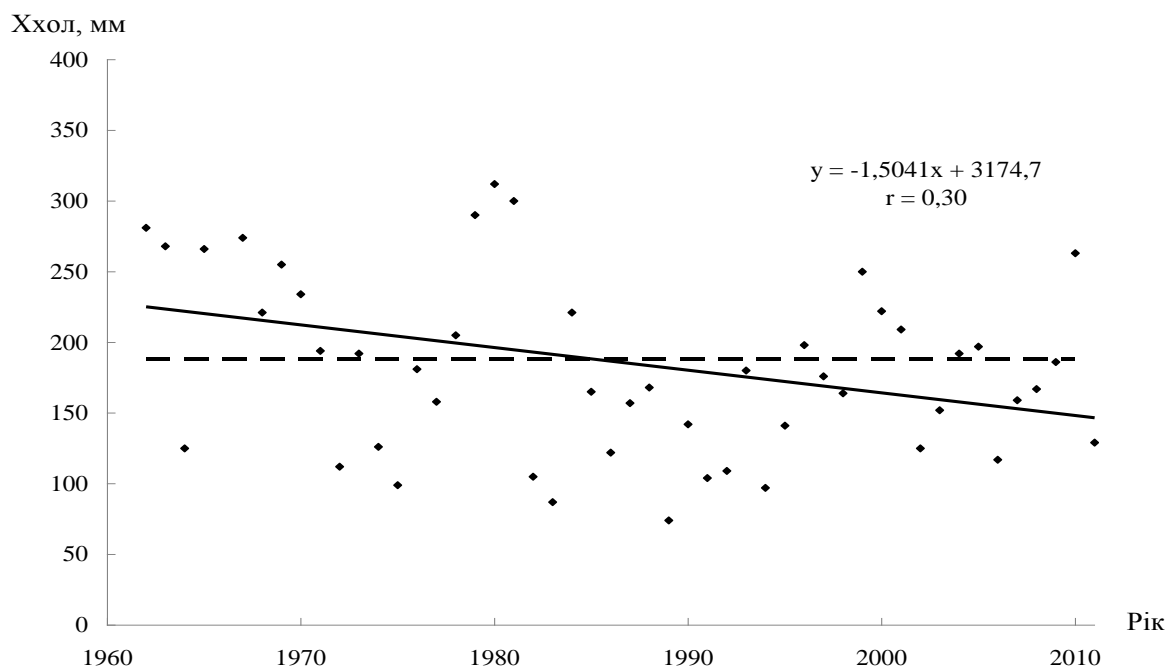


Рисунок 6.7 – Хронологічний хід сум опадів холодного періоду (XI-III), за даними м/ст. Любашівка

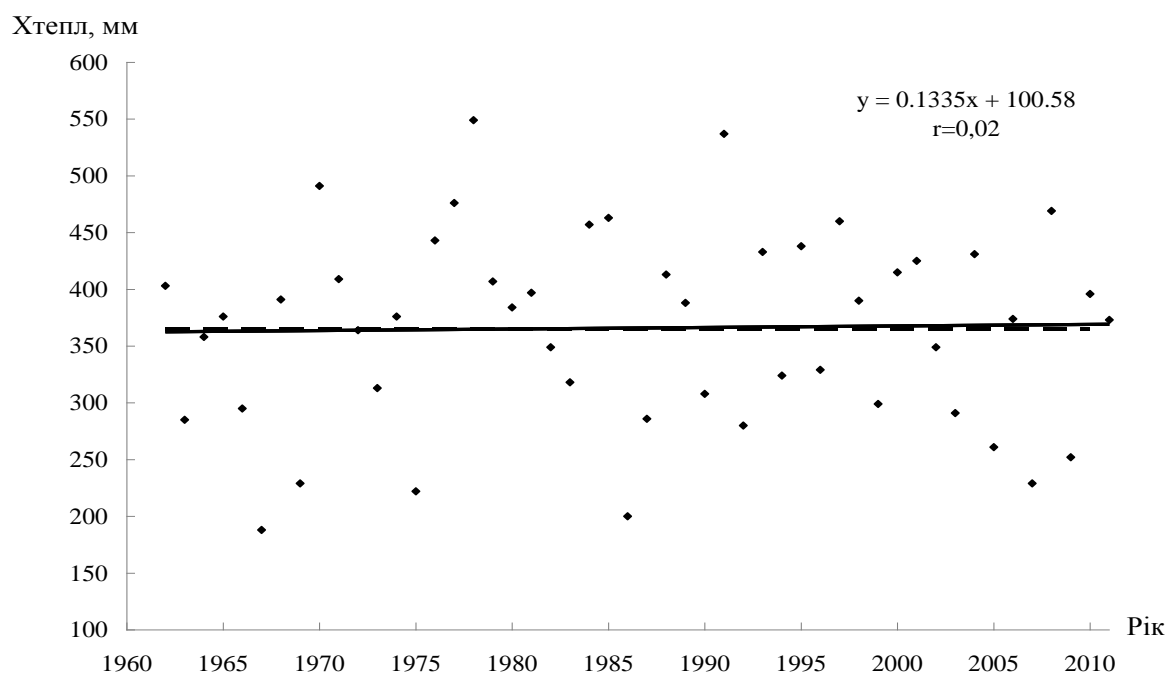


Рисунок 6.8 – Хронологічний хід сум атмосферних опадів теплого періоду (IV-X), за даними м/ст. Любашівка

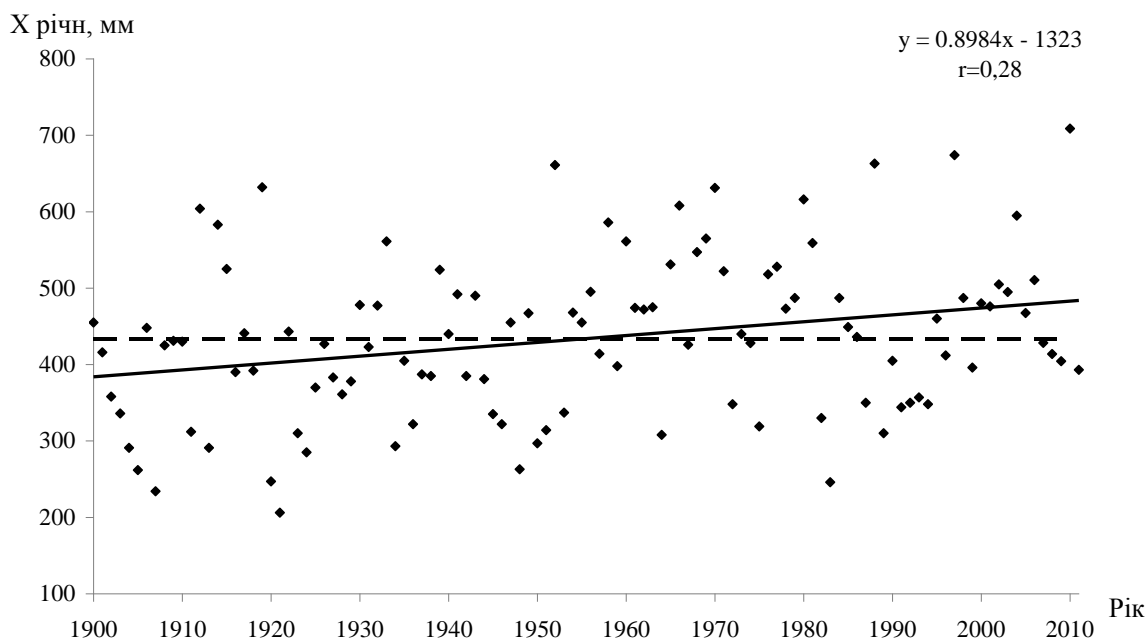


Рисунок 6.9 – Хронологічний хід річних сум атмосферних опадів, за даними м/ст. Одеса (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда)

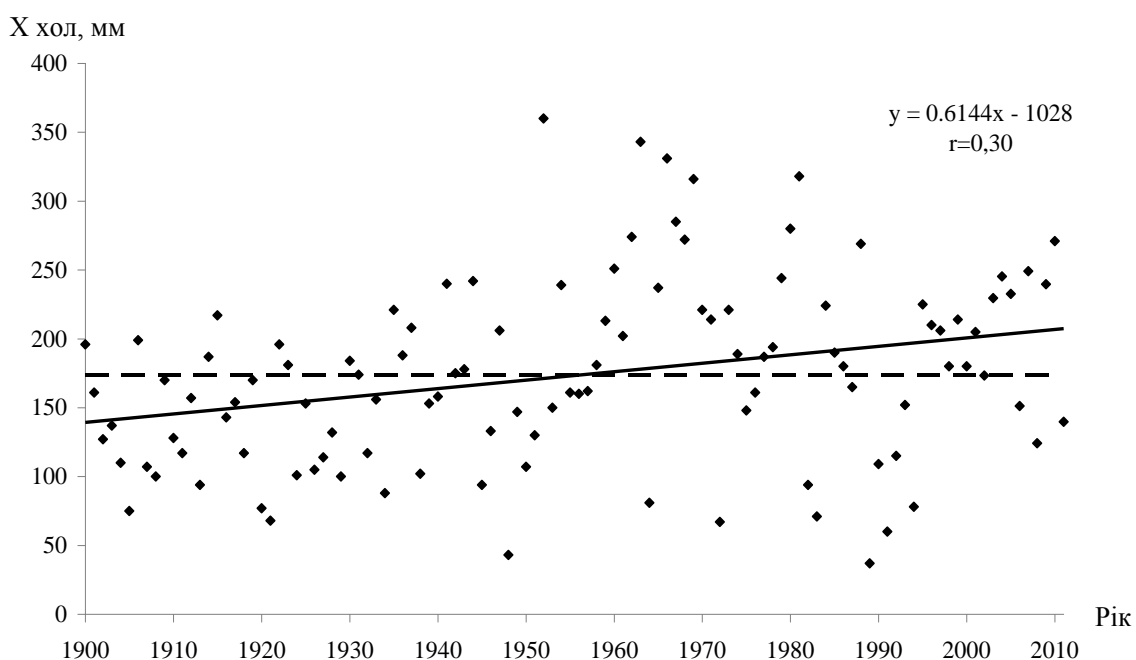


Рисунок 6.10 – Хронологічний хід сум опадів холодного періоду (XI-III), за даними м/ст. Одеса (----- середнє багаторічне значення, — лінія тренда)

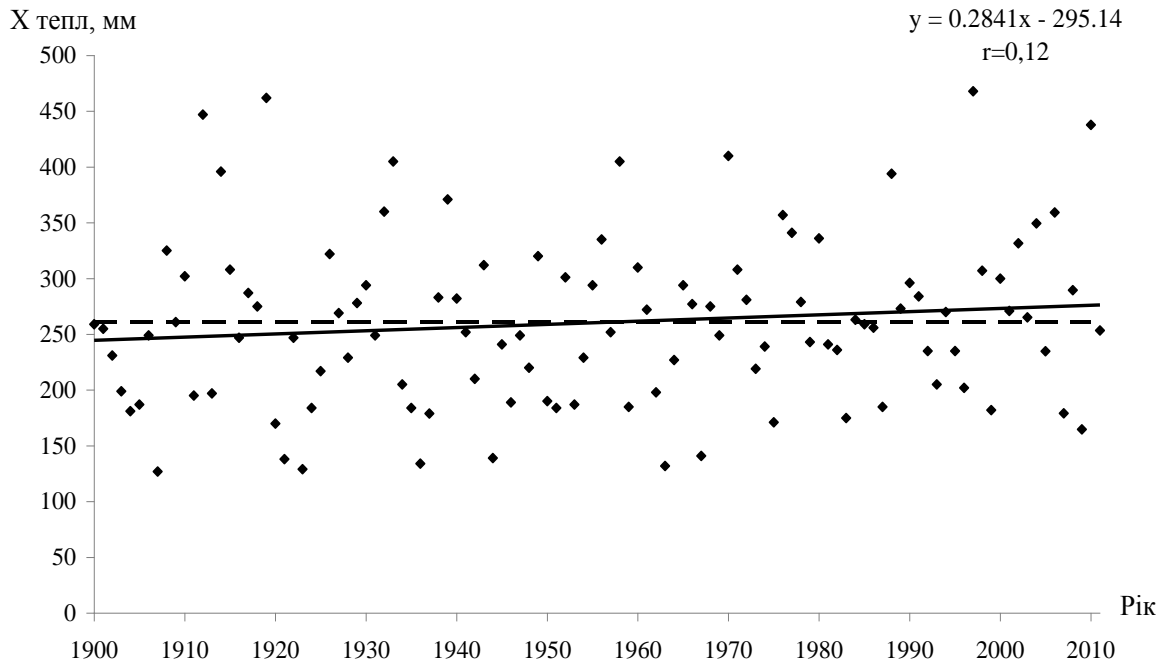


Рисунок 6.11 – Хронологічний хід сум опадів теплого періоду (IV-X), за даними м/ст. Одеса (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда)

Зменшення опадів холодного періоду у північній частині водозбору лиману, де знаходиться область формування стоку річки Тилігул, яка забезпечує 82% припливу прісних вод до лиману, також сприяє зменшенню об'єму стоку у період весняного водопілля. Зростання опадів холодного періоду на півдні несуттєво впливає на стік внаслідок інтенсивного зростання випаровування з поверхні суші.

6.3 Зміна посушливості клімату у басейні Тилігульського лиману

Глобальне потепління в зоні степу супроводжується таким природним явищем як посухи. Посуха є явищем, впродовж якого спостерігається тривала (багатоденна, багатомісячна, багаторічна) суха погода, часто при підвищеній температурі повітря, з відсутністю чи вкрай незначною кількістю опадів, яка призводить до виснаження запасів води (вологи) у ґрунті та різкого зниження відносної вологості повітря. У результаті посухи створюються несприятливі умови для розвитку рослин, формування стоку у річках, внаслідок чого виникає дефіцит водоспоживання. З екологічної точки зору наслідками посухи є неврожаї сільськогосподарських культур, деградація луків,

зниження приросту деревини, загибель худоби та різкі коливання чисельності мікроорганізмів [58]. Посуха супроводжується посушливими явищами, такими як тривале бездощів'я, висока температура повітря, суховії, атмосферна та ґрунтова посухи.

Бездощовий період (бездощів'я) є інтервалом часу, в який протягом десяти та більше днів не спостерігаються опади або їх добова кількість не перевищує 1 мм. Тривале бездощів'я є передвісником посухи. Часто у ці періоди відзначаються суховії. Бездощовий період тривалістю понад 10 днів вважається посушливим.

Суховій розглядається як стан атмосфери, за якого простежується повільне, зі швидкістю 3-5 м/с, перенесення сухого, надмірно теплого повітря (відносна вологість 30% та нижче, а температура 25 °С та вища). Поєднання суховію з бездощовим періодом протягом декількох діб зумовлює атмосферну посуху.

Атмосферною посухою у місцевості з помірним кліматом є стан атмосфери з тривалим бездощів'ям, істотним зменшенням опадів, що супроводжується підвищеною інсоляцією та високою температурою повітря. Атмосферна посуха певної тривалості зумовлює ґрунтову посуху.

Ґрунтова посуха може спостерігатись на полях, які неадаптовані до посушливого клімату як без рослин, так і з рослинним покриттям. Внаслідок недостатньої вологості ґрунту, надлишкових інсоляції та притоку тепла відбувається істотне зниження транспірації і продуктивності порівняно із сприятливими умовами.

Поєднання атмосферної та ґрунтової посухи в окремих випадках визначають як загальну посуху.

Бездощові періоди пов'язані, головним чином, зі сталими антициклонами та їх відрогами, які поширюються на центральну та південну частини України. Тривалі бездощові періоди зумовлені антициклонами та ядрами високого тиску у масах арктичного повітря, що переміщуються з півночі. Менш тривалі бездощові періоди пов'язані з антициклонами, що рухаються із заходу й формуються у повітрі помірних широт, охоплюючи всю країну.

Атмосферна посуха (близько 30%) виникає під час зональної циркуляції атмосфери. У цих випадках над південною частиною північно-східної Європи розташована зона високого атмосферного тиску, яка зумовлена відрогами Азовського й Середньоазіатського максимумів або декількома малорухливими антициклонами [59]. Найчастіше (до 70%) розвиток атмосферної посухи відбувається внаслідок порушення зонального переносу, що блокується високими малорухливими антициклонами та гребенями. Західне перенесення повітряних мас набуває меридіональної складової у результаті впливу інтенсивного східного струменю по південній

периферії смуги високого тиску, що витягнута у широтному напрямі. Із південного сходу та із півдня континентальне полярне повітря, інколи тропічне, просувається до півночі. Переміщення гребенів відбувається у західному напрямі та перешкоджає зворотному руху повітряних мас й баричних утворень. Прикладом формування блокуючої синоптичної ситуації є посуха 2010 р. [60].

Аналіз просторово-часового розподілу посух різних категорій (помірні, інтенсивні, екстремальні) для території України, виконаний в ОДЕКУ [61] показав, що в період 1951–1980 рр. посухи в основному формувались в північно-східних областях України (Харківській, Чернігівській, Сумській), а протягом 1981–2010 рр. осередки максимальних значень знаходились в південних та південно-західних районах, а саме Чернівецькій та Миколаївській областях. У 2011 році через довготривалу антициклонічну циркуляцію над Східною Європою сильна та середня посухи спостерігалася як у центральних, так і західних областях України [62], проте Одеса та Симферополь знаходилися в умовах “м’якої” посухи, що свідчить про регіональний характер формування посух [63].

Для оцінки наявності та інтенсивності посухи використовуються різні кількісні індекси: гідротермічний коефіцієнт ГТК, розрахований за формулою Г.Т. Селянинова; стандартизований індекс посушливості Д.А. Педя, стандартизований індекс опадів (SPI). Стандартизований новий індекс посухи або індекс опадів та сумарного випаровування (SPEI) сформовано на основі стандартизованого індексу опадів (SPI) із залученням до розрахунків величин потенціального сумарного випаровування [64].

Властивості атмосферної посухи у період активної вегетації описуються гідротермічним коефіцієнтом Г.Т. Селянинова ГТК:

$$ГТК = \frac{10 \sum X}{\sum T}, \quad (6.3)$$

де $\sum X$ – кількість опадів за період активної вегетації, мм;

$\sum T$ – сума додатних температур повітря за період активної вегетації між датами переходу її через 10 °С навесні та восени.

При значеннях $ГТК = 0,7 \div 1,0$ розрахунковий період відносять до категорії помірної посухи, $ГТК = 0,5 \div 0,7$ – до суворої посухи, $ГТК = 0,3 \div 0,5$ – до дуже суворої посухи.

За коефіцієнтом ГТК на водозборі Тилігульського лиману найбільш часто спостерігаються помірні посухи, частота появи посух зростає у напрямку з північного заходу на південний схід (табл. 6.1).

Таблиця 6.1 – Частота появи (%) посух різної суворості згідно ГТК [59].

Метеостанція	Категорія посухи		
	помірна	сувора	дуже сувора
Любашівка	40	25	9
Одеса	45	30	12

Процедура визначення SPEI базується на обчисленні середньомісячних різниць між опадами та потенціальним сумарним випаровуванням і впроваджена у міжнародну практику з 2009 року. Наявність та інтенсивність посухи визначаються відповідно до значень SPEI, представлених в табл. 6.2 [65].

Таблиця 6.2 – Класифікація значень SPEI

Значення SPEI	Категорія періоду	Категорія посухи
$SPEI \geq 2.00$	Вкрай вологий	
$1.50 \leq SPEI \leq 1.99$	Дуже вологий	
$1.00 \leq SPEI \leq 1.49$	Помірно вологий	
$0 \leq SPEI \leq 0.99$	Близький до нормального	
$0 \geq SPEI \geq -0.99$	Близький до нормального	Слабка посуха
$-1.00 \geq SPEI \geq -1.49$	Помірно сухий	Помірна посуха
$-1.50 \geq SPEI \geq -1.99$	Дуже сухий	Інтенсивна посуха
$SPEI \leq -2.00$	Вкрай сухий	Екстремальна посуха

Розрахунок індексів SPEI виконувався за допомогою спеціального комп'ютерного забезпечення [66] для метеостанцій Любашівка та Одеса. У вхідному файлі містилася інформація про середньомісячні температури повітря, суми опадів та координати метеостанцій [67].

Аналіз динаміки посух у часі (1962-2011 рр.) виконувався за інтенсивністю посух та їх тривалістю. Розглядалися посухи усіх категорій (при $SPEI \leq 0,00$). На обох розглянутих метеостанціях за період було зареєстровано 17 випадків посух різної тривалості та інтенсивності. Установлено, що на півночі розглядуваної території (метеостанція Любашівка) переважали помірні посухи, а на півдні (метеостанція Одеса) – слабкі. Після 1989 р. на півдні відбувається зростання частоти появи інтенсивних посух (табл. 6.3). Для аналізу тривалості посух різних категорій була визначена загальна кількість місяців, коли спостерігалась посуха ($SPEI \leq 0,00$), та кількість місяців, яка припадала на кожну категорію (табл. 6.4, 6.5). При розгляді усього періоду спостережень виявлено, що слабкі

посухи тривають найдовше, проте після 1989 р. зростає тривалість екстремальних посух.

Оцінка внеску тривалості посух кожної категорії у загальну їх тривалість (табл. 6.6) також показала зростання частки інтенсивних (метеостанція Одеса) та екстремальних (метеостанція Любашівка) посух.

З хронологічного ходу індексу SPEI (рис. 6.12, 6.13) видно, що метеорологічні посухи переривалися помірно вологими періодами та періодами близькими до нормального зволоження. У верхів'ї водозбору Тилігульського лиману (метеостанція Любашівка) найбільш тривала посуха спостерігалася з липня 2005 р. по червень 2008 р., яка з травня 2007 р. по квітень 2008 р. набула категорії “екстремальна посуха” із $SPEI \leq -2,00$.

Таблиця 6.3 – Частота появи (%) посух різної суворості згідно значень індексу SPEI

Метеостанція	Категорія посухи			
	Близька до нормального (слабка)	Помірна (помірно суха)	Інтенсивна (дуже суха)	Екстремальна (вкрай суха)
Любашівка (1962-2011рр.)	12	59	18	12
до 1989 р.	13	50	25	13
після 1989 р.	11	56	22	11
Одеса (1962-2011рр.)	41	29	18	12
до 1989 р.	38	38	12	12
після 1989 р.	44	22	22	11

Таблиця 6.4 – Тривалість посух різних категорій за даними метеостанції Любашівка (у місяцях)

Період спостережень	Загальна кількість місяців з посухою	Категорія посухи			
		Слабка	Помірна (помірно суха)	Інтенсивна (дуже суха)	Екстремальна (вкрай суха)
Весь період 1962-2011рр.	300	195	67	24	14
до 1989 р.	130	86	21	20	3
після 1989 р.	170	109	46	4	11

Таблиця 6.5 – Тривалість посух різних категорій за даними метеостанції Одеса (у місяцях)

Період спостережень	Загальна кількість місяців з посухою	Категорія посухи			
		Слабка	Помірна (помірно суха)	Інтенсивна (дуже суха)	Екстремальна (вкрай суха)
Весь період 1962-2011рр.	294	188	74	25	7
до 1989 р.	149	95	40	11	3
після 1989 р.	145	93	34	14	4

Таблиця 6.6 – Внесок посухи кожної категорії у загальну тривалість посух, %

Метеостанція	Категорія посухи			
	Близька до нормального (слабка)	Помірна (помірно суха)	Інтенсивна (дуже суха)	Екстремальна (вкрай суха)
Любашівка (1962-2011 рр.)	65	22	8	5
Одеса (1962-2011 рр.)	64	26	9	2
Любашівка (до 1989 р.)	66	16	15	2
Любашівка (після 1989р.)	64	27	2	6
Одеса (до 1989 р.)	64	27	7	2
Одеса (після 1989р.)	64	23	10	3

Формуванню цієї метеорологічної посухи з 06.04.2007 р. по 22.06.2007 р. передувало найбільш тривале бездощів'я (78 діб), визначене за період з 1989 р. по 2011 р.

Довготривалий посушливий період за даними метеостанції Одеса спостерігався з липня 1989 р. до червня 1995 р., причому з квітня по липень 1994 р. посуха перейшла з категорії інтенсивної до екстремальної (рис. 6.13).

У 1994 р. екстремальна посуха тривала 85 діб, починаючи з 11.03 і закінчуючи 03.06.

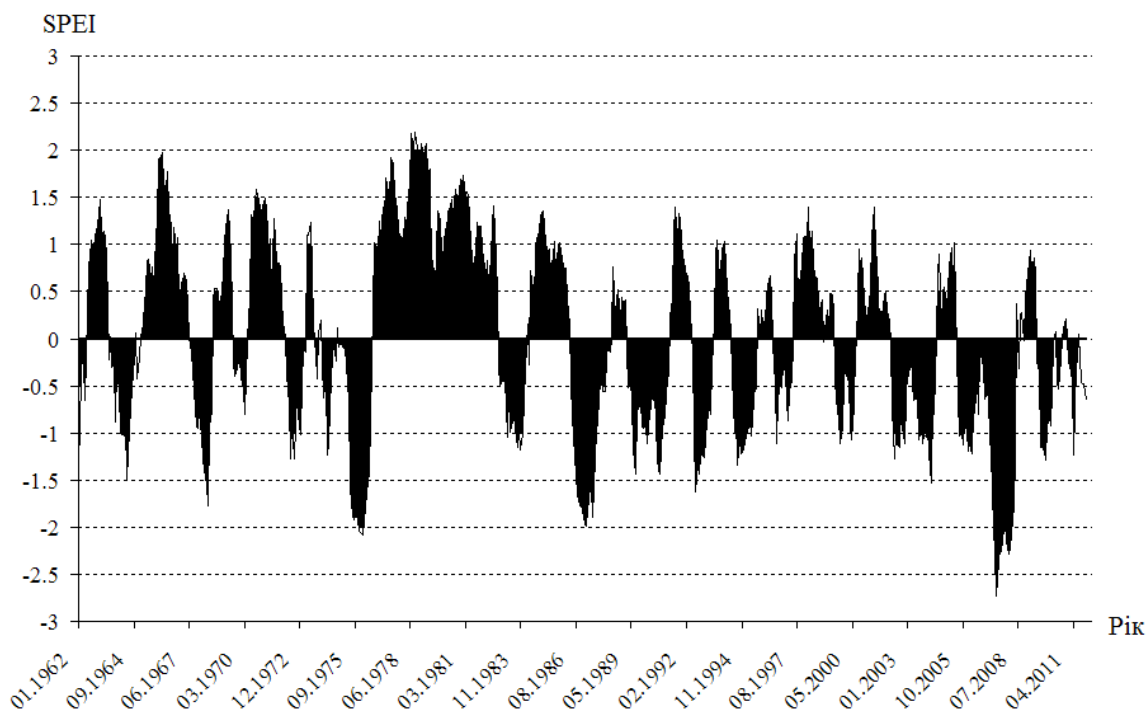


Рисунок 6.12 – Хронологічний хід індексів посушливості SPEI, метеостанція Любашівка, 1962-2011 рр.

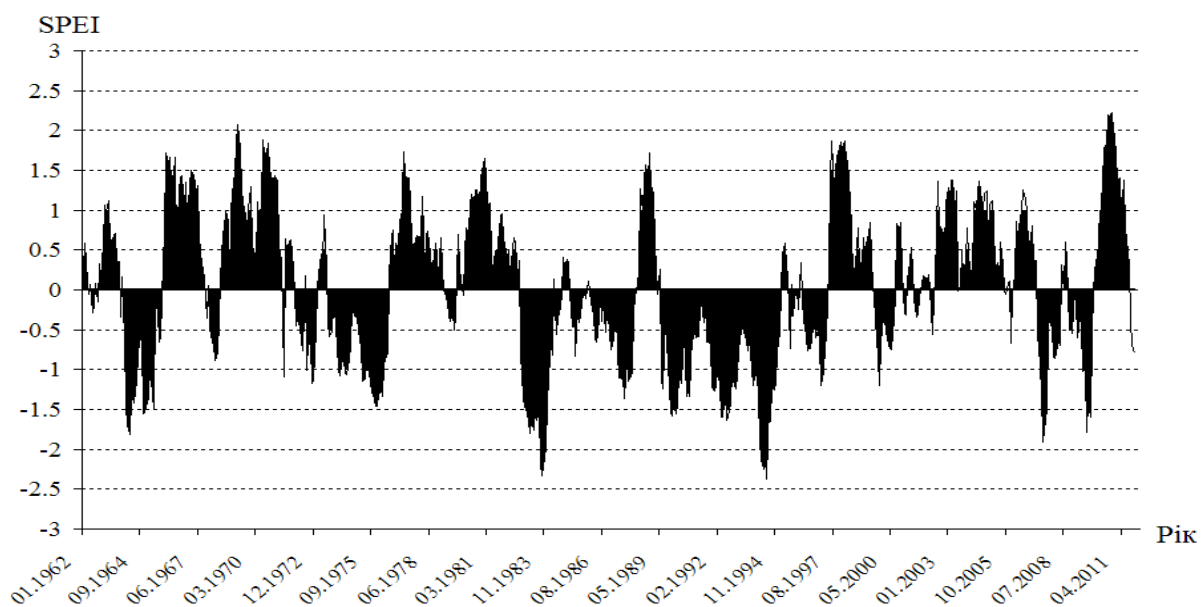


Рисунок 6.13 – Хронологічний хід індексів посушливості SPEI, метеостанція Одеса, 1962-2011 рр.

Аналіз найбільшої тривалості бездошових періодів до та після 1989 р. показав, що починаючи з 1989 р., ця характеристика у останні десятиріччя збільшується (табл. 6.7)

Таблиця 6.7 – Найбільша тривалість (дні) бездошових періодів різної забезпеченості (метеостанція Любашівка)

Період	Забезпеченість (%)						Найбільша тривалість	Дати початку та кінця бездошового періоду найбільшої тривалості
	5	10	25	50	75	90		
До 1989 р.	50	47	42	36	26	18	59	15VIII-12X 1983
Після 1989 р.	75	56	47	39	29	25	78	6IV-22VI 2007

Наслідками формування метеорологічних посух є гідрологічні посухи, які розглядаються як тривалий період сухої погоди, що спричиняє нестачу споживання води через зменшення стоку (нижче установлених норм) та призводить до зменшення вмісту вологи в ґрунті й зростання глибини залягання дзеркала підземних вод [68]. Гідрологічна посуха може тривати більше одного року і охоплювати більше одного водозбору. Вона зазвичай настає із запізненням по відношенню до метеорологічної та сільськогосподарської посух. Наслідками формування гідрологічних посух є зміни в складових водного та водно-сольового балансу Тилігульського лиману, які виникли через зменшення опадів та зростання випаровування з поверхні водозбору й водного дзеркала лиману, а також через зменшення припливу поверхневих вод до лиману від річок та тимчасових водотоків [67].

У 1994 річка Тилігул у створі Березівка пересохла після закінчення весняного водопілля. Відсутність стоку спостерігалася з травня місяця і до початку водопілля 1996 року. У 2007 році довготривале пересихання почалося з червня. Як правило, роки з наявністю екстремальних посух характеризуються малою водністю навіть за умови формування поверхневого талого стоку у весняні місяці. Забезпеченість річного стоку річок Північно-Західного Причорномор'я у ці роки перевищує 80%.

7 ОЦІНКА ВОДНИХ РЕСУРСІВ РІЧОК БАСЕЙНУ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ЗА ДАНИМИ СПОСТЕРЕЖЕНЬ

Річковий стік є однією з основних приходних статей водного балансу Тилігульського лиману. Оцінка припливу поверхневих вод зі стоком річок до лиману є базою для складання діагнозу та прогнозу перспектив його подальшого використання, масштабів збереження та охорони.

7.1 Гідрологічна вивченість

До Тилігульського лиману впадають такі річки: Тилігул, Балайчук, Царега, балка Хуторська. Найбільшою за довжиною та площею водозбору є р.Тилігул (табл. 7.1). Саме річка Тилігул є єдиною з річок водозбору Тилігульського лиману, на якій були організовані гідрометричні спостереження.

Таблиця 7.1 – Морфометричні характеристики річок басейну Тилігульського лиману

Назва річки	Довжина, км	Похил, ‰	Площа водозбору, км ²	Середня висота, м
Тилігул	173	0,9	3550	120
Балайчук (Балай)	52	1,6	586	60
Царега	46	1,7	657	50
Балка Хуторська	-	-	108	54
Територія бокового припливу	-	-	349	45

Відомості про надходження прісних вод від річок до Тилігульського лиману обмежуються, головним чином, даними про стік річки Тилігул [15, 16]. Характеристики річного, максимального, мінімального стоку річки Тилігул були визначені по рядах спостережень з початку роботи постів (50-ті роки минулого сторіччя) до 1965 р. й наведені у роботі [69].

Стаціонарні спостереження за водним режимом Тилігульського лиману та річок його басейну проводилися на трьох водомірних постах [70]:

- а) лим. Тилігульський – смт Коблево;
- б) р.Тилігул – с. Новоукраїнка;
- в) р.Тилігул – смт Березівка.

Водозбір р.Тилігул знаходиться у межах двох фізико-географічних зон – лісостеповій та степовій [71-73]. У минулі роки на річці Тилігул працювало два гідрологічних пости, які добре висвітлювали гідрологічні умови формування стоку у верхній (лісостеповій) та нижній (степовій) частинах водозбору.

Пост поблизу с.Новоукраїнка був відкритий у 1955 р., а закритий у 1987 р. Площа водозбору р.Тилігул до с.Новоукраїнка дорівнювала 810 км², озерність та заболоченість не перевищували 1% від площі водозбору, середня висота водозбору становила 170 м. Закриття поста спричинило втрату даних про особливості формування стоку р.Тилігул, яке відбувається саме у лісостеповій частині водозбору.

Гідрологічний пост р.Тилігул – смт Березівка був відкритий у 1953 р. і є діючим у сьогодення. Площа водозбору дорівнює 3170 км², озерність та заболоченість менші 1%, середня висота водозбору становить 120 м. Стік річки у створі смт Березівка суттєво трансформований водогосподарською діяльністю, головним елементом якої є регулювання стоку шляхом спорудження штучних водойм.

За даними спостережень до 1986 року на території Одеської області норма річних опадів становила у середньому 481 мм, поверхневий стік річок становив 7,97 мм, підземний – 2,53 мм, випаровування з поверхні суші досягало 471 мм [74].

7.2 Річний стік

Річний стік є інтегральною характеристикою водних ресурсів розглядуваної території. Оцінки середніх багаторічних величин річного стоку, виконані за даними спостережень на річці Тилігул (табл. 7.2) показали, що існує тенденція до зниження середнього багаторічного шару річного стоку \bar{Y} із збільшенням площі водозбору F . При переході від верхнього створу (р.Тилігул – с.Новоукраїнка) до нижнього (р.Тилігул – смт Березівка) величина стоку \bar{Y} зменшується майже у 3 рази, а мінливість стоку, яка характеризується коефіцієнтом варіації C_v , та асиметричність його статистичного розподілу C_s зростають.

Рух води у річці Тилігул відбувається у напрямі з північного заходу до південного сходу. У цьому ж напрямі зменшуються опади та зростають

температури повітря, а разом з ними й потенціальні можливості до випаровування з водної поверхні та поверхні суші. Згідно із гідрогеологічним районуванням водозбір Тилігульського лиману знаходиться у межах Причорноморського артезіанського басейну [75].

Таблиця 7.2 – Оцінки статистичних параметрів річного стоку, визначені за даними рядів спостережень на річці Тилігул

Назва створу	Період спостережень	\bar{Y} , мм	$\varepsilon_{\bar{Y}}$, %	C_V	ε_{C_V} , %	C_S	σ_{C_S}	C_S / C_V
с.Новоукраїнка	1955-1987 рр.	27	26,0	0,52	17,8	1,10	2,58	2,10
сmt Березівка	1953-2011 рр.	8,4	16,2	1,18	13,6	2,09	1,47	1,77
сmt Березівка	1953-1988 рр.	9,9	20,0	1,16	16,2	1,93	1,82	1,66
сmt Березівка	1989-2011 рр.	6,0	29,1	1,30	19,4	3,05	2,76	2,35

Його характерною особливістю є глибоке залягання підземних вод та їх малий дебіт, зумовлений невеликою кількістю опадів та великими втратами на випаровування й інфільтрацію в нижче розташовані відклади неогену. У верхній течії русло річки дрeнує відносно багаті підземними водами сарматські відклади, які заглиблюються при наближенні до моря й розташовуються нижче базису ерозії [69]. У верхній частині водозбору р.Тилігул існує стійке підземне живлення річки, внаслідок чого у створі р.Тилігул-с.Новоукраїнка відсутність стоку спостерігається вкрай рідко (табл. 7.3).

Таблиця 7.3 – Середня багаторічна тривалість періоду відсутності стоку

Пост	Період, роки	Кількість дiб у році
с. Новоукраїнка	1955-1987	22
сmt Березівка	1953-2011	266
	1953-1988	269
	1989-2011	262

Статистичні характеристики річного стоку через його значну мінливість визначаються із похибками ($\varepsilon_{\bar{Y}}, \varepsilon_{C_V}, \sigma_{C_S}$), які значно перевищують допустимі. Тривалість спостережень у створі р.Тилігул – сmt. Березівка перевищує 50 років. Проте відносна середня квадратична

похибка $\varepsilon_{\bar{Y}}$ визначення величини \bar{Y} становить 16,2%, у той час як допустима похибка визначення середньої величини становить 10% для гідрологічної зони недостатнього зволоження [76, 77]. Точність визначення коефіцієнтів варіації та асиметрії за даними спостережень також є незадовільною.

Порівняння середніх річних витрат за періоди (1953-1988 рр. та 1989-2008 рр.), виконані В.В. Гребінем [17], показали, що зменшення середнього багаторічного річного стоку р.Тилігул до 2008 р. досягло 34,7%. Виконане нами порівняння середніх багаторічних величин річного стоку минулих років та визначених за період 1989-2011 рр. дозволило установити, що зменшення річного стоку р.Тилігул досягло вже 39,3%.

На основі аналізу особливостей багаторічних коливань гідрометеорологічних характеристик, виконаного на основі різницевих інтегральних кривих, виявлено, що коливання середніх річних температур повітря знаходяться у теплій (додатній фазі), починаючи з 1989 року (рис. 7.1). Опади перейшли у від'ємну фазу своїх коливань у 1980 році. Перехід коливань річного стоку у від'ємну фазу на річці Савранка, водозбір якої розташований поблизу водозбору річки Тилігул і в меншій мірі підлягає впливу водогосподарської діяльності, спостерігався у 1985 році. У верхньому створі річки Тилігул (р.Тилігул – с.Новоукраїнка) маловодна фаза розпочалася з 1982 року, а у нижньому створі (р.Тилігул – смт Березівка) – з 1970 року. Тіснота зв'язку між значеннями річного стоку у верхньому (р.Тилігул – с.Новоукраїнка) та нижньому (р.Тилігул – смт Березівка) створах за період сумісних спостережень (1955-1987 рр.) характеризується невисоким коефіцієнтом кореляції, який дорівнює 0,53 (рис. 7.2). Значний вплив на зниження тісноти лінійного зв'язку чинять роки, коли річка у створі р.Тилігул – смт Березівка пересихала.

Пошук зв'язків між річним стоком та опадами дозволив установити, що статистично значущі рівняння лінійної регресії можна побудувати лише при використанні даних про річний стік у створі р.Тилігул – с.Новоукраїнка (рис. 7.3-7.4), а для створу р.Тилігул – смт Березівка тісних зв'язків не виявлено (рис. 7.5-7.6) незалежно від того, дані якої метеостанції (Любашівки чи Одеси) розглядалися.

Виявлена розбіжність (асинхронність) коливань стоку по довжині однієї й тієї ж річки пояснюється інтенсифікацією сільського господарства, яка набула значного розмаху за часів СРСР у середині минулого сторіччя, і була спрямована, насамперед, на регулювання стоку шляхом створення ставків та водосховищ.

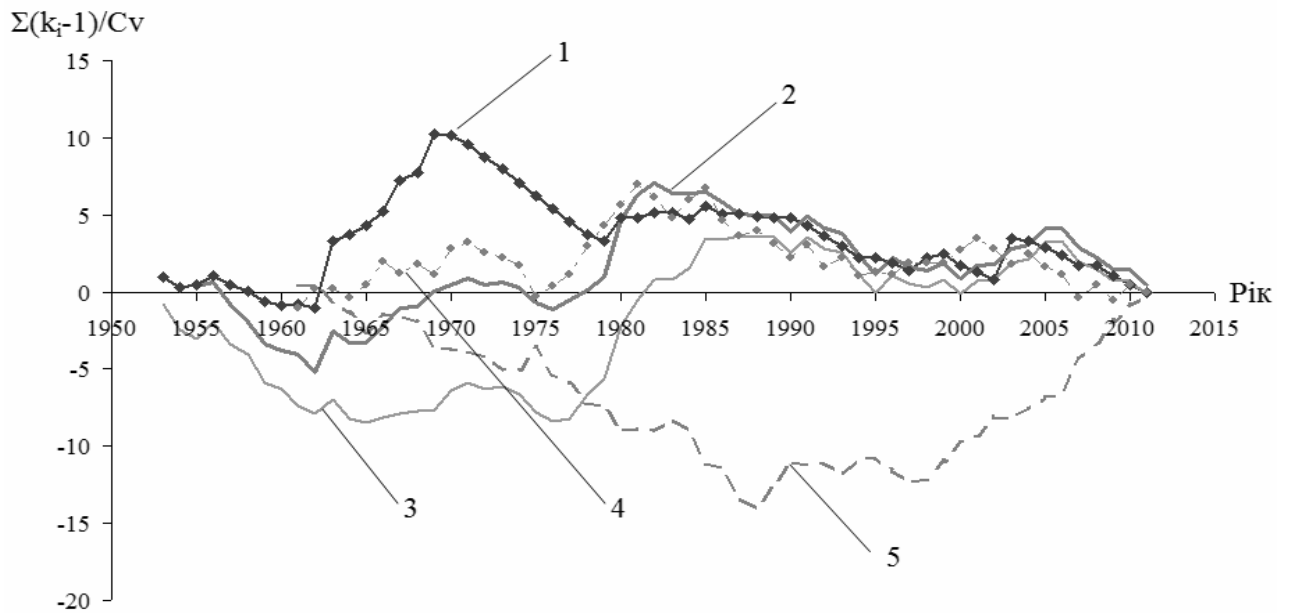


Рисунок 7.1 – Різницеві інтегральні криві гідрометеорологічних характеристик у межах водозбору Тилігульського лиману та прилеглих територій (1 – річний стік р.Тилігул - смт Березівка; 2 – річний стік р.Тилігул – с.Новоукраїнка з 1988 р. відновлений на основі кореляційного зв'язку із стоком р. Савранка; 3 – річний стік р.Савранка – с.Осички; 4 – річні суми опадів, метеостанція Любашівка; 5 – середня річна температура повітря, метеостанція Любашівка)

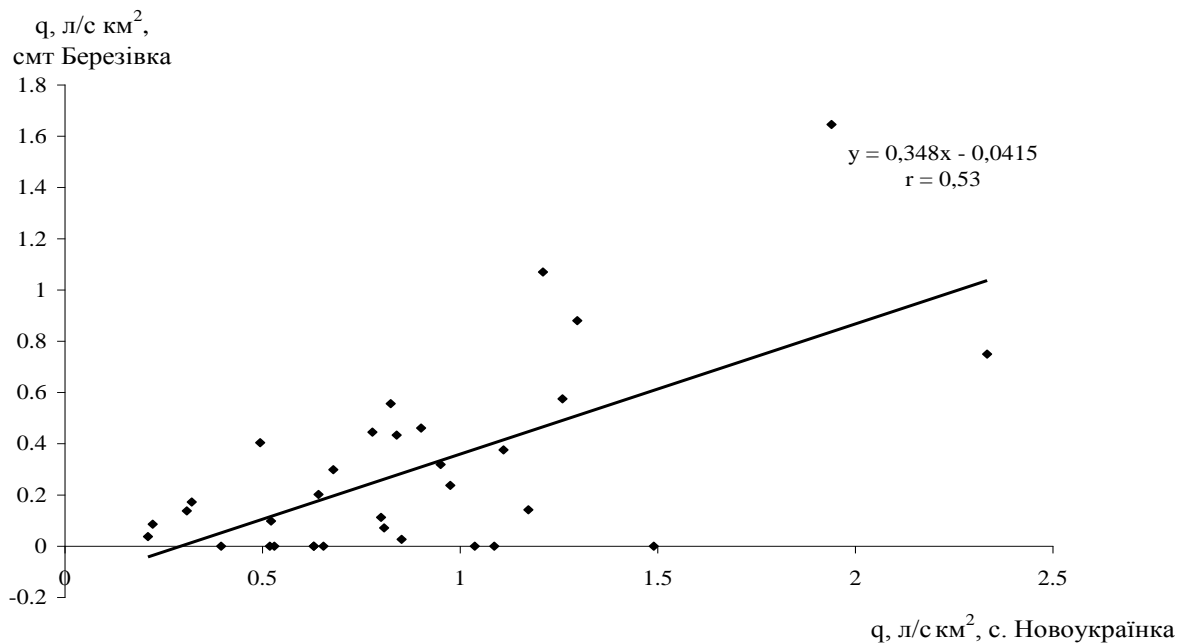


Рисунок 7.2 – Графік зв'язку модулів річного стоку q у створах р.Тилігул – с.Новоукраїнка та р.Тилігул – смт Березівка, 1955-1987 рр.

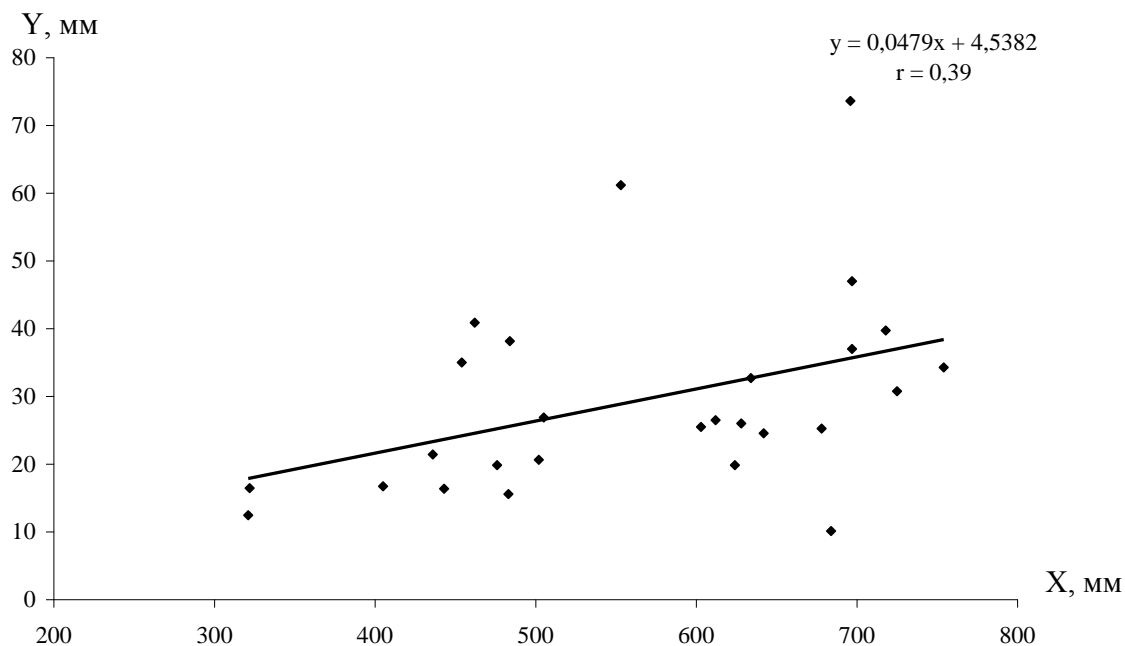


Рисунок 7.3 – Графік зв'язку шарів стоку Y в створі р.Тилігул – с.Новоукраїнка з річними сумами опадів X на метеостанції Любашівка

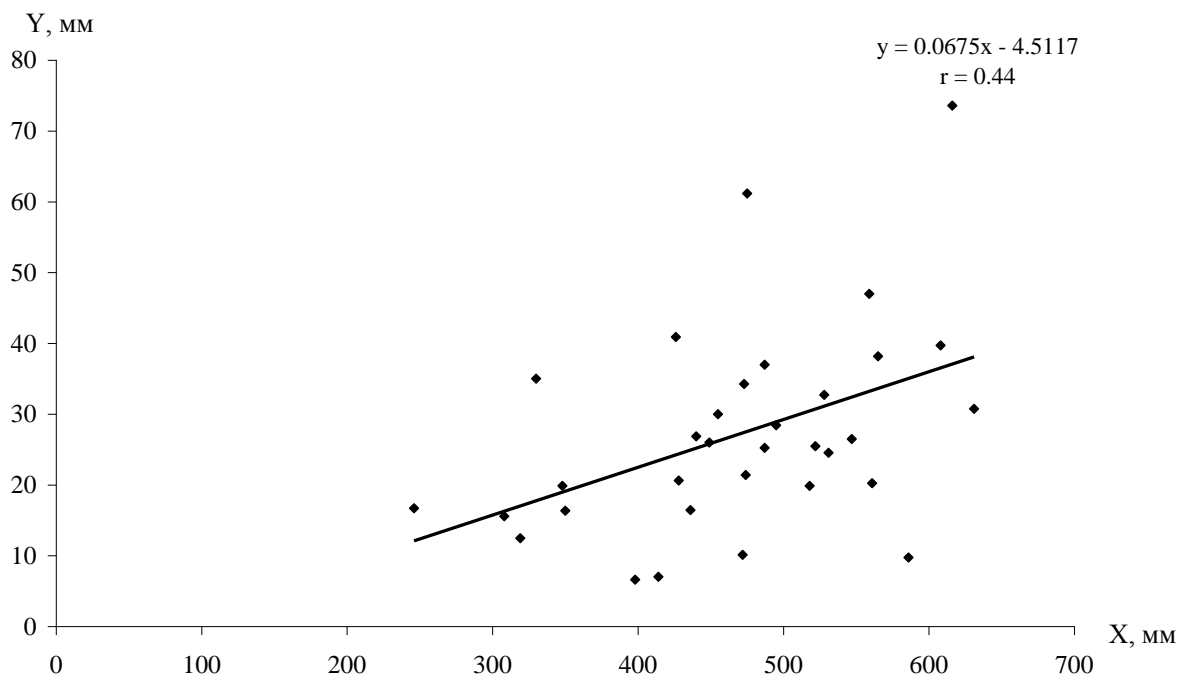


Рисунок 7.4 – Графік зв'язку шарів річного стоку Y в створі р.Тилігул – с.Новоукраїнка з річними сумами опадів X на метеостанції Одеса

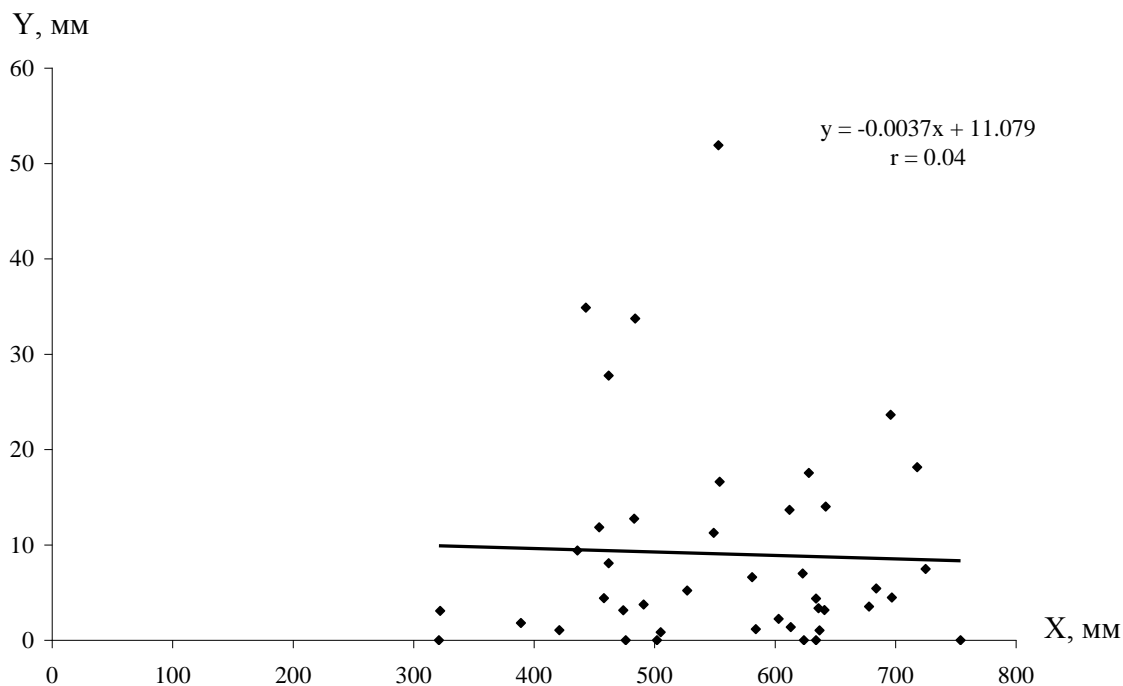


Рисунок 7.5 – Графік зв'язку шарів стоку Y в створі р.Тилігул – смт Березівка з річними сумами опадів Y на метеостанції Любашівка

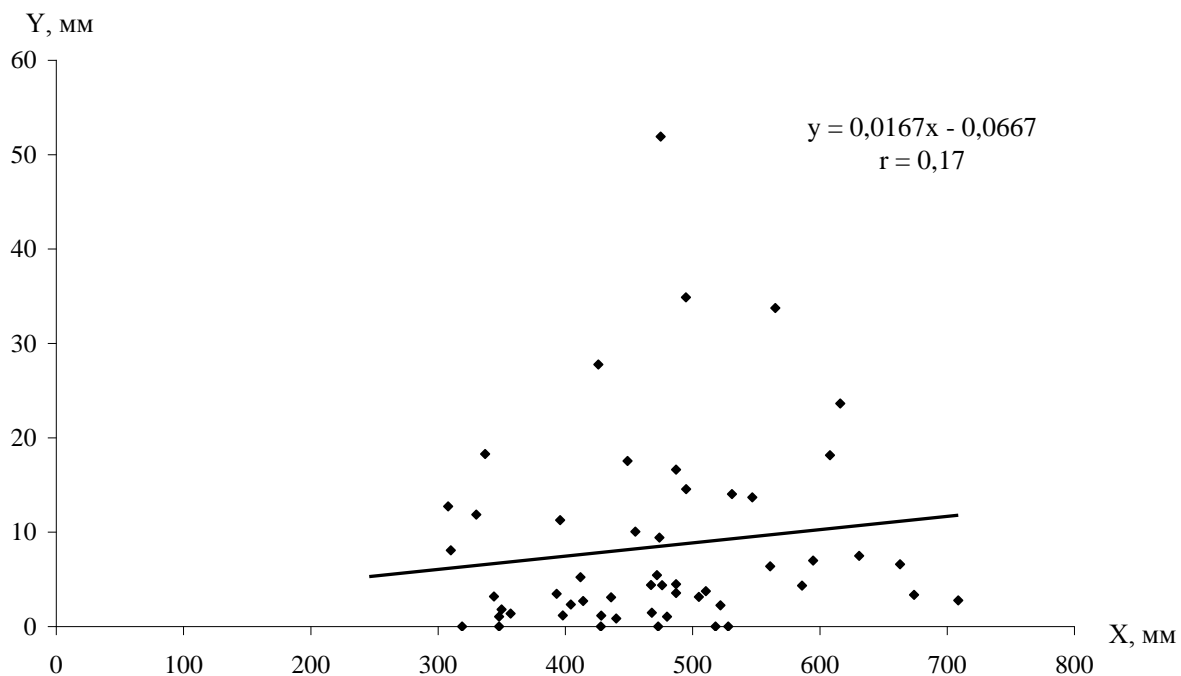


Рисунок 7.6 – Графік зв'язку шарів стоку Y в створі р.Тилігул – смт Березівка з річними сумами опадів X на метеостанції Одеса

Оскільки за даними спостережень характеристики річного стоку р.Тилігул визначаються із значними похибками, для цієї річки, як і інших річок, що впадають у Тилігульський лиман, рекомендується використовувати просторово-часові узагальнення характеристик стоку. Найбільш сучасні узагальнення наведені у довіднику [78] та у роботі А.І. Шерешевського й П.Ф. Вишневського [79].

На картах, наведених у цих літературних джерелах, ізолінії середніх багаторічних величин річного стоку проведені на території Північно-Західного Причорномор'я пунктиром через відсутність або нестачу даних, а також внаслідок суттєвого перетворення стоку водогосподарською діяльністю. Характеристики, представлені на цих картах, висвітлюють закономірності просторового розподілу побутового (порушеного водогосподарською діяльністю) стоку.

За картами, наведеними у цих роботах, середня багаторічна величина річного стоку р.Тилігул змінюється від 1,0 до 0,2 л/(с·км²) у напрямку з північного заходу на південний схід. Середній багаторічний модуль стоку з водозбору р.Тилігул дорівнює 0,5 л/(с·км²) або 16 мм. Ця величина суттєво відрізняється від тих розрахункових значень, які наведені у табл. 7.2, що може бути пояснено впливом антропогенної діяльності, включаючи зміни глобального клімату.

7.3 Внутрішньорічний розподіл стоку

Під внутрішньорічним розподілом стоку слід розуміти розподіл стоку за сезонами, місяцями, декадами або іншими часовими інтервалами. Розрізняють календарний та некалендарний розподіл стоку у межах року. Календарний розподіл визначають за даними про стік у межах декад, місяців, сезонів. Некалендарний розподіл не пов'язаний з хронологічними строками, і подається у вигляді кривих тривалостей добових витрат [43].

Під типовим розподілом розуміють найбільш характерний для даної річки (у багаторічному розрізі) або груп річок розподіл стоку протягом року. Типові схеми внутрішньорічного розподілу стоку використовуються для класифікації річок та під час гідрологічного районування. Для цього, зазвичай, беруть моделі фіктивних та характерних за водністю років (багатоводні, середньоводні або маловодні). Фіктивний розподіл отримують в результаті осереднення за багаторічний період середніх місячних витрат води, а потім виражають їх у відсотках від $12\bar{Q}$, де \bar{Q} – середнє багаторічне значення річної витрати. При використанні характерних за водністю років забезпеченістю P внутрішньорічний розподіл обчислюють як добуток

місячної витрати для року заданої забезпеченості P на $1/12Q_P$, де Q_P – річна витрата для року P -ї забезпеченості. Багатоводні роки мають ймовірність перевищення менше 25%. Маловодні роки мають ймовірність перевищення більшу ніж 75%, дуже маловодні – більшу ніж 95%. На відрізьку від 25 до 75-відсоткової забезпеченості знаходяться середні за водністю роки. Для того, щоб зберігалася стійкість показників внутрішньорічного розподілу стоку, часові ряди повинні мати довжину не менше 50 членів [76].

Внутрішньорічний розподіл стоку може обчислюватися не за календарними, а за водогосподарськими роками. Водогосподарський рік починається з нелімітуючого сезону. При цьому межі сезонів для всіх річок округлюють до цілого місяця.

Згідно із даними, наведеними у Ресурсах поверхневих вод України (1966 р.) [69] та у довіднику [78] внутрішньорічний розподіл стоку р.Тилігул розрізняється по довжині її течії. Так, водозбір р.Тилігул – с.Новоукраїнка віднесений до Середньобугського гідрологічного району, водозбір р.Тилігул – смт Березівка розглядається як такий, що розміщений у двох районах: Середньобугському та Причорноморському. Згідно розподілу стоку по місяцях та сезонах за моделями характерних років у верхньому створі річка Тилігул не пересихає, у нижньому створі пересихання стоку можливе у роки різної водності, навіть багатоводні. У багатоводні роки середній місячний стік відсутній з IX по XI місяці, у середній за водністю рік – з VII по XI, у маловодні та дуже маловодні роки – з червня і до лютого наступного року. При переході від багатоводних років до маловодних період пересихання починається все раніше: дати зміщуються з вересня на червень; тривалість періоду пересихання збільшується, а кінець періоду зміщується з листопада на січень. У створі Тилігул – с.Новоукраїнка найбільша водність річки спостерігалася у березні місяці, а найменша – у серпні-вересні. Для створу р.Тилігул – смт Березівка найбільша водність відзначається у лютому та березні, найменша (для багатоводних років) – у вересні. У середні та маловодні роки найменша водність у створі смт Березівка дорівнює нулю.

За даними спостережень установлені такі закономірності формування стоку по місяцях та сезонах. Стік води у багатоводні роки характеризується наявністю снігового покриву, в результаті танення якого формується весняне водопілля. Зменшення максимуму водопілля зумовлене втратами талих вод у період відлиг, а зростання – промерзанням підстильної поверхні та випадінням дощів у період танення снігу. У середній за водністю рік значну роль у процесі формування талого стоку відіграють весняні дощі, які супроводжують водопілля. У маловодні та дуже маловодні роки, коли талого стоку мало на характер внутрішньорічного розподілу можуть впливати дощові опади, які здатні утворити паводок. Порівняння внутрішньорічного розподілу стоку до та після 1989 року (табл. 7.4, табл. 7.5) показало, що у

останні десятиріччя спостерігається відсутність стоку у січні місяці незалежно від водності року.

Таблиця 7.4 – Внутрішньорічний розподіл стоку (P , %) у характерні роки по місяцях (на основі даних спостережень на р.Тилігул – смт Березівка до 1989 р.)

Рік	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Дуже багатоводний рік, $P = 2,9$ %												
1963	29,4	16,5	5,56	1,98	0,89	0,00	0,00	0,00	0,00	7,70	0,00	38,0
Багатоводний рік, $P = 23,5$ %												
1956	46,9	40,7	2,68	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,70	3,88
Середній за водністю рік, $P = 50,0$ %												
1960	43,4	5,99	0,00	0,00	0,00	0,00	1,82	0,00	6,12	16,67	2,86	23,2
Середній за водністю рік, $P = 56,0$ %												
1979	12,8	59,0	14,2	0,00	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	26,8
Маловодний рік, $P = 76,5$ %												
1959	58,8	16,1	4,20	16,1	1,26	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00	1,75	1,12
Дуже маловодний рік, $P = 94,1$ %												
1974	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Таблиця 7.5 – Внутрішньорічний розподіл стоку (P , %) у характерні роки по місяцях (на основі даних спостережень на р.Тилігул – смт Березівка після 1989 р.)

Рік	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Дуже багатоводний рік, $P = 4,8$ %												
2003	55,2	17,5	3,07	1,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,2
Багатоводний рік, $P = 23,8$ %												
2004	22,9	20,6	14,4	8,90	11,0	12,3	0,00	0,00	0,00	9,61	0,00	0,21
Середній за водністю рік, $P = 52,4$ %												
1997	17,1	19,3	2,30	0,00	0,00	1,63	2,97	0,00	9,66	47,0	0,00	0,00
Маловодний рік, $P = 76,2$ %												
1992	29,8	57,3	12,8	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Дуже маловодний рік, $P = 95,2$ %												
2000	41,3	44,5	13,5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,64	0,00	0,00

7.4 Максимальний стік

У роботі [69] та у довіднику [78] відомостей про максимальний стік річки Тилігул та інших річок, що впадають у Тилігульський лиман, не наведено. Згідно із просторово-часовими узагальненнями, наведеними у цих літературних джерелах, середній багаторічний стік р.Тилігул за період весняної повені становить 10 мм, а коефіцієнт варіації дорівнює 1,2. Шар стоку повені 1-відсоткової ймовірності перевищення досягає 75 мм. Шар дощового стоку 1-відсоткової ймовірності перевищення дорівнює 10 мм.

За даними В.В. Гребіня [17] середня багаторічна величина максимальної витрати у створі р.Тилігул – смт Березівка становила 18,0 м³/с за період з 1953 по 1988 рр. та зменшилася до 7,08 м³/с у період з 1989 по 2008 рр. Отже, за ці проміжки часу відбулося зменшення максимальних витрат, що пояснюється впливом глобального потепління.

Зростанням температур повітря у місяці зимового сезону та їх перехід від від’ємних значень до додатних забезпечує зростанням кількості та тривалості відлиг. Відлиги сприяють збільшенню втрат талих вод на інфільтрацію та зменшують максимальний стік весняного водопілля.

Згідно із даними установ водного господарства Одеської області (до 1992 р.) середня багаторічна величина максимальної витрати води у весняну повінь та зимові відлиги близько гирла річки Тилігул становить 28,6 м³/с, її коефіцієнт варіації дорівнює 1,45, а коефіцієнт асиметрії – 3,0 [15]. Максимальна витрата одновідсоткової ймовірності перевищення досягає 197 м³/с. Середня багаторічна величина шару стоку за весняну повінь становить 12 мм, коефіцієнт варіації дорівнює 1,4; коефіцієнт асиметрії – 2,9. Значення шару стоку весняної повені 1-відсоткової ймовірності перевищення дорівнює 79 мм. Для дощових паводків максимальна витрата одновідсоткової ймовірності перевищення досягає 181 м³/с, а шар стоку за паводок 1-відсоткової ймовірності перевищення становить 11мм.

Порівняння середніх багаторічних значень максимальних витрат за весь період спостережень та після початку впливу глобального потепління (1989 р.) на водні ресурси показало [80], що середні багаторічні значення максимального стоку, як талого, так і дощового у останні десятиріччя зменшилися (табл. 7.6). Слід зазначити, що існують роки, коли у створі смт Березівка весняне водопілля не формувалося. Частота появи весняних водопіль за період 1953-2011рр. становить 53%, за період 1953-1988 рр. – 64% та у 1989-2011 рр. – 35%. Частота появи дощових паводків також змінилася: у 1953-1988 рр. вона становила 45%, а у 1989-2011 рр. – лише 10%.

Таблиця 7.6 – Статистичні параметри максимального стоку весняного водопілля та дощових паводків, р.Тилігул – смт Березівка

Характеристика	Період	\bar{Q} , м ³ /с	$\varepsilon_{\bar{Q}}$, %	C_V	ε_{C_V} , %	C_S	σ_{C_S}	C_S / C_V
Максимальний стік весняного водопілля	1953-2011 рр.	14,2	21,5	1,48	15,5	1,88	2,21	1,27
	1953-1988 рр.	20,4	22,8	1,19	17,4	1,33	2,07	1,12
	1989-2011 рр.	5,93	46,0	2,06	19,6	3,17	5,90	1,83
Максимальний стік дощових паводків	1953-2011 рр.	4,34	19,3	1,02	16,6	2,30	1,66	2,25
	1953-1988 рр.	5,06	21,1	0,97	18,2	1,94	1,78	2,00
	1989-2011 рр.	2,07	26,0	0,63	27,0	1,13	2,06	1,78

7.5 Мінімальний стік

Тривалі періоди низького стоку суттєво впливають на стратегію управління водним господарством і є важливою характеристикою водного режиму річки. Низький стік спостерігається впродовж межені і є її елементом. Межень можна представити як періоди у межах річного циклу, коли різко зменшується приплив води з водозбірної площі [81]. В такі періоди у формуванні стоку річок основне місце займають підземні води, які дренуються гідрографічною мережею. Розрізняють межень зимову та літню (літньо-осінню). До літньої межені відносять період від кінця повені до осінніх дощових паводків, а при їх відсутності – до зимового періоду, тобто до появи на річці льодових явищ. За зимову межень беруть період від появи льодових явищ до початку повені. При відсутності льодових явищ на річках за кінець літньо-осіннього та початок зимового сезонів береться середня дата стійкого переходу температури повітря через 0 °С (в бік від'ємних температур). У гідрологічних дослідженнях вітчизняних вчених межень розглядається як фаза водного режиму річки, яка щорічно характеризується малою водністю, тривалим стоянням низького рівня й виникає внаслідок зменшення як поверхневого, так і підземного живлення річки [82].

У міжнародній практиці поняття літньої межені розглядається у зв'язку із поняттям посухи. Межень визначається як «період аномально посушливої погоди впродовж тривалого часу, достатнього для того, щоб відсутність опадів спричинила суттєві гідрологічні порушення й привела до виникнення дефіциту вологи з точки зору використання води людиною» [83, 84]. Для описання посух виділяється наступні чотири категорії [85]:

- метеопосуха, яка характеризується від'ємним відхиленням кількості опадів від норми протягом тривалого часу;
- гідрологічна посуха, яка є наслідком метеопосухи і характеризується дефіцитом поверхневого та підповерхневого запасу води;
- сільськогосподарська посуха, яка визначається дефіцитом вологи у ґрунті у певний момент часу;
- соціально-економічна посуха, яка пов'язується із співвідношенням між запасом води у регіоні і попитом на воду для господарської діяльності.

Індексом (кількісною характеристикою) низького стоку може бути мінімальна витрата осереднена за n діб, яка розраховується для кожного року окремо. У роботі [85] пропонується розглядати індекс низького стоку як деяке «порогове» значення витрати, нижче якого стік вважається меженням, й коли формується дефіцит води при водоспоживанні та водопостачанні. Період, протягом якого спостерігаються витрати води нижче порогового значення, розглядається як дефіцитний. Такий підхід набув широкого розповсюдження у країнах західної Європи, де як характеристики межені використовують дефіцити води, тривалість посух та об'єми дефіцитів.

Поняття меження та мінімальний стік використовуються як генетичні характеристики маловодних періодів року. Низький стік спостерігається в межень та відображає її величину (глибину). Поняття межені використовується для вибору мінімальної витрати у часовому ряді. Індекс низького стоку допомагає визначити, чи може розглядувана величина стоку використовуватися як характеристика низького стоку для заданого споживача (сільське господарство, меліорація, енергетика та інше) [86].

У країнах СНД при вирішенні задач господарського використання важливе значення має оцінка критичного або лімітуючого стоку, тобто витрат води за маловодний сезон або сезони, коли відповідна область господарства зазнає нестатків у воді або виникають значні труднощі із водопостачанням [87].

Мінімальний стік – це найменший за величиною річковий стік, який спостерігається у меженням період. Серед характеристик мінімального стоку найчастіше використовуються середньомісячні та середньодобові літні (осінні) та зимові витрати води за кожен рік, середні багаторічні значення середньомісячних та середньодобові витрати, мінімуми різної забезпеченості,

абсолютний мінімум. За умов нестійкої межені для характеристики мінімального стоку розраховують 30-добову мінімальну витрату.

Середні місячні мінімальні витрати використовують у тому випадку, коли вони не перевищують 30-добових значень більш ніж на 10%, у протилежному випадку застосовуються середні витрати води за 30 безперервних діб з найменшим стоком в даному сезоні. При частих паводках й коротких міжпаводкових періодах 30-добовий період може бути скорочений до 24 діб з метою запобігання включення паводкових витрат води в період мінімального стоку. Для річок з нестійким підземним живленням важливими характеристиками межені є тривалість пересихання та перемерзання.

За нормативними документами [76] рекомендується за даними спостережень визначати мінімальні 30-добові витрати води 80-відсоткової забезпеченості й потім використовувати перехідні коефіцієнти до мінімального стоку іншої ймовірності перевищення.

Низький стік є характерним для літньо-осіннього періоду річок Північно-Західного Причорномор'я. Зимова межінь на цих річках більш висока, оскільки відбувається поповнення запасів підземних вод за рахунок осіннього зволоження, а також при відлигах (табл. 7.7). Відсутність підземного живлення у середній та нижній течіях річки Тилігул, а також зростання антропогенного навантаження у виді об'ємів поверхневих вод, які затримуються у штучних водоймах, призвели до того, що характеристики мінімального стоку у створі р.Тилігул – смт Березівка у період літньо-осінньої межені дорівнюють нулю.

Таблиця 7.7 – Середні багаторічні характеристики мінімального (місячного та добового) стоку р.Тилігул у верхньому та нижньому створах [5]

Межень	р.Тилігул – с.Новоукраїнка				р.Тилігул – смт Березівка			
	$\bar{Q}_{30},$ м ³ /с	$\bar{Q}_{доб},$ м ³ /с	$\bar{q}_{30},$ $\frac{л}{с \cdot км^2}$	$\bar{q}_{доб},$ $\frac{л}{с \cdot км^2}$	$\bar{Q}_{30},$ м ³ /с	$\bar{Q}_{доб},$ м ³ /с	$\bar{q}_{30},$ $\frac{л}{с \cdot км^2}$	$\bar{q}_{доб},$ $\frac{л}{с \cdot км^2}$
Літньо-осіння	0,11	0,05	0,14	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
Зимова	0,30	0,12	0,37	0,15	0,03	0,02	0,008	0,007

Початок літньо-осінньої межені на р.Тилігул припадає на травень місяць, а кінець – на початок грудня. Оскільки льодові явища та весняне

водопілля спостерігаються не кожен рік, початок та кінець зимової межени встановлюється по даті переходу температури повітря через 0 °С. Зимовий меженний період настає на початку грудня, а закінчується на початку березня.

У створі р.Тилігул – с.Новоукраїнка (період спостережень за рівнем 1948-1987 рр.) річка пересихала у 1961 р. (06.10 – 01.11). Сумарна кількість діб із пересиханням річки Тилігул після 1989 р. значно більша від тривалості пересихання до 1989 р. Так, наприклад, за період 1953-1988 (36 років) річка пересихала 647 діб, а за період 1989-2011 (23 роки) – 970 діб. Перемерзання в створі р.Тилігул – с.Новоукраїнка спостерігалось тільки в 1976 році, а в створі р.Тилігул – смт Березівка – в 1939, 1940, 1961, 1964, 1976, 1977 роках. Після 1977 року перемерзання в створі р.Тилігул – смт Березівка не встановлено, що зумовлено збільшенням температур повітря у зимовий сезон та відсутністю стоку у осінні й зимові місяці [57].

8 ОЦІНКА ВОДНИХ РЕСУРСІВ РІЧОК БАСЕЙНУ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ЗА МЕТЕОРОЛОГІЧНИМИ ДАНИМИ

Водозбори басейну Тилігульського лиману відносяться до території Північно-Західного Причорномор'я, яка достатньо висвітлена даними метеорологічних спостережень, але слабо вивчена у гідрологічному відношенні [88]. На розглядуваній території не збереглося річок з природними умовами формування стоку. Стік, який вимірюється на гідрологічних постах є «побутовим», тобто перетвореним водогосподарською діяльністю у вигляді перекиду стоку, зрошування сільськогосподарських масивів за рахунок річок-донорів або місцевих водних ресурсів, регулювання стоку ставками та водосховищами [89].

Існуючі просторово-часові узагальнення характеристик стоку Північно-Західного Причорномор'я носять наближений характер: їх ізолінії представлені пунктиром, у багатьох випадках для розрахунків рекомендується застосування методу аналогії та районування [76].

У останні десятиріччя до антропогенних чинників формування стоку додалися зміни глобального клімату, які також призвели до порушення водного режиму річок та водойм [90].

Найбільш перспективним підходом до визначення характеристик стоку в умовах відсутності або недостатності даних гідрологічних спостережень, а також значної їх трансформації антропогенними чинниками, включаючи глобальне потепління, є побудова математичних моделей стоку, які базуються на використанні метеорологічних даних. Такі моделі називаються моделями типу «клімат-стік» [91, 92]. При оцінці наслідків глобального потепління у цих моделях використовуються не ретроспективні, а сценарні матеріали [93-95].

В ОДЕКУ впродовж багатьох років під керівництвом професорів Є.Д. Гопченка та Н.С. Лободи розроблялася математична модель, яка дозволяє оцінювати водні ресурси території на основі метеорологічної інформації з урахуванням впливу підстильної поверхні і водогосподарських перетворень [96]. Розроблена методика розрахунків характеристик річного стоку є складовою ДБН республіки Молдова [97] та включена до нової редакції Державних будівельних норм України ДБН В.2.4-Х:201Х «Визначення розрахункових гідрологічних характеристик».

Модель складається з двох частин. Перша частина дозволяє виконувати оцінку природного річного стоку на основі метеорологічних даних, друга – оцінку побутового (перетвореного водогосподарською діяльністю) стоку. На вході у першу частину моделі використовуються метеорологічні дані, у другу – природний або непорушений водогосподарською діяльністю річний стік та

кількісні показники водогосподарських перетворень. Математичною базою першої частини є рівняння водно-теплого балансу водозбору, другої – рівняння водогосподарського балансу, представлене у стохастичній (ймовірнісній) формі. Розглядається ланцюг послідовностей формування стоку: «клімат → кліматичний стік → підстильна поверхня → природний стік → водогосподарські перетворення → побутовий стік». Таким чином, модель описує роботу водогосподарської системи, яка зазнає зовнішніх (кліматичних) та внутрішніх (водогосподарських) впливів й певним чином реагує на цей вплив. У моделі використовується поняття «кліматичний стік», тобто стік, зумовлений кліматичними чинниками й розрахований за метеорологічними даними. Кліматичний стік визначається на основі методу водно-теплого балансу.

8.1 Метод водно-теплого балансу як основа визначення природного стоку річок за метеорологічними даними

Визначення природного стоку у моделі «клімат-стік» базується на методі водно-теплого балансу у модифікації В.С. Мезенцева [98], де сумісно розглядаються рівняння водного та теплового балансів, які містять у собі загальну складову – сумарне випаровування з поверхні суші E . Рівняння водно-теплого балансу водозбору, виражене відносно величини стоку Y , записується таким чином

$$Y = H - E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (8.1)$$

де H – характеристика ресурсів зволоження, під якою розуміють суму опадів X , що випадають за розрахунковий період, та зміни $w_1 - w_2$ запасів вологи в ґрунті, тобто, $H = X + w_1 - w_2$, мм;

E_m – максимально можливе випаровування з поверхні суші або теплоенергетичний еквівалент, мм;

n – параметр, який інтегрує вплив фізико-географічних умов формування стоку й береться рівним 3 згідно із рекомендаціями В.С. Мезенцева та дослідженнями, виконаними в ОДЕКУ;

Y – стік води за розрахунковий інтервал часу, мм.

Величина E_m визначається через теплоенергетичні ресурси клімату LE_m

$$LE_m = R^+ + P^+ + (B_1 - B_2) , \quad (8.2)$$

де R^+ – додатна (прибуткова) частина радіаційного балансу земної поверхні;

P^+ – позитивна складова турбулентного теплообміну або тепло, що надходить на ділянку суші в зв'язку з рухом повітря, тобто турбулентне адвективне тепло;

$B_1 - B_2$ – зміна запасів тепла в діяльному шарі ґрунту (теплообмін у ґрунті ΔB);

L – приховане тепло пароутворення.

Теплоенергетичний еквівалент або максимально можливе випаровування E_m є величиною, яка за своїм фізичним змістом близька до поняття випаровуваності або потенційно можливого випаровування (E_0), яке різними авторами визначалося як верхня межа випаровування, але інтерпретувалося по-різному: «випаровування зі зволоженої поверхні» (М.І. Будико); «випаровування з водної поверхні при тому ж комплексі метеорологічних умов, що й над сушею» (М.А. Багров); «випаровування для полів, вкритих рослинністю, коли вологість ґрунту близька до найменшої польової вологоємності» (А.Р. Константинов). Проте максимально можливому випаровуванню E_m у інтерпретації В.С. Мезенцева надається однозначний фізичний зміст. Величина максимально можливого випаровування E_m розглядається як шар води, який міг би випаритися з поверхні суші, якби на процес випаровування були витрачені усі теплоенергетичні ресурси клімату LE_m [99]:

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L} . \quad (8.3)$$

Через невелику кількість актинометричних станцій, дані яких мають використовуватися для розрахунків за формулою (8.3), для території України розроблена формула для визначення середніх багаторічних величин максимально можливого випаровування за даними про температури повітря [100]

$$\bar{E}_m = 13,3 \sum_V^{IX} \bar{T}_M - 307, r = 0.94; \quad (8.4)$$

де \bar{E}_m – середня багаторічна величина (норма) максимально можливого випаровування;

$\sum_v^{IX} \overline{T_M}$ – сума норм середніх місячних температур повітря за літній період (із травня по вересень, включно);
 r – коефіцієнт кореляції.

З урахуванням виразу $H = X + w_1 - w_2$, рівняння водно-теплого балансу (8.1) записується у вигляді

$$Y = X + w_1 - w_2 - E_m \left[1 + \left(\frac{X + w_1 - w_2}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (8.5)$$

Різниця $w_1 - w_2$, яка представляє собою змінення вологовмісту розрахункового шару ґрунту, набуває істотних додатних та від'ємних значень у середині року (місяці, декади) і в окремі роки або групи років.

Для багаторічного періоду, коли виконується умова

$$w_1 - w_2 = 0, \quad (8.6)$$

рівняння водно-теплого балансу (6.1) набуває вигляду

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (8.7)$$

де $\bar{Y}, \bar{X}, \bar{E}_m$ – середні багаторічні величини (норми) річного стоку, опадів та теплоенергетичного еквівалента, відповідно.

Від'ємник рівняння (8.7) є величиною середнього багаторічного випаровування з поверхні суші

$$\bar{E} = \bar{E}_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (8.8)$$

Норма річного стоку \bar{Y} , розрахована за (8.7), визначається кліматичними чинниками – нормою річних опадів \bar{X} й нормою максимально можливого випаровування \bar{E}_m , які підлягають закону географічної зональності та представляються у вигляді карт ізоліній [4].

Розраховані при постійному n величини середнього багаторічного стоку \bar{Y} залежать від співвідношення показників ресурсів вологи \bar{X} та тепла

\bar{E}_m ($\beta_x = \frac{\bar{X}}{\bar{E}_m}$) й відображають їхню взаємодію, через що й одержали назву «кліматичний стік», який позначається як \bar{Y}_K .

Карти ізоліній середніх багаторічних величин (норм) річних опадів, максимально можливого випаровування та розрахованого за (8.7) кліматичного стоку для рівнинної території України були побудовані на топографічній основі 1:500000. При побудові карт ізоліній норм річного кліматичного стоку значення \bar{Y}_K відносяться до точок, які відповідають положенню метеорологічних станцій на карті. При визначенні норми кліматичного стоку з водозбору за допомогою карти ізоліній шукана величина встановлюється як середня зважена по площах, що містяться між ізолініями. Порівняння норм річного кліматичного стоку із фактичними даними, виконані для річок різних географічних зон України, показали, що вони відповідають нормам природного зонального стоку річок. Точність визначення норми річного кліматичного стоку за картою ізоліній становить $\pm 10\%$.

8.2 Просторово-часові узагальнення характеристик річного кліматичного стоку на території Північно-Західного Причорномор'я

Просторово-часові узагальнення характеристик річного кліматичного стоку для Північно-Західного Причорномор'я, які відповідають його стану до початку впливу глобального потепління (до 1989 р.) наведені у роботі Є.Д. Гопченка та Н.С. Лободи [5]. Авторами побудовані карти ізоліній річних норм максимально можливого випаровування, сум опадів та кліматичного стоку.

Оскільки більшість річок Північно-Західного Причорномор'я має нестійке підземне живлення [101], їх природний стік може суттєво відрізнятися від зонального. Для таких випадків модель «клімат-стік» передбачає використання коефіцієнтів переходу від норм річного кліматичного стоку до природного. Ці коефіцієнти відображають роль чинників підстильної поверхні у процесі формування річного стоку [102].

Для степової зони, у межах якої знаходиться Північно-Західне Причорномор'я, велике значення у формуванні стоку річок мають втрати на поверхневе затримання. Діюча площа водозбору, з якої стік надходить до русла річки, значно менша від фактичної, і природний стік річки менший від зональної (кліматичної) величини. Перехідні коефіцієнти $K_{ПЕР}$ від норм кліматичного до природного стоку встановлюються за такою формулою

$$K_{ПЕР} = 1 - 0,003(280 - H_{СЕР}), \text{ при } H_{СЕР} < 280 \text{ м}, \quad (8.9)$$

$$K_{ПЕР} = 1, \text{ при } H_{СЕР} \geq 280 \text{ м}, \quad (8.10)$$

де $H_{СЕР}$ – середня висота водозбору.

У даному випадку середня висота водозбору виступає показником пласкості земної поверхні. Чим менша висота місцевості, тим менший уклон поверхні й тим більші втрати талого та дощового поверхневого стоку на затримання у безстічних низинах.

За моделлю «клімат-стік» норма природного стоку $\bar{Y}_{ПР}$ водозбору розраховується як добуток норми кліматичного стоку, що визначається за картою ізоліній, на перехідний коефіцієнт

$$\bar{Y}_{ПР} = K_{ПЕР} \bar{Y}_K. \quad (8.11)$$

На основі розрахунків кліматичного стоку по календарних місяцях та роках за рівнянням (8.5) були отримані хронологічні ряди кліматичного річного стоку 30-річної тривалості (1951-1980 рр.) за даними метеорологічних станцій Північно-Західного Причорномор'я. На базі аналізу статистичних параметрів цих рядів були установлені зв'язки між багаторічною мінливістю річного стоку (коефіцієнтом варіації C_V) та нормою річного кліматичного стоку \bar{Y}_K [103]:

$$C_V = \frac{1,5}{\left(\frac{\bar{Y}_K}{10}\right)^{0.62}}, \quad (8.12)$$

де C_V – коефіцієнт варіації річного стоку, а значення 1,5 є коефіцієнтом варіації, що відповідає нормі кліматичного стоку рівній 10 мм ($C_V=1,5$ при $\bar{Y}_K=10$ мм).

Між коефіцієнтами асиметрії та варіації для території Північно-Західного Причорномор'я установлене таке співвідношення

$$C_S = 1,7C_V, \quad (8.13)$$

де C_S – коефіцієнт асиметрії.

Вважається, що закономірності, описані рівняннями (8.12) та (8.13) справедливі як для кліматичного, так і для природного стоку.

На основі методу сумісного аналізу складових просторової дисперсії статистичних параметрів стоку [104] встановлено, що коефіцієнт автокореляції річного стоку $r(1)$ для річок Північно-Західного Причорномор'я береться рівним нулю [105].

Апробація моделі «клімат-стік» для визначення характеристик природного (непорушеного водогосподарською діяльністю) річного стоку річок Північно-Західного Причорномор'я показала задовільний збіг розрахункових і фактичних даних [106-109]. Установлено, що точність визначення статистичних параметрів річного стоку за моделлю «клімат-стік» знаходиться у межах точності розрахунків цих параметрів за даними гідрометричних спостережень.

8.3 Оцінка природних водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману за моделлю «клімат-стік»

Водозбори басейну Тилігульського лиману недостатньо вивчені у гідрологічному відношенні через відсутність (річки Балайчук, Царега, балка Хуторська) або нестачу (р.Тилігул) даних спостережень. Отже, природні водні ресурси цих річок визначалися на основі моделі «клімат-стік».

Норма кліматичного річного стоку у межах Північно-Західного Причорномор'я для кліматичних умов минулого сторіччя (до 1989 р.) змінювалася від 50 мм до 10 мм у напрямку із північного заходу на південний схід. При цьому норми річних опадів зменшувалися від 550 мм до 450 мм, а норми максимально можливого випаровування зростали від 900 до 985 мм. Розподіл ізоліній норм річного кліматичного стоку у межах басейну Тилігульського лиману (рис. 8.1) та зміни установлених гідрометеорологічних характеристики для окремих річок кліматичних показників (табл. 8.1) ілюструють тенденцію до зменшення норм річного кліматичного стоку у південно-східному напрямі.

Оскільки середня висота усіх водозборів річок басейну Тилігульського лиману менша за 280 м, перехід від норми кліматичного до природного стоку виконувався через коефіцієнти $K_{ПЕР}$ згідно із рівняннями (8.9) та (8.11). Мінливість та асиметрія річного стоку визначались за (8.12)-(8.13).

Установлено, що у природних (непорушених водогосподарською діяльністю) умовах формування стоку загальний середній багаторічний приплив прісних вод до Тилігульського лиману становив у минулому сторіччі 56 млн.м³ (табл. 8.2). При цьому на річку Тилігул припадало 46 млн.м³, тобто 82% від загального припливу прісних вод. Від річки Царега

до Тилігульського лиману надходило 6% загального об'єму прісних вод, а від річки Балайчук – 7%.

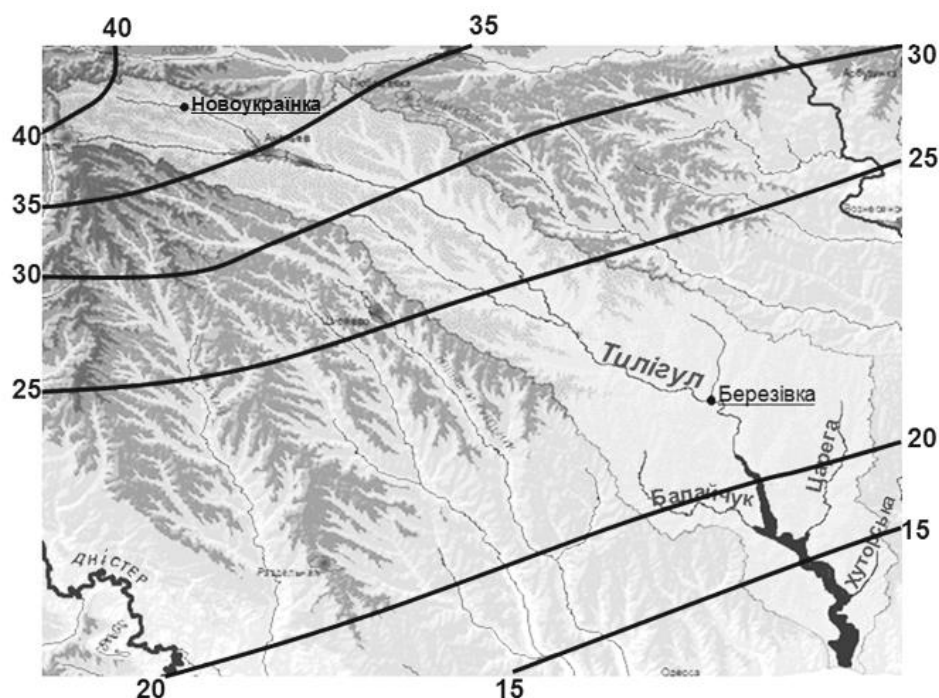


Рисунок 8.1 – Карта-схема ізоліній норм річного кліматичного стоку (мм) річок басейну Тилігульського лиману до початку глобального потепління

Таблиця 8.1 – Характеристики кліматичних чинників та водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману до початку глобального потепління

Річка-пост	Середні багаторічні значення			Норма річного кліматичного стоку, \bar{Y}_K , мм
	\bar{X} , мм	\bar{E}_m , мм	\bar{E} , мм	
Тилігульський лиман				
Тилігул – Новоукраїнка	550	900	512	37
Тилігул-Березівка	515	940	490	25
Тилігул –гирло	500	950	482	23
Царега	495	950	482	20
Балайчук	495	960	474	20
Хуторська	450	985	437	13
Боковий приплив	475	960	457	15

Таблиця 8.2 – Характеристики припливу річних вод до лиманів Північно-Західного Причорномор'я у природних умовах формування стоку

Річка-пост	Норма кліма- тичного стоку, \bar{Y}_K , мм	Середня висота водо- збору, $H_{сер}$, м	Площа водо- збору, F , км ²	Перехід- ний коефі- цієнт, $K_{ПЕР}$	Параметри природного річного стоку			
					$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$\bar{W}_{ПР}$ м ³ 10 ⁶	C_V	C_S
Тилігульський лиман (площа водозбору 5420 км ²)								
Тилігул – Новоукраїнка	37	170	810	0.67	25	20	0.86	1.46
Тилігул- Березівка	25	120	3170	0.52	13	41	1.14	1.90
Тилігул –гирло	23	120	3550	0,52	13	46	1,14	1.90
Царега	20	50	657	0.31	6	3.9	2.02	3.13
Балайчук	20	60	586	0.34	7	4.1	1.67	2.83
Хуторська	13	54	108	0.32	4.3	0.46	2.25	3.80
Боковий приплив	15	45	349	0.30	4.5	1.6	2.20	3.74
Сумарний приплив прісних вод до лиману						56,1		

За даними Укрпівденводгоспу, який проводив додаткові дослідження й узагальнення гідрологічних характеристик річки Тилігул у минулому сторіччі, середній багаторічний об'єм річного стоку річки Тилігул становив 41,7 млн.м³. Відхилення розрахованих за моделлю «клімат-стік» та установлених за даними спостережень значень дорівнює 10%, тобто знаходиться у межах точності розрахунків річного стоку.

Розрахунки річного стоку у роки різної забезпеченості водності (табл. 6.3) дозволили установити, що у маловодні роки (із забезпеченістю стоку більше 75%) припливу річкових вод до лиману від водотоків із площею водозбору менше за 1000 км² може не бути. У дуже маловодні роки (із забезпеченістю стоку більше 95%) немає надходження стоку й від р.Тилігул. Отримані результати указують на те, що навіть у природних умовах формування стоку приплив прісних вод від річок басейну Тилігульського лиману був вкрай обмежений у маловодні та дуже маловодні роки (табл. 8.3).

Таблиця 8.3 – Характеристики природного річного стоку (об'єми) у роки різної водності

Річка-пост	Статистичні параметри природного річного стоку			Природний річний стік заданої забезпеченості, млн. м ³					
	\bar{W} , млн. м ³	C_V	C_S	$W_{1\%}$	$W_{5\%}$	$W_{25\%}$	$W_{50\%}$	$W_{75\%}$	$W_{95\%}$
Тилігул	46	1,14	1,90	232	151	67,2	30,5	8,50	0,00
Царега	3,9	2,02	3,13	36,1	19,3	5,24	0,71	0,00	0,00
Балайчук	4,1	1,67	2,83	31,3	17,7	5,54	1,43	0,00	0,00
Хуторська	0,46	2,25	3,80	4,9	2,43	0,49	0,03	0,00	0,00
Боковий приплив	1,6	2,20	3,74	16,6	8,29	1,74	0,12	0,00	0,00
Сума	56,1			321	199	80,2	32,8	8,50	0,00

8.4 Оцінка внутрішньорічного розподілу стоку за моделлю «клімат-стік»

Розподіл стоку по сезонах та місяцях для невивчених у гідрологічному відношенні річок може описуватися згідно із типовою схемою, наведеною у [78] для характерних за водністю років, де верхня та середня течії р.Тилігул віднесені до району XII, а нижня течія р.Тилігул та річки Царега, Балайчук, балка Хуторська – до району XV. Для річок району XV є характерною відсутність стоку у осінні місяці багатоводних років та у літньо-осінні місяці середніх за водністю років. У маловодні роки типовим є відсутність стоку протягом всього меженного періоду, починаючи з сезону «літо» і закінчуючи січнем місяцем сезону «зима». Тривалість періоду із відсутністю стоку зростає при переході від багатоводних до маловодних років (табл. 8.4).

Наведена для району XV схема внутрішньорічного розподілу за характерними роками відповідає фактичному внутрішньорічному розподілу у створі р.Тилігул–сmt Березівка, визначеному за даними спостережень до 1989 р., що надає можливість використовувати її для визначення середнього місячного стоку невивчених у гідрологічному відношенні річок басейну Тилігульського лиману, використовуючи при цьому дані про річний стік заданої забезпеченості, наведені у табл. 8.3.

Таблиця 8.4 – Типова схема розподілу стоку (%) по місяцях для характерних за водністю років [78]

III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Багатоводний рік											
22,2	49,2	5,3	4,9	4,0	2,9	0,00	0,00	0,00	3,7	2,9	4,9
Середній за водністю рік											
20,3	51,5	6,8	6,6	3,1	0,00	0,00	0,00	0,00	1,9	2,9	6,9
Маловодний рік											
24,9	48,9	12,6	8,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,6

Як було показано у розділі 7, зміни клімату здатні спричиняти окремі відмінності у розподілі стоку річок по місяцях та сезонах. Для визначення внутрішньорічного розподілу у кліматичних умовах, які відповідають сценаріям глобального потепління, можна використовувати для розрахунків стоку по місяцях та сезонах рівняння водно-теплогового балансу водозбору виду (8.5), що більш детально описано у розділі 11.

8.5 Оцінка характеристик мінімального стоку за моделлю «клімат-стік»

Для невивчених річок Північно-Західного Причорномор'я із площею водозбору не менше 50 км² [76] для характеристики мінімального стоку мінімальний 30-добовий стік 80-відсоткової забезпеченості визначався за формулою (табл. 8.5)

$$Q_{80\%} = 10^{-3} a \cdot (F \pm f)^{n_1}, \quad (8.14)$$

де f – середня по району площа з відсутністю стоку (-) або середня площа підземного басейну, який забезпечує додаткове живлення річок даного району (+) внаслідок дії карсту;

a та n_1 – параметри, які характеризують зволоженість даного району й інтенсивність змін стоку із зростанням площі водозбору. Значення параметрів розрахункової формули наведені в таблицях СНіП 2.01.14.83.

Для створу р.Тилігул - смт Березівка значення мінімального 30-добового стоку зимової та літньо-осінньої межені 80-відсоткової забезпеченості визначалися за картами [76], згідно із якими мінімальний стік річки у цьому створі дорівнює нулю.

Відображення кліматичних умов у розрахунковій формулі (8.14) міститься у параметрі a , який змінюється в залежності від географічного положення річки. Таким чином, рівняння (8.14) не може бути використане для розрахунків або прогнозу характеристик мінімального стоку за метеорологічними даними, оскільки не може врахувати зміни метеорологічних характеристик у часі.

Таблиця 8.5 – Значення мінімальних 30-добових витрат води 80-відсоткової забезпеченості, визначених за формулою (8.14)

Річка	Зимова межень					Літньо-осіння межень				
	$F, \text{км}^2$	a	n	f_0	$Q_{80\%}, \text{м}^3/\text{с}$	$F, \text{км}^2$	a	n	f_0	$Q_{80\%}, \text{м}^3/\text{с}$
Тилігул-с.Новоукраїнка	810	1,36	0,55	-150	0,0483	810	0,011	1,31	0	0,0710
Царега	657	1,36	0,55	-150	0,0418	657	0,011	1,31	0	0,0540
Балайчук	586	1,36	0,55	-150	0,0384	586	0,011	1,31	0	0,0464
Хуторська	108	1,36	0,55	-150	0,0000	108	0,011	1,31	0	0,00507

В ОДЕКУ [5] розроблено методику визначення характеристик мінімального стоку невивчених у гідрологічному відношенні малих та середніх річок Північно-Західного Причорномор'я, яка базується на використанні просторово-часових узагальнень моделі «клімат-стік».

Розрахунок норм мінімального 30-добового стоку зводиться до визначення коефіцієнтів k_L та k_3 , які є часткою від середньої багаторічної величини річного стоку

$$k_L = \frac{\bar{Q}_{30L}}{\bar{Q}}; \quad (8.15)$$

$$k_3 = \frac{\bar{Q}_{303}}{\bar{Q}}, \quad (8.16)$$

де k_L – перехідний коефіцієнт від норми річного стоку до 30-добового мінімуму стоку у літню або літньо-осінню межень, представлений у виді карти ізоліній [16];

k_3 – перехідний коефіцієнт від норми річного стоку до 30-добового мінімуму стоку у зимову межень, також представлений у вигляді карти ізоліній [16];

\bar{Q}_{303} – норма 30-добового мінімуму у зимову межень;

$\bar{Q}_{30Л}$ – норма 30-добового мінімуму у літню (літньо-осінню) межень;

\bar{Q} – норма річного стоку.

Хід ізоліній на розроблених картах відображає просторовий розподіл внеску стоку межені у формування річного стоку при переході від підзони північного степу до підзони південного степу.

Визначення середньої багаторічної величини 30-добового мінімального стоку літньо-осінньої та зимової межені на основі метеорологічних даних відбувається таким чином. На першому етапі визначається норма кліматичного річного стоку \bar{Y}_K розглядуваного водозбору та установлюється вплив на неї підстильної поверхні. На другому етапі розраховується значення норми природного річного стоку за (8.11) та установлюються коефіцієнти k_L та k_3 . Визначення $\bar{Q}_{30Л}$ та \bar{Q}_{303} відбувається за формулами

$$\bar{Q}_{30Л} = k_L \bar{Q}_{ПР}; \quad (8.17)$$

$$\bar{Q}_{303} = k_3 \bar{Q}_{ПР}, \quad (8.18)$$

де $\bar{Q}_{ПР}$ – витрата річного природного стоку, визначена за моделлю «клімат-стік».

При розгляді річок басейну Тилігульського лиману встановлено, що для періоду літньо-осінньої межені коефіцієнт k_L дорівнює нулю. Це означає, що середня багаторічна величина 30-добового мінімуму стоку також дорівнює нулю. Для зимової межені коефіцієнт k_3 відрізняється від нуля, що надало змогу визначити характеристики мінімального стоку у цей період для усіх річок басейну (табл. 8.6).

8.6 Оцінка характеристик максимального стоку за моделлю Є.Д. Гопченка

Сучасні методи розрахунків характеристик максимального стоку весняного водопілля та дощових паводків річок півдня України при відсутності даних спостережень розроблені в Одеському державному екологічному університеті під керівництвом д.геогр.н., проф. Є.Д. Гопченка й представлені низкою наукових робіт, значна частина яких присвячена Північно-Західному Причорномор'ю [110, 111].

У основі розроблених ним методів розрахунків характеристик максимального стоку лежать моделі гідрографів стоку (редукційні та об'ємні) та модель руслових ізохрон.

Таблиця 8.6 – Середні багаторічні значення 30-добового мінімального стоку зимової межені, визначені для природних (початкових) умов за моделлю «клімат-стік»

Річка – пост	Середні багаторічні величини природного річного стоку		Ваговий коефіцієнт стоку зимової межені	Норма 30-добового мінімального стоку	Норма 30-добового мінімального стоку
	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$\bar{Q}_{ПР}$, м ³ /с			
Тилигул-Новоукраїнка	25	0,642	0,45	0,289	0,36
Тилігул-Березівка	13	1,31	0,04	0,0522	0,017
Тилігул гирло	13	1,46	0,03	0,0439	0,013
Царега	6	0,125	0,02	0,00250	0,004
Балайчук	7	0,0130	0,02	0,00260	0,004
Хуторська	4	0,00137	0,005	0,000	0,000
Боковий приплив	4,5	0,0467	0,01	0,000467	0,001

Для півдня України Є.Д. Гопченком розроблена формула операторного типу, яка рекомендована для оцінки як максимумів дощових паводків, так і весняних водопіль, причому для всього діапазону площ водозборів F

$$Q_{P\%} = q'_{1\%} \cdot \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \cdot \varepsilon_F \cdot \delta \cdot \lambda_{P\%} \cdot F, \quad (8.19)$$

де $Q_{P\%}$ – максимальна розрахункова витрата води P -відсоткової забезпеченості;

$q'_{1\%}$ – розрахунковий модуль схилового припливу опорної (1- відсоткової) забезпеченості;

$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ – трансформаційна функція паводкових або повеневих хвиль,

яка залежить від тривалості руслового добігання t_p ;

T_0 – тривалість схилового припливу;

\mathcal{E}_F – коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання;

δ – коефіцієнт, який враховує вплив водосховищ, ставків і проточних озер;

$\lambda_{p\%}$ – перехідний коефіцієнт від опорної забезпеченості $P=1\%$ до інших;

F – площа водозборів.

Трансформаційна функція $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ визначається в залежності від співвідношення між t_p і T_0 та з урахуванням форм гідрографів схилового припливу і водозборів річок:

а) при $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1,0; \quad (8.20)$$

б) при $0 < \frac{t_p}{T_0} < 1,0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \left(\frac{m+1}{(n+1) \cdot (m+n+1)} \right) \cdot \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n; \quad (8.21)$$

в) при $\frac{t_p}{T_0} \geq 1,0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{n+1} \cdot \frac{T_0}{t_p} \cdot \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m \cdot (m+n+1)} \cdot \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]; \quad (8.22)$$

г) при $t_p \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0, \quad (8.23)$$

де n – параметр, який залежить від форми гідрографів схилового стоку;

m – показник, що залежить від форми водозбору.

Максимальний модуль схилового припливу $q'_{1\%}$, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, встановлюється за формулою такого вигляду:

$$q'_{1\%} = 0,28 \cdot \frac{n+1}{n} \cdot \frac{Y_{1\%}}{T_0}, \quad (8.24)$$

де $\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу, який визначається окремо для паводків та весняної повені;

$Y_{1\%}$ – розрахунковий шар стоку весняної повені або дощового стоку ймовірністю перевищення $P=1\%$.

При відсутності даних по $Y_{P\%}$ шар стоку заданої забезпеченості P можна визначати за даними про накопичені запаси води у снігу та опади. Розрахункові формули для весняного водопілля та дощових паводків набувають такого вигляду:

- для весняних водопілля

$$Y_{1\%} = \eta_e (S_m + x)_{1\%}; \quad (8.25)$$

- для дощових паводків

$$Y_{1\%} = \eta_d H_{1\%} \lambda_{P\%} k_F, \quad (8.26)$$

де S_m – максимальний запас води у снігу до початку водопілля;

x – кількість опадів в період весняного водопілля;

η_e і η_d – об'ємні коефіцієнти стоку у період водопілля та паводків;

$H_{1\%}$ – добовий максимум опадів забезпеченістю $P=1\%$;

k_F – коефіцієнт редукції шарів паводкового стоку, який дорівнює

$$k_F = \frac{1}{(1 + 0.003 F^{3/4})}.$$

Визначення $(S_m + x)_{1\%}$ рекомендується виконувати згідно із існуючими просторовими узагальненнями з використанням кривої трипараметричного гама-розподілу [2]

$$(S_m + x)_{1\%} = (\bar{S}_m + \bar{x}) \cdot k_{1\%}, \quad (8.27)$$

де \bar{S}_m – середня багаторічна величина запасу води у сніговому покриві, яка для території Причорноморської низовини представлена у вигляді карти ізоліній, і для басейну Тилігульського лиману дорівнює 35 мм;

\bar{x} – кількість опадів за період водопілля, яка визначається таким чином

$$\bar{x} = 5,4 + 8,1 \lg(F + 1); \quad (8.28)$$

$k_{1\%}$ або $k_{P\%}$ – модульний коефіцієнт, який устанавлюється в залежності від заданої забезпеченості P , коефіцієнта варіації C_V та співвідношення C_S/C_V .

У свою чергу C_V та C_S/C_V для Північно-Західного Причорномор'я обчислюються за регіональною формулою

$$C_V = 0,60 + 0,53(\bar{S}_m - 20) \cdot 10^{-2}, \quad C_S/C_V = 3,5. \quad (8.29)$$

Коефіцієнти стоку η в період весняного водопілля та паводків визначаються в залежності від площі водозбору, або осереднюються у межах виділеного району. Наприклад, для дощових паводків Північно-Західного Причорномор'я η_δ береться рівним 0,70 [112].

Коефіцієнти русло-заплавного регулювання \mathcal{E}_F розраховуються за рівнянням

$$\mathcal{E}_F = e^{-a \lg(F+1)}, \quad (8.30)$$

де a – параметр, який встановлюється чисельним шляхом за матеріалами спостережень гідрологічної мережі регіональних підрозділів Гідрометеорологічної служби України (окремо для дощових паводків і весняних повеней). Формули для визначення \mathcal{E}_F представлені в [2] в залежності від t_p/T_0 , показника редукції n_1 , співвідношення q_m/q_m' , параметрів m та n . Для практичного застосування розроблені залежності $\mathcal{E}_F = f(\lg(F + 1))$ та відповідні таблиці.

Час руслового добігання t_p , год., визначається за співвідношенням

$$t_p = L/V_\delta, \quad (8.31)$$

де L – гідрографічна довжина річки, км;

V_{∂} – швидкість руслового добігання, км/год.

Швидкість руслового добігання V_{∂} установлюється за формулою вигляду

$$V_{\partial} = a_0 F^{\alpha_1} I_{\text{сб}}^{\alpha_2}, \quad (8.32)$$

де $I_{\text{сб}}$ – середній зважений уклон річки (‰).

Розрахункові параметри формули (8.32) для території Північно-Західного Причорномор'я визначаються за узагальненнями Є.Д. Гопченка та М.Є. Романчук [110].

У загальному випадку параметри α_0 , α_1 і α_2 визначаються за матеріалами гідрологічних спостережень (окремо для паводків та весняних водопіль).

Коефіцієнт трансформації повеневих хвиль $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ в залежності від співвідношення між t_p і T_0 розраховується за формулами (8.20)-(8.23), причому при значеннях $\frac{t_p}{T_0}$, які мало відрізняються від одиниці, степеневий показник m у рівнянні кривих ізохрон рекомендується брати на рівні одиниці.

Для водотоків басейну Тилігульського лиману значення коефіцієнта часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ взяті рівними 6,0, $n=2$, а $T_0=100$ годин, $m=1$ [2].

Розраховані витрати 1-відсоткової забезпеченості весняного водопілля для р.Тилігул перевищують відповідні значення, отримані за даними спостережень (р.Тилігул–сmt Березівка), що пояснюється недостатньою довжиною ряду спостережень і впливом регулювання стоку ставками та водосховищами (табл. 8.7).

Було встановлено на основі методу сумісного аналізу даних [112], що одновідсоткові квантилі дощових опадів можна осереднити у межах степової зони і взяти рівними 100 мм. Середнє значення опадів при цьому дорівнює 39,7 мм, коефіцієнт варіації – 0,42, відношення C_S / C_V – 3,0. Коефіцієнт стоку η для степової зони дорівнює 0,7, а максимальний модуль схилового припливу $q'_{1\%}$ становить $27,4 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ при $\frac{n+1}{n}=3,5$; $n=0,4$; $T_0=2,5$ год.

Оскільки для дощових паводків виконується умова $t_p > T_0$, при розрахунках максимального стоку має вагу урахування форми водозборів через використання параметра m , який визначається за формулою

$$m = 2,0 - 0,26 \lg(F + 1). \quad (8.33)$$

Наведена схема розрахунків характеристик максимального стоку дощових паводків є прийнятною при дослідженні стоку невивчених у гідрологічному відношенні річок. У випадку розрахунків за метеорологічними даними, наприклад, за кліматичними сценаріями, можливе використання $H_{1\%}$ та формули (8.26).

Таблиця 8.7 – Розрахункові характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні Тилігульського лиману ($n = 0,20$; $m = 1,0$)

№ п/п	Річка	F , км ²	t_p , год.	\bar{S}_m , мм	C_V	$k_{1\%}$	\bar{x} , мм	$(S_m + \bar{x})_{1\%}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Тилігул	3550	47,9	40	0,71	3,60	34,2	267
2	Царега	657	13,1	30	0,65	3,34	28,2	194
3	Балайчук	586	15,3	30	0,65	3,34	27,8	193
4	Хуторська	108	5,5	30	0,65	3,34	21,9	173

Продовження табл. 8.7

№ п/п	Річка	T_0 , год.	η	$q'_{1\%}$, м ³ /(с·км ²)	$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$	ε_F
1	2	10	11	12	13	14
1	Тилігул	100	0,190	0,85	0,35	0,122
2	Царега	45	0,231	1,67	0,41	0,175
3	Балайчук	45	0,235	1,69	0,39	0,170
4	Хуторська	45	0,329	2,12	0,50	0,280

Продовження табл. 8.7

№ п/п	Річка	$q_{1\%}$, м ³ /(с·км ²)	$Q_{1\%}$, м ³ /с	$Q_{3\%}$, м ³ /с	$Q_{5\%}$, м ³ /с	$Q_{10\%}$, м ³ /с
1	2	15	16	17	18	19
1	Тилігул	0,036	129	99,3	81,3	64,5
2	Царега	0,120	78,7	60,6	49,6	39,4
3	Балайчук	0,112	65,7	50,6	41,4	32,9
4	Хуторська	0,297	32,1	24,7	20,2	16,1

9 ОЦІНКА ВОДНИХ РЕСУРСІВ РІЧОК БАСЕЙНУ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ В УМОВАХ ВОДОГОСПОДАРСЬКОЇ ДІЯЛЬНОСТІ

Використання метеорологічних даних у математичних моделях розрахунків характеристик стоку надає можливість отримати кількісні оцінки стоку річок у природних, незмінених антропогенним впливом, умовах, проте водний режим річок Північно-Західного Причорномор'я суттєво порушений водогосподарською діяльністю [73]. Оцінка змін водних ресурсів басейну Тилігульського лиману внаслідок масштабних водогосподарських заходів була виконана на основі імітаційної стохастичної моделі річного стоку, яка є складовою моделі «клімат-стік» [113]. Стік, розрахований на базі цієї моделі, розглядається як побутовий, тобто такий, що є результатом втручання діяльності людини у природний процес формування стоку.

9.1 Стохастична модель побутового річного стоку

Коливання природного річного стоку мають стохастичну природу й описуються на основі теорії випадкових процесів [114]. Коливання кліматичних чинників та складових водогосподарських балансів, які залежать від зволоженості території й водності річки, також можуть бути представлені як випадкові процеси [115]. Як випадкові величини розглядаються такі складові водогосподарських балансів: дефіцит споживання води рослинами, додаткове випаровування з поверхні штучних водойм, зміни глибини залягання підземних вод при осушуванні та інше. Значення цих величин залежать у певній мірі від коливань клімату. Рівняння водогосподарських балансів водозборів містять у собі й не випадкові складові, такі як площі водної поверхні штучних водойм, площі зрошування, площі осушування та інші характеристики водогосподарських систем, що характеризують масштаби водогосподарських перетворень [116].

Метою імітаційного стохастичного моделювання в моделі «клімат-стік» є установлення закономірностей ймовірнісного розподілу річного стоку при наявності на водозборах річок водогосподарських заходів (зрошування, осушування, створення штучних водойм) [117] та створення на основі цих закономірностей методів розрахунку характеристик побутового стоку.

Рівняння водогосподарського балансу водозбору, представлене у ймовірнісній формі, має такий вигляд

$$W_{\text{ПОБ},P_t} = W_{\text{ПР},P_t} \pm \Delta W_{\text{АНТР},P_{t_1}}, \quad (9.1)$$

де $W_{\text{ПОБ},P_t}$ – розрахункове значення об’єму побутового (порушеного водогосподарською діяльністю) річного стоку з водозбору у рік із забезпеченістю водності P_t ;

$W_{\text{ПР},P_t}$ – розрахункове значення об’єму природного річного стоку з водозбору у рік із забезпеченістю водності P_t ;

$\Delta W_{\text{АНТР},P_t}$ – зміна природного річного стоку, зумовлена впливом антропогенної (водогосподарської) діяльності у рік із забезпеченістю водності P_t ; забезпеченість цієї складової може відрізнятись від забезпеченості водності і позначається як $P_{t_1} = f(P_t)$.

Оцінка характеристик побутового річного стоку в умовах водогосподарських перетворень на водозборах досягається шляхом стохастичного моделювання, при якому виконуються імітаційні експерименти, що відображають різні антропогенні ситуації, пов’язані як із змінами клімату, так і з водогосподарською діяльністю на водозборах річок [118].

На першому етапі стохастичного моделювання відбувається генерація ряду природного річного стоку як простого ланцюга Маркова на основі чисельного методу Монте-Карло [119]. Суть методу Монте-Карло полягає у попередньому моделюванні штучного гідрологічного ряду значної довжини (декілька тисяч) з метою його подальшого використання для розрахунків ряду побутового (перетвореного водогосподарською діяльністю) стоку. І хоч змодельований ряд не містить у собі нової інформації про стік у порівнянні із даними спостережень, він узагальнює отриману гідрологічну інформацію й виключає втрати у точності розрахунків стоку, які неминуче виникають при чисельних експериментах, що імітують вплив водогосподарських перетворень [120]. Особливістю стохастичного моделювання у рамках розробленої моделі «клімат-стік» є використання на вході стохастичної моделі статистичних параметрів природного річного стоку, отриманих за метеорологічними даними. Для генерації штучних довготривалих рядів природного річного стоку була використана модифікація моделі простого ланцюга Маркова, розглянута І.О. Сармановим [121], в якій розглядається двовимірна щільність рівномірно розподілених випадкових величин (забезпеченостей стоку), що характеризуються лінійною кореляцією, з наступним переходом до трипараметричного гама-розподілу величин стоку, які мають нелінійні внутрішньорядні зв’язки.

На другому етапі моделювання відбувається генерація рядів побутового річного стоку на основі рівнянь водогосподарських балансів, представлених у ймовірнісній формі для різних водоспоживачів [122]:

а) при заборах води з місцевого стоку на зрошування сільськогосподарських угідь [123]

$$Y_{\text{ПОВ},P} = Y_{\text{ПР},P} - \frac{M_{0,100-P}}{\eta} f_{3P}; \quad (9.2)$$

б) за наявності на водозборі штучних водойм, з водної поверхні яких формуються втрати на додаткове випаровування

$$Y_{\text{ПОВ},P} = Y_{\text{ПР},P}(1 - f_B) - (E_B - X)_{100-P} f_B; \quad (9.3)$$

в) за наявності скидних вод із сільськогосподарських масивів, які зрошуються за рахунок річок-донорів

$$Y_{\text{ПОВ},P} = Y_{\text{ПР},P} + \xi \frac{M_{0,100-P}}{\eta} (1 - \eta) f_{3P}; \quad (9.4)$$

г) при осушуванні боліт та заболочених земель [124]

$$Y_{\text{ПОВ},P} = Y_{\text{ПР},P} + \mu \Delta H_{\text{ГР},P} f_{\text{OC}} + (w_{\text{ПР}} - w_{\text{OC}}) \Delta H_{\text{ГР},P} f_{\text{OC}}; \quad (9.5)$$

д) при водоспоживанні води населенням [125]

$$Y_{\text{ПОВ},P} = Y_{\text{ПР},P} - \frac{d_{P,100-P} N_{\text{НАС}}}{F} K_{\text{розм}}, \quad (9.6)$$

де $Y_{\text{ПОВ},P}, Y_{\text{ПР},P}$ – відповідно побутовий та природний річний стік із заданою забезпеченістю P , мм;

f_{3P}, f_B – відповідно сумарна площа зрошуваних масивів та водної поверхні штучних водойм, виражена в частках від загальної площі водозбору F ;

η – коефіцієнт корисної дії зрошувальної системи;

ξ – коефіцієнт зворотних вод, що утворилися за рахунок втрат стоку на інфільтрацію при зрошуванні сільськогосподарських масивів й надходять до русла річки підземним шляхом;

X – опади, які випали на водну поверхню ставків і водосховищ;
 E_B – сумарне випаровування з водної поверхні ставків і водосховищ;
 $M_{0,100-P}$ – зрошувальна норма-нетто з ймовірністю перевищення $100 - P$;

μ – коефіцієнт водовіддачі ґрунтів, який оцінюється як різниця між повною й найменшою вологоємністю ґрунту, поділеною на товщину заданого шару;

$\Delta H_{ГР}$ – зміна середнього рівня ґрунтових вод в результаті осушування;

f_{OC} – показник масштабу осушування території;

$w_{ГР}$ – об'ємна вологість торф'яного покладу до осушування;

w_{OC} – об'ємна вологість торф'яного покладу після осушування;

$d_{P,100-P}$ – норма водоспоживання, л/(люд./д) або $\text{дм}^3/(\text{люд./д})$;

$N_{НАС}$ – кількість населення, люд.;

F – площа водозбору, км^2 ;

$K_{розм}$ – коефіцієнт розмірності ($K_{розм}=3,16$).

У представлених рівняннях водогосподарського балансу водозборів (за виключенням випадку осушування) присутні випадкові компоненти, які мають забезпеченість, що є зворотною забезпеченості водності року P , тобто визначаються як $(1 - P)$. Це зумовлено збільшенням дефіциту води для різного роду споживачів у роки малої водності та його зменшенням у роки значної водності. Чим більше зволоження водозбору, тим менший вплив водогосподарських чинників. І навпаки, чим менше зволоження водозбору, тим більші втрати стоку на задоволення водогосподарських потреб.

На кожному кроці імітаційного стохастичного моделювання для розглядуваного виду водогосподарської діяльності масштаби водогосподарських перетворень (площа зрошування, площа осушування, площа водної поверхні, кількість населення) задавалися постійними, що дозволяло зберегти стаціонарність змодельованих штучних рядів. Статистичні параметри стоку, визначені по кожній із реалізацій, вивчалися з точки зору їхньої залежності від масштабів водогосподарської діяльності та кліматичних умов. Результати імітаційного стохастичного моделювання узагальнювалися у вигляді графічних рішень або аналітичних функцій, які являють собою «функції відгуку» статистичних характеристик річного стоку на водогосподарські перетворення [126].

Установлено, що вплив антропогенних чинників посилюється у міру збільшення масштабів водогосподарських перетворень, до яких відносяться площі осушування, площі зрошування, кількість населення, площі водної поверхні штучних водойм та зменшення загального зволоження території

[127]. Непрямим показником загального зволоження території може служити норма кліматичного річного стоку.

Оскільки в межах однієї й тієї ж річки кількісний склад чинників може змінюватися, з метою урахування їх сумісного впливу запропоновано використовувати «коефіцієнти антропогенного впливу» k_A [4]

$$k_A = \frac{A_f}{A_0}, \quad (9.7)$$

де A_0 – значення того або іншого статистичного параметра річного стоку в природних умовах;

A_f – значення відповідного параметра побутового річного стоку при заданих показниках антропогенного впливу.

Сумісний вплив m водогосподарських чинників на статистичні параметри річного стоку описується таким рівнянням

$$A_f = A_0[k_1 + k_2 + k_3 \dots + k_m - (m - 1)]. \quad (9.8)$$

За наявності трьох чинників водогосподарської діяльності сумісний облік їхнього впливу виконувався за рівнянням

$$A_f = A_0(k_1 + k_2 + k_3 - 2), \quad (9.9)$$

а при наявності двох -

$$A_f = A_0(k_1 + k_2 - 1), \quad (9.10)$$

де $k_1, k_2, k_3, \dots, k_m$ – коефіцієнти, які кількісно ураховують зміни статистичних параметрів річного стоку.

9.2 Штучні водойми як основний чинник антропогенного впливу на водозборі Тилігульського лиману

У басейні Тилігульського лиману зрошування та забезпечення водою населення здійснюється за рахунок підземних вод сарматських водоносних горизонтів, які розташовані глибоко і не беруть участі у формуванні стоку річки. Площі зрошування є невеликими, щоб виникала необхідність

урахування впливу зворотних вод з сільськогосподарських масивів, які зрошуються підземними водами. Таким чином, з розглянутих вище водогосподарських чинників суттєво змінювати річний стік можуть тільки штучні водойми. Загальна кількість водойм за уточненими даними Одеського управління по водному господарству (нині – Одеське обласне управління водних ресурсів) та Миколаївського обласного виробничого управління меліорації і водного господарства на 2012 р. становить 140 [128]. З них на території водозбору річки Тилігул знаходиться 105 водойм, річки Царега – 12; річки Балайчук – 13; балка Хуторська – 4; на інших балках – 6 (табл. 9.1). Повний об'єм окремих ставків басейну Тилігульського лиману може знаходитися у межах 500 – 600 тис.м³, а площа водної поверхні – 40-50 га. Проте, більшість штучних водних об'єктів – це невеличкі, мілководні ставки із площею водної поверхні 2-5 га, які розташовані у руслах річок й наповнюються за рахунок місцевого стоку. Багато з них обладнано водоскидами автоматичної дії, але є й такі, що мають зруйновану греблю та потребують ремонту. Ставки використовуються, головним чином, для риборозведення, водопою скота.

Таблиця 9.1 – Узагальнені дані по штучних ставках за даними на 2012 р.

Річка	Загальна кількість ставків	Загальний об'єм ставків W, тис. м ³	Загальна площа водної поверхні ставків F _В , га	Відносна площа водної поверхні f_B , %
Тилігул	105	10245,4	739,1	0,22
Царега	12	1658,9	156,3	0,24
Балайчук	13	1161,9	94,8	0,16
Хуторська	4	575,7	62,5	0,58
Територія бокового припливу	6	495,9	30,0	0,09
Сума	140	14137,8	1082,7	-

Наповнення штучних водойм відбувається не щорічно, а тільки у багатоводні роки. За даними Одеського обласного управління водних ресурсів близько 80% штучних водойм щорічно пересихає. Це означає, що побудовані ставки акумулюють поверхневий дощовий та повеневий стік, який витрачається на випаровування з водної поверхні та майже не потрапляє до гирла річок.

Аналіз існуючої інформації показав, що необхідно переглянути доцільність існування ставків, які протягом багатьох місяців, а іноді й років,

знаходяться у пересохлому стані, не обладнані водоскидами та не мають технічного паспорту. Такі ставки не використовуються ні для рекреації населення, ні для риборозведення, їх кількість становить 38 й основна їх частина припадає на басейн р.Тилігул. При їх вилученні із розрахунків загальний об'єм зменшиться на 7%, а площа водної поверхні на 11% (табл. 9.2).

Таблиця 9.2 – Узагальнені дані по штучних ставках після їх «оптимізації»

Річка	Загальна кількість ставок	Загальний об'єм ставок W, тис. м ³	Загальна площа водної поверхні ставок F _B , га	f_B , %
Тилігул	89	9170,0	658,3	0,20
Царега	12	1658,9	156,3	0,24
Балайчук	7	870,7	72,0	0,12
Хуторська	4	575,7	62,5	0,58
Територія бокового припливу	2	252,4	11,0	0,03
Сума	140	13062,4	960,1	-

9.3 Оцінка впливу штучних водойм на річний стік річок водозбору Тилігульського лиману з використанням моделі «клімат-стік»

Для кількісної оцінки впливу додаткового випаровування з водної поверхні штучних водойм на річний стік використані функції антропогенного впливу такого вигляду

$$k'_{\bar{Y}} = e^{-\alpha_{\bar{Y}} f_B}; \quad (9.11)$$

$$k'_{C_V} = e^{\alpha_{C_V} f_B}; \quad (9.12)$$

$$k'_{C_S} = e^{\alpha_{C_S} f_B}, \quad (9.13)$$

де $k'_{\bar{Y}}$, k'_{C_V} , k'_{C_S} – коефіцієнти впливу додаткового випаровування з

поверхні штучних водойм на статистичні параметри річного побутового стоку \bar{Y}, C_V, C_S ;

α_A – коефіцієнти інтенсивності антропогенного впливу, які залежать від норми кліматичного стоку \bar{Y}_K як інтегрального показника зволоженості водозбору.

Визначення коефіцієнтів α_A для рівнинних територій відбувається за такими рівняннями [129]

$$\alpha_{\bar{Y}} = 0,767 \bar{Y}_K^{(-0.49)}; \quad (9.14)$$

$$\alpha_{C_V} = 0,247 e^{(-0.0274 \bar{Y}_K)}; \quad (9.15)$$

$$\alpha_{C_S} = 0,179 e^{(-0.0246 \bar{Y}_K)}. \quad (9.16)$$

Коефіцієнт антропогенного впливу, який характеризує втрати на заповнення штучних водойм водою, визначається як відношення

$$\frac{\bar{W}_{PP} - \bar{W}_3}{\bar{W}_{PP}} = \frac{W_{ПОБ}}{W_{PP}} = k_{\bar{Y},3}, \quad (9.17)$$

де \bar{W}_{PP} – об'єм природного стоку, який надходить до водосховищ або ставків;

\bar{W}_3 – об'єм заповнення;

$k_{\bar{Y},3}$ – коефіцієнт втрат на заповнення штучних водойм.

З аналізу результатів розрахунків (табл. 9.3) витікає, що найбільш суттєвий вплив на стан водних ресурсів чинять втрати на заповнення штучних водойм. Найгірша ситуація спостерігається на р.Царега та балці Хуторська, де знаходяться ставки із значним об'ємом наповнення.

Так, у межах водозбору балки Хуторської, створені штучні водойми здатні практично повністю акумулювати її середній багаторічний стік, спричинивши її пересихання.

На базі числових експериментів встановлено, що за умови ліквідації 38 штучних водойм, які практично не використовуються господарствами (див. табл. 9.2), стан водних ресурсів річок поліпшиться незначно (у межах точності розрахунків норм річного стоку, яка дорівнює 10%).

Суттєвого зменшення втрат стоку на заповнення штучних водойм можна досягнути лише при зменшенні їхнього сумарного об'єму на 75% (табл. 9.4), що може бути досягнуто шляхом їх руйнації та наступного розчищення русел. Збереженню мають підлягати лише рентабельні, технічно

обладнані водойми, які повинні використовуватися виключно за цільовим призначенням.

Таблиця 9.3 – Оцінка впливу штучних водойм на водні ресурси річок водозбору Тилігульського лиману

Річка	$\bar{W}_{ПР}$, млн.м ³	Об'єм штучних водойм, млн. м ³	f_B , %	Коефіцієнти антропогенного впливу $K_{\bar{Y}}$ при різних чинниках		
				напов- нення	додаткове випаровування	сумарний коефіцієнт
Тилігул	46	10,2	0,22	0,77	0,95	0,72
Царега	3,9	1,66	0,24	0,57	0,92	0,49
Балайчук (Балай)	4,1	1,16	0,16	0,72	0,95	0,67
Хуторська	0,46	0,575	0,58	0,00	0,80	0,00
Боковий приплив	1,6	0,496	0,09	0,69	0,97	0,66

Таблиця 9.4 – Оцінка втрат водних ресурсів річок на наповнення штучних водойм

Річка	$\bar{W}_{ПР}$, млн. м ³	Сучасний об'єм запов- нення штучних водойм, млн. м ³	Зменшений на 75% об'єм заповнення штучних водойм, млн. м ³	Втрати водних ресурсів на наповнення штучних водойм, %	
				при початковому об'ємі заповнення	при зменшеному об'ємі заповнення
Тилігул	46	10,2	2,55	28	11
Царега	3,9	1,66	0,415	51	9
Балайчук (Балай)	4,1	1,16	0,290	33	13
Хуторська	0,46	0,575	0,143	100	51
Боковий приплив	1,6	0,496	0,124	36	11

Числові експерименти з стохастичного моделювання річного стоку при різних площах водної поверхні штучних водойм дозволили установити, що

зменшення водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману за рахунок втрат на додаткове випаровування з водної поверхні буде перевищувати 10% при відносній площі $f_B = 0,4\%$ (табл. 9.5). Оскільки фактичні значення f_B не перевищують 0,3% (за виключенням балки Хуторська), то коефіцієнти впливу випаровування попадають у діапазон 0,90-0,95, що відповідає зменшенню середньої багаторічної величини річного стоку на 5-10%. Значення $f_B = 0,4\%$ є «критичним» при оцінках наслідків втрат стоку на додаткове випаровування для досліджуваної території. Перевищення критичного значення f_B установлене лише для балки Хуторська ($f_B = 0,58\%$). При такій відносній площі водної поверхні коефіцієнт k'_Y дорівнює 0,8, що означає зменшення водних ресурсів цієї річки на 20%. За умови, що поверхневі води весняних водопіль та дощових паводків витрачаються не тільки на додаткове випаровування, а і на майже щорічне заповнення водойм, водні ресурси балки Хуторська будуть повністю зруйновані.

Таблиця 9.5 – Коефіцієнти антропогенного впливу, визначені за моделлю «клімат-стік» при різних площах водного дзеркала штучних водойм

Річка	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	Коефіцієнт впливу додаткового випаровування з поверхні штучних водойм при різних $f_e, \%$					
		0,3	0,4	0,5	0,6	1,0	1,2
Тилігул	13	0,94	0,91	0,90	0,88	0,80	0,75
Царега	6	0,91	0,88	0,85	0,83	0,73	0,66
Балайчук (Балай)	7	0,92	0,89	0,86	0,84	0,74	0,68
Хуторська	4,3	0,89	0,86	0,83	0,80	0,69	0,61
Боковий приплив	4,5	0,90	0,86	0,83	0,80	0,69	0,62

Отже, для раціонального використання водних ресурсів Тилігульського лиману необхідно зменшити об'єм наповнення штучних водойм на 75-80% та прагнути збереження відносних площ водної поверхні штучних водойм у межах 0,3-0,4%.

Порівняння об'ємів природного (див. табл. 8.3) та побутового (табл. 9.6) річного стоку річок показало, що вплив водогосподарської діяльності у вигляді штучних водойм призводить до зменшення водності

річок і посилюється у маловодні роки. Наслідки створення штучних водойм стають більш суттєвими в міру зменшення водності річок (табл. 9.7).

Таблиця 9.6 – Характеристики побутового річного стоку (об'єми) у роки різної водності

Річка-пост	Статистичні параметри побутового річного стоку			Побутовий річний стік заданої забезпеченості, млн. м ³					
	\bar{W} , млн. м ³	C_V	C_S	$W_{1\%}$	$W_{5\%}$	$W_{25\%}$	$W_{50\%}$	$W_{75\%}$	$W_{95\%}$
Тилігул	33	1,56	2,65	234	137	45,6	13,8	0,00	0,00
Царега	1,93	3,12	5,30	29,7	12,3	1,27	0,00	0,00	0,00
Балайчук	2,75	2,36	4,01	30,9	15,1	2,81	0,0891	0,00	0,00
Боковий приплив	1,04	3,11	5,28	15,9	6,60	0,68	0,00	0,00	0,00
Сума	38,7	-	-	311	171	50,4	13,9	0,00	0,00

Таблиця 9.7 – Зменшення припливу прісних вод від річок до Тилігульського лиману за рахунок впливу штучних водойм (%)

Річка-пост	Зміни об'ємів припливу прісних вод у роки заданої забезпеченості, %						
	$\Delta \bar{W}$	$\Delta W_{1\%}$	$\Delta W_{5\%}$	$\Delta W_{25\%}$	$\Delta W_{50\%}$	$\Delta W_{75\%}$	$\Delta W_{95\%}$
Тилігул	-28,3	0,00	-9,27	-32,1	-54,8	-100	-
Царега	-50,5	-17,7	-36,3	-75,8	-100	-	-
Балайчук	-32,7	-1,28	-14,7	-49,3	-93,7	-	-
Боковий приплив	-35,0	4,22	20,4	60,9	100	-	-
Сумарний приплив	-32,0	-3,12	-14,0	-37,2	-57,6	-100	-

10 ОБГРУНТУВАННЯ ВИБОРУ РЕГІОНАЛЬНОЇ КЛІМАТИЧНОЇ МОДЕЛІ ДЛЯ АНАЛІЗУ СУЧАСНОГО СТАНУ ТА ПРОГНОЗУ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН В МЕЖАХ ВОДОЗБОРУ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

10.1 Сценарії майбутніх змін клімату Землі

Зміни у глобальній кліматичній системі можуть розглядатися на сьогодні як незаперечний факт, що доводиться метеорологічними даними за останні 150 років. Є дуже ймовірним, що підвищення глобальної середньої температури, яке спостерігалось у 20 столітті, здебільшого спричинено зростанням концентрацій антропогенних парникових газів. Щоб визначити причини змін клімату, які мали місце, а також оцінити майбутні можливі зміни, було реалізовано безпрецедентний за своїми масштабами та кількістю учасників модельний проект: дослідниками з 11 країн було виконано чисельні інтегрування з 23 складними фізико-математичними моделями загальної циркуляції атмосфери та океану. Під час експерименту розраховувався клімат 20 століття при заданих, відповідних до спостережених, концентраціях парникових газів, а також клімат для різних сценаріїв, які наведені у Спеціальній доповіді зі сценаріїв викидів (СДСВ). Все це дозволило просунутися в уточненні та підвищенні достовірності оцінок майбутніх змін клімату, а також оцінити імовірнісні розподіли характеристик клімату для кожного зі сценаріїв [130].

Робочою групою Міжнародної групи експертів зі змін клімату були розроблені чотири основних описових сюжетних лінії для послідовного викладення зв'язків між визначальними факторами викидів та їх розвитком. Кожна сюжетна лінія зображує різні демографічні, соціальні, економічні, технологічні та екологічні події.

Сценарії містять широкий перелік основних демографічних, економічних та технологічних визначальних факторів для парникових газів (ПГ). Кожен сценарій – це конкретне кількісне тлумачення однієї з чотирьох сюжетних ліній. Усі сценарії, що ґрунтуються на одній сюжетній лінії, являють собою сценарну «родину». Треба відзначити, що сценарії не містять додаткові ініціативи у галузі клімату, тобто немає сценарію, який би припускав здійснення Рамочної конвенції ООН про зміни клімату або Кіотського протоколу. В той же час, на викиди ПГ безпосередньо впливає політика у галузі некліматичних змін, спрямована на досягнення інших цілей. До того ж, урядова політика може у різній мірі впливати на фактори викиду ПГ, а саме на демографічні зміни, соціально-економічний розвиток,

технологічні зміни, використання ресурсів та регулювання забруднення. Саме цей вплив відображується у сюжетних лініях та підсумкових сценаріях.

Для кожної сюжетної лінії було розроблено декілька різних сценаріїв з використанням різних концепцій моделювання з метою розглядання низки результатів, пов'язаних з моделями, що використовують аналогічні припущення стосовно визначальних факторів. Усі невизначеності, які виникають при реалізації моделей, можна поділити на дві групи. Перша є наслідком різниць реалізацій самих моделей, а друга визначається різними факторами у сценаріях, зокрема демографічними, соціально-економічними та технологічними умовами, про які йде мова у сюжетних лініях. Однією з переваг багатомодельного підходу є те, що підсумкові 40 сценаріїв СДСВ у своїй сукупності охоплюють весь існуючий діапазон невизначеностей стосовно майбутніх викидів ПГ. Тринадцять з цих сорока сценаріїв розглядають зміни, пов'язані з припущеннями стосовно енергетичних технологій.

У межах кожної групи і родини «HS» позначає сценарії з узгодженими припущеннями щодо розвитку загального населення та сукупного національного продукту, а «OS» – сценарії, в яких розглядаються невизначеності стосовно визначальних факторів [130].

Взагалі, є шість сценарних груп (рис. 10.1), які слід вважати у рівній мірі обґрунтованими і які охоплюють широке коло невизначеностей. Вони містять чотири комбінації демографічних змін, соціально-економічного розвитку та технологічних подій, які відповідають чотирьом родинам (A1, A2, B1, B2).

У цілому, кожна сюжетна лінія передбачає зовсім інший напрямок розвитку майбутніх подій, у результаті чого чотири сюжетні лінії суттєво відрізняються. Разом вони надають опис різноманітних варіантів майбутнього, які охоплюють значну частку основних невизначеностей у визначальних факторах. Вони також освітлюють широкий діапазон ключових «майбутніх» характеристик, зокрема демографічні зміни, економічний розвиток та технологічні зміни. З огляду на це їх правдоподібність або здійсненність не слід розглядати, виключно ґрунтуючись на екстраполяції поточних економічних, технологічних та соціальних тенденцій.

Сюжетна лінія та сценарна родина A1 містить опис майбутнього світу, що характеризується швидким економічним зростанням, змінами чисельності людства, показники якого досягають пікових значень у середині 21 сторіччя з подальшим зменшенням, а також швидким упровадженням нових та ефективніших технологій.

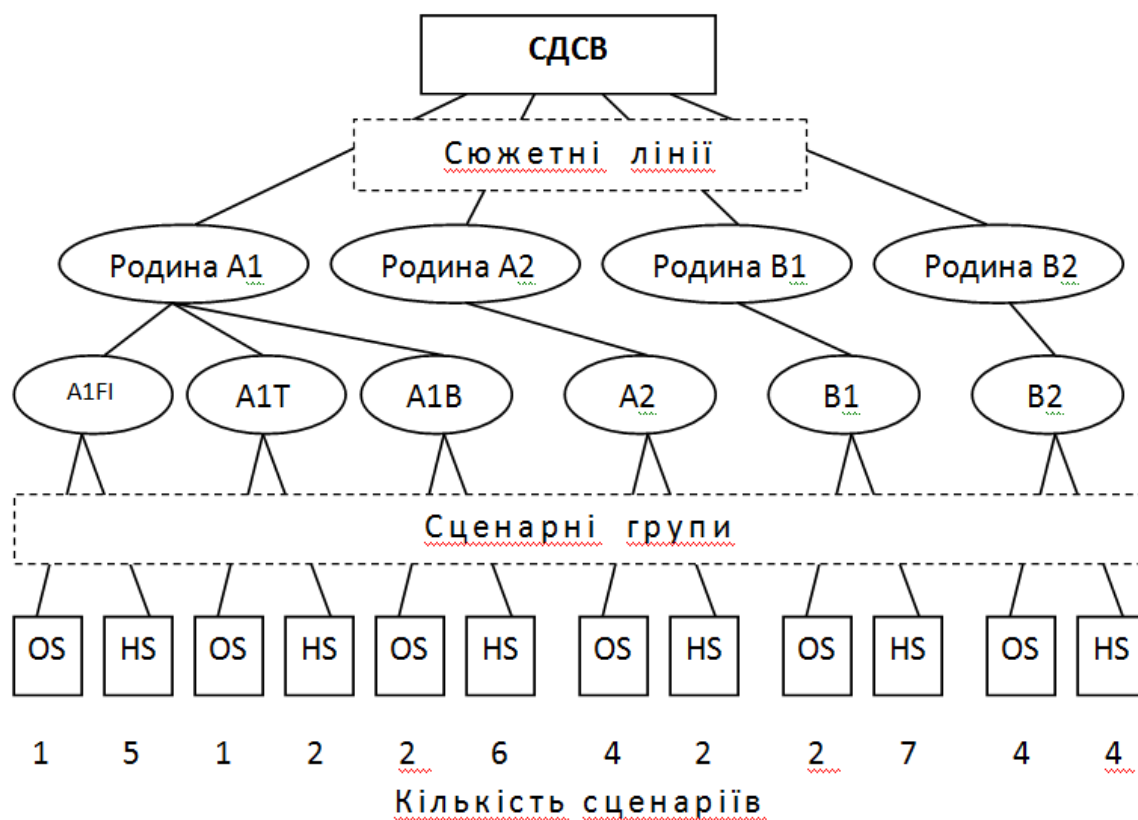


Рисунок 10.1 – Схематична ілюстрація сценаріїв СДСВ

Першорядними питаннями будуть поступове зближення різних регіонів, створення потенціалу та активізація культурних і соціальних взаємозв'язків за умови значного зменшення регіональних відмінностей у доході на душу населення. Сценарна родина A1 розбивається на три групи, які надають опис альтернативних варіантів технологічних змін в енергетичній системі, а саме відрізняються своїм центральним технологічним елементом: у групі (A1FI) переважають викопні види палива, у групі (A1T) – невикопні види палива і рівновага між усіма джерелами має спостерігатися у групі (A1B), яка не залежить від одного конкретного джерела енергії. Через те, що інші визначальні фактори будуть сталими, швидке зростання економіки спричинить високі показники обороту капіталу, внаслідок чого невеликі відмінності на початковому етапі між сценаріями призведуть до великого розходження до 2100 р.

Відомо, що чисельних моделей клімату, як і наукових методик прогнозу клімату, існує достатньо багато [131]. Кожна з них має свої переваги та недоліки. Тому, насамперед, необхідно визначити, які зі створених методик і моделей доцільно з наукової та технічної точки зору використовувати для аналізу та прогнозу регіональних особливостей кліматичних змін в Україні. Очевидно, що моделі загальної циркуляції атмосфери та океану, які в більшості своїх реалізацій мають роздільну

здатність $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$, не придатні для досліджень регіональних особливостей кліматичних змін в Україні, оскільки на її територію припадає приблизно 15 вузлів координатної сітки. Тому моделі повинні мати роздільну здатність на порядок вищу, тобто задовільні горизонтальні кроки сітки мають бути 20-50 км. Таку роздільну здатність мають сучасні гідростатичні моделі прогнозу погоди та клімату. Ще однією вимогою до моделей є можливість розрахунків з різними початковими та граничними даними, а також наявність відносно вільного доступу до цих даних, бажано в мережі Інтернет.

10.2 Оцінка відповідності кліматичних сценаріїв даним спостережень

Для вивчення можливих змін клімату в басейні Тилігульського лиману були обрані 15 сценаріїв змін клімату, які розраховувалися у проєкті ENSEMBLES [132]. Для моделювання використовуються метеорологічні характеристики у вузлах декартової сітки з кроком 25 км: температура повітря (середньодобова, максимальна, мінімальна), вологість повітря, кількість опадів, сонячна радіація, середньодобова швидкість вітру. Відзначимо, що у проєкті ENSEMBLES також моделювався клімат з більшим горизонтальним розділенням (50 км), але ці результати не розглядалися. Взагалі, було вибрано 15 кліматичних сценаріїв (табл. 10.1).

Таблиця 10.1 – Кліматичні сценарії, які використовуються для оцінки

Сценарій	Чисельна модель
M1	RCA
M2	HadRM3Q0
M3	HadRM3Q3 (низька чутливість)
M4	HadRM3Q16 (висока чутливість)
M5	RCA3
M6	CLM
M7	RACMO
M8	RCA
M9	RCA
M10	REMO
M11	Aladin
M12	HIRHAM
M13	DMI-HIRHAM5
M14	DMI-HIRHAM5
M15	RegCM

Оцінити кожний зі сценаріїв можна порівнянням відмінностей у сезонній динаміці температури і опадів спостережуваних метеорологічних даних і даних за сценаріями М1-М15. Як дані спостереження бралися спостереження на метеорологічній станції Любашівка за 1998-2007 рр.

Процедура вибору моделі, яка найбільш адекватно відображує поточну метеорологічну інформацію, є такою [132].

Спочатку розраховувались середньомісячні температури (MT) і середні місячні суми опадів (MP) для періоду 1998-2007 рр. за спостереженими та модельними даними:

$$MP_{m,i} = \frac{\sum_{i=1}^N P_{m,i}}{N}, \quad (10.1)$$

$$MT_{m,i} = \frac{\sum_{i=1}^N T_{m,i}}{N}, \quad (10.2)$$

$$MP_{0,i} = \frac{\sum_{i=1}^N P_{0,i}}{N}, \quad (10.3)$$

$$MT_{0,i} = \frac{\sum_{i=1}^N T_{0,i}}{N}, \quad (10.4)$$

де P – місячна сума опадів;
 T – середньомісячна температура;
 $N = 10$ – кількість років у періоді 1998-2007 рр.;
 $i = 1 \div 12$ – індекс місяця року (1 – січень, ..., 12 – грудень);
 $m = 1 \div 15$ – індекс модельного сценарію (див. табл. 10.1);
 0 – індекс, який позначає спостережені метеорологічні дані.

На рис. 10.2 і 10.3 наведена внутрішньорічна динаміка середніх місячних сум опадів (MP_m) та температур (MT_m), що дозволяє порівнювати результати моделювання за різними сценаріями більш докладно. Також, на цих рисунках для порівняння показані сезонні зміни спостережених метеорологічних величин.

Більшість модельних сценаріїв зовсім не виявляє сезонного максимуму опадів (див. рис. 10.2), який зазвичай спостерігається у липні-серпні, і опади влітку за цими сценаріями є меншими за фактичні. В одному зі сценаріїв, М8, навпаки, цей максимум є в декілька разів (майже на порядок) більший за спостережений. Лише сценарії М9 та М10 більш-менш задовільно відбивають сезонні зміни опадів з максимумами взимку та влітку.

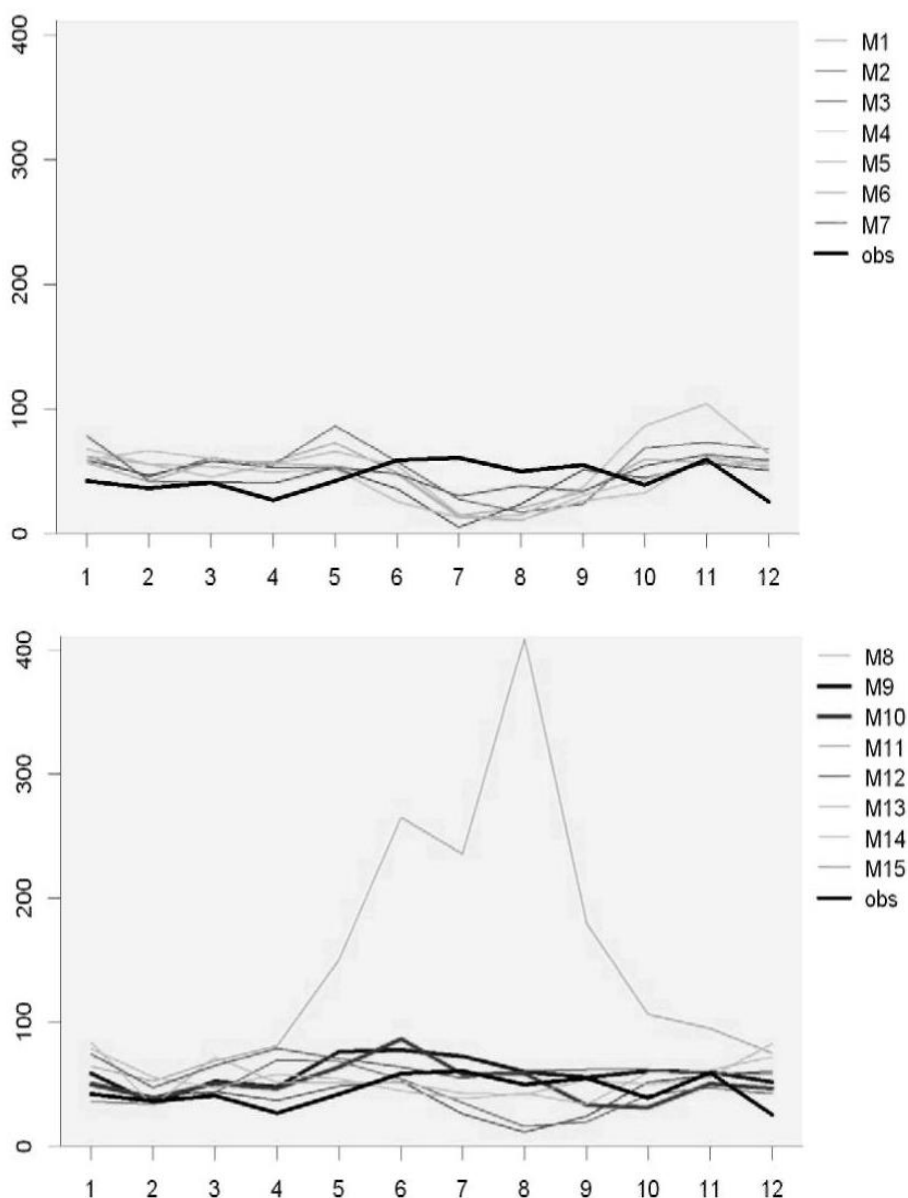


Рисунок 10.2 – Середні місячні суми опадів для періоду 1997-2008 рр., розраховані за моделями M1-M15 та за даними спостережень (вісь X – місяць року, Y – опади, мм) [132]

Найбільші відмінності змодельованих температур від даних спостережень також спостерігаються влітку (див. рис. 10.3) і в деяких випадках, наприклад для модельних сценаріїв M3 і M4, можуть сягати 8 °C. Для згаданої вище моделі M8 усі місяці року в середньому характеризуються додатними температурами. Найбільш узгодженими зі спостереженнями температури є модельні сценарії M1 і M10.

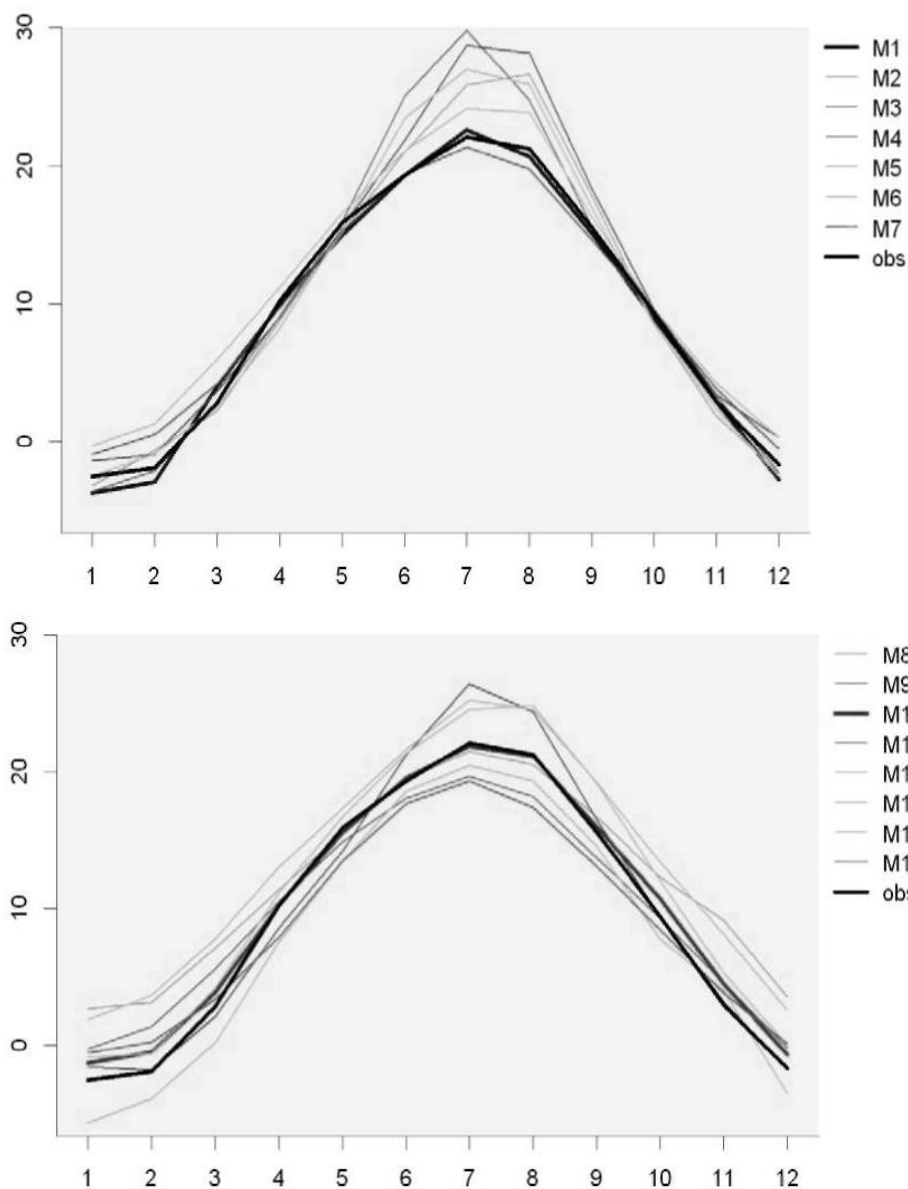


Рисунок 10.3 – Середні місячні температури для періоду 1997-2008рр., розраховані за моделями M1-M15 та за даними спостережень (вісь X – місяць року, Y – температура, °C) [132]

Наступним етапом досліджень був розрахунок різниць між середніми значеннями опадів і температур, визначеними за певним сценарієм, та за даними спостережень:

$$DMP_{m,i} = MP_{m,i} - MP_{0,i}, \quad (10.5)$$

$$DMT_{m,i} = MT_{m,i} - MT_{0,i}. \quad (10.6)$$

Як критерії відповідності сценарних та спостережених значень метеорологічних параметрів використовувались середні модулі щомісячних відмінностей опадів ($ADMP_m$) та температур ($ADMT_m$):

$$ADMP_m = \frac{\sum_{i=1}^{12} \left| \frac{DMP_{m,i}}{MP_{0,i}} * 100\% \right|}{12}, \quad (10.7)$$

$$AMDT_m = \frac{\sum_{i=1}^{12} |DMT_{m,i}|}{12}. \quad (10.8)$$

Для середньомісячних значень кількості опадів найменші відхилення за критерієм (8.7) відзначаються при реалізації модельних сценаріїв М9 та М10 і становлять 38,9 та 33,7 відсотки відповідно. Для середньомісячних значень температури повітря найменші відхилення за критерієм (10.8) мають місце для сценаріїв М1 та М10 – 0,6 та 0.7 °С відповідно (табл. 10.2).

Таблиця 10.2 – Значення критеріїв $ADMP_m$ та $AMDT_m$ для сценарних опадів та температур (метеорологічна станція Любашівка)

Сценарій	Критерії	
	$ADMP_m, \%$	$AMDT_m, ^\circ\text{C}$
М1	53,3	0,6
М2	64,7	1,7
М3	45,1	1,7
М4	51,1	2,2
М5	55,7	1,7
М6	69,9	1,8
М7	40,7	1,0
М8	220,4	2,7
М9	38,9	1,8
М10	33,7	0,7
М11	43,6	1,3
М12	39,0	2,0
М13	54,6	3,7
М14	52,1	1,9
М15	56,0	2,0

Таким чином, аналіз рис. 10.2 та 10.3 спільно з табл. 10.2 показує, що найкращу узгодженість розрахункових і фактичних даних по температурах повітря (T) і кількості опадів (P) дає сценарій М10, отриманий за регіональною кліматичною моделлю REMO, яка розроблена в Інституті метеорології ім. Макса Планка в Гамбурзі і в якій реалізований сценарій

A1B.

Модель REMO об'єднує колишню чисельну модель прогнозу погоди EUROPA-MODELL для розрахунків термодинамічних характеристик і блок глобальної кліматичної моделі ECHAM4 [133], в якому розраховуються процеси хмаро- та опадоутворення, проходження потоків сонячної радіації в атмосфері, вплив підстильної поверхні на теплові потоки з врахуванням альbedo й типу поверхні. У цій моделі використовується повернута сферична система координат, коли екватор проходить через центр області моделювання для зменшення впливу кривизни Землі на прямокутність координатної сітки, і, так звана, гібридна вертикальна система координат, яка є комбінацією ізобаричної та «сигма» системи. У цій системі вертикальні рівні розташовані вздовж підстильної поверхні, а з висотою перетворюються в паралельні до ізобаричних за спеціальним співвідношенням.

В моделі REMO враховані такі важливі фактори впливу на стан атмосфери, як радіаційні та теплові потоки, орографія, шорсткість і альbedo підстильної поверхні, що дозволяє припустити коректність та адекватність представлення процесів у хмарній тропосфері. Прогностичними змінними в моделі є тиск, температура, горизонтальні складові швидкості вітру, абсолютна вологість і водність хмар [133-136]. Початковими та граничними даними для моделі можуть бути дані аналізу, наприклад Європейського центру середньострокового прогнозу погоди (ECMWF), реаналізу, наприклад ERA40 [137], або більшої частини глобальних кліматичних моделей. В останній версії REMO враховані процеси формування опадів завдяки замерзанню крапель у хмарах, що є досить критичним для адекватного відтворення процесів хмаро- та опадоутворення в кліматичних умовах холодного періоду року в Україні [138].

Оскільки REMO, як і більша частина глобальних та регіональних чисельних моделей, є гідростатичною, то вона має обмеження на зменшення горизонтальних кроків приблизно до 10 км. Тому параметризація процесів хмаро та опадоутворення в REMO складається з двох схем:

1) великомасштабна схема – шарувато-подібні хмари, для параметризації яких використовується наближення Сендквіста;

2) підсіткова схема – конвективні хмари, які параметризуються за допомогою модифікованої одновимірної статичної моделі Тідке.

Обидві ці параметризації є одномоментними, тобто єдиною характеристикою хмар та опадів є їхні загальні водність або льодність. Звичайно, це є досить грубим наближенням, якщо модель застосовувати для короткострокового прогнозу сильних опадів. Але, як показує багаторічний досвід застосування цієї моделі в дослідженнях минулого та сучасного клімату, такі параметризації дозволяють отримувати цілком адекватні просторово-часові характеристики поля опадів у різних регіонах [138].

В останні роки REMO досить успішно застосовувалася для моделювання минулого й майбутнього регіонального клімату не тільки Німеччини, але й інших країн Європи, а також Індії, Аргентини тощо. REMO була однією з провідних у проекті оцінки водного балансу басейну Балтійського моря [134].

10.3 Зміни режиму опадів та температури повітря за реалізацією моделі REMO (сценарій M10)

Як було зазначено вище, сценарій зміни «помірного» клімату A1B, який найкраще характеризує стан рівноваги між усіма джерелами в енергетичній системі України, реалізований в регіональній кліматичній моделі REMO та відповідає сценарію M10.

Для того, щоб охарактеризувати майбутній клімат, розглянемо три вузли модельної сітки, один з яких розташований у центральній (надалі, точка 1), другий – у північній (надалі, точка 2), а третій – у південній (надалі, точка 3) частині водозбору Тилігульського лиману. Вибір точок також є цікавим тим, що вони віддалені на різні відстані від Чорного моря, яке істотно пом'якшує кліматичні умови.

Проаналізуємо окремо чотири тридцятирічних періоди дослідження: 1971-2000 рр. (минуле), 2011-2040 рр. (найближче майбутнє), 2041-2070 рр. (віддалене майбутнє) та 2071-2098 рр. (далеке майбутнє).

На рис. 10.4-10.7 представлені часові розподіли середньорічних значень температур та сумарної кількості опадів для сценарію змін клімату M10.

З рис 10.4 випливає, що для території водозбору Тилігульського лиману прогнозується потепління. Але можна помітити кілька мінімумів. Перший, характерний для усіх трьох точок, спостерігався в 1972 році і становив $7,4^{\circ}\text{C}$ у точці 1, $6,8^{\circ}\text{C}$ у точці 2 та $8,0^{\circ}\text{C}$ у точці 3. Виявлено чередування максимумів та мінімумів з інтервалом 5-7 років в межах $0,5$ - $2,3^{\circ}\text{C}$. Максимальні значення температури повітря спостерігатимуться за сценарієм у 2090 р. і становитимуть трохи більше $17,0^{\circ}\text{C}$, що приблизно на чотири градуси вище, ніж за теперішніх кліматичних умов.

З рис 10.5 видно, що прогнозується потепління в кожному із розглянутих кліматичних періодів і для всіх місяців року. Для точки 1 (рис. 10.5a) в період 2011-2040 рр. (відносно базового періоду 1970-2000 рр.) очікується підвищення температури повітря на $1,4^{\circ}\text{C}$ в січні, на $2,0^{\circ}\text{C}$ в червні та зниження до відносного значення на $1,1^{\circ}\text{C}$. В період 2041-2070 рр. очікуються два максимальні відхилення

температури, а саме на $2,8^{\circ}\text{C}$ в березні та $2,4^{\circ}\text{C}$ в жовтні. В період 2071-2098 рр. прогнозується максимальне збільшення температури в усі місяці від $3,1$ до $3,7^{\circ}\text{C}$ крім листопада, коли підвищення становитиме лише $1,4^{\circ}\text{C}$. Таким чином, в період 2071-2098 рр. в районі точки 1 прогнозується потепління в середньому на $2,5$ градуси в холодний період року та до чотирьох градусів в теплий період року.

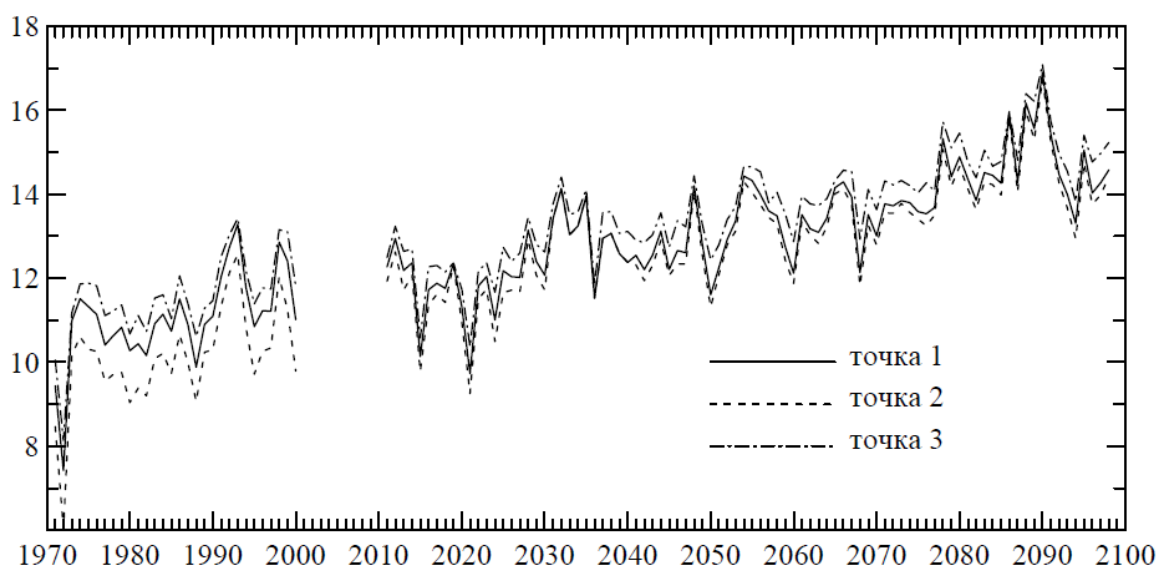


Рисунок 10.4 – Середні річні температури повітря на водозборі Тилігульського лиману

Для точки 2 (рис. 10.5б) також найсуттєвіші змін температури будуть відзначатися в періоді 2071-2098 рр. В теплий період збільшення температури досягає лише на $1,2^{\circ}\text{C}$ в той час, як у холодний період прогнозується підвищення температури на $8,2^{\circ}\text{C}$.

Для третьої точки (рис. 10.5в) прогнозований середньомісячний розподіл температури співпадає з розподілом прогнозованої температури в першій точці.

Для кількості атмосферних опадів спрогнозовані за сценарієм зміни характеризуються істотною неоднорідністю як у просторі, так і в часі.

Зменшення річної кількості опадів передбачається в другому періоді з 480 до 420 мм в першій точці, з 570 до 445 мм в другій точці, з 535 до 485 мм в третій точці. В третьому періоді очікується збільшення річної кількості опадів до значень, які спостерігалися в першому періоді. Наприкінці 21 сторіччя кількість опадів знову буде зменшуватися (рис. 10.6).

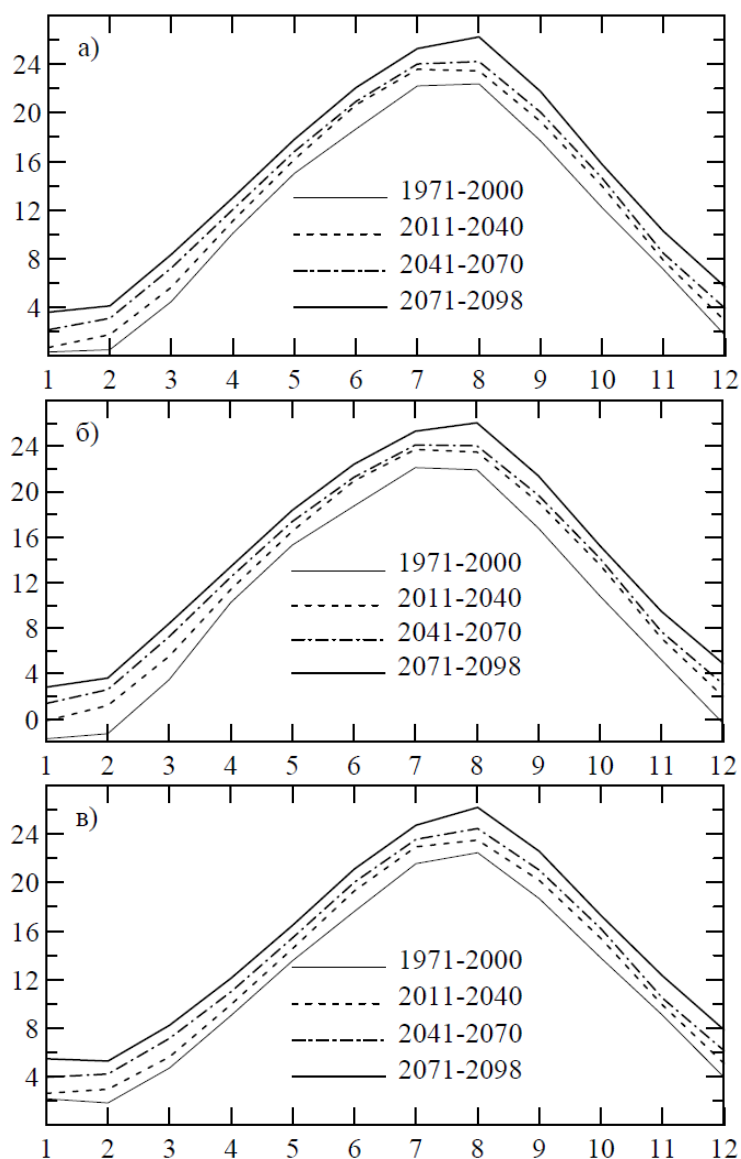


Рисунок 10.5 – Середня місячна температура повітря у точках 1(а), 2(б) і 3(в)

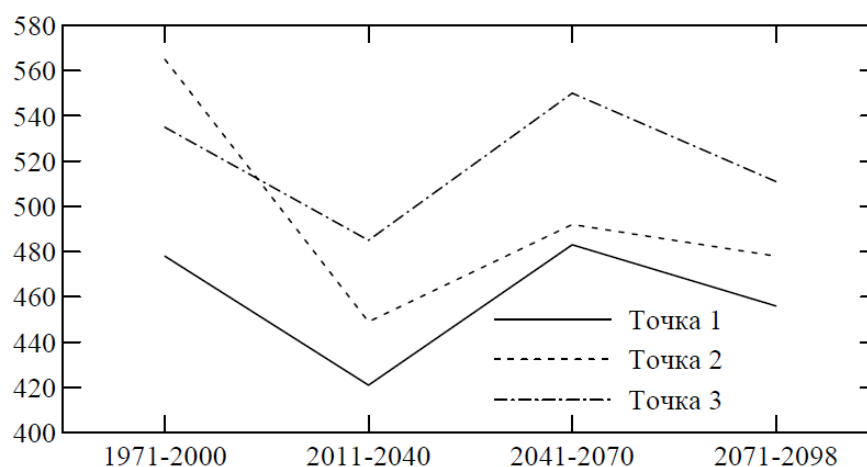


Рисунок 10.6 – Середні за розрахункові періоди опади (мм на рік) для Тилігульського лиману

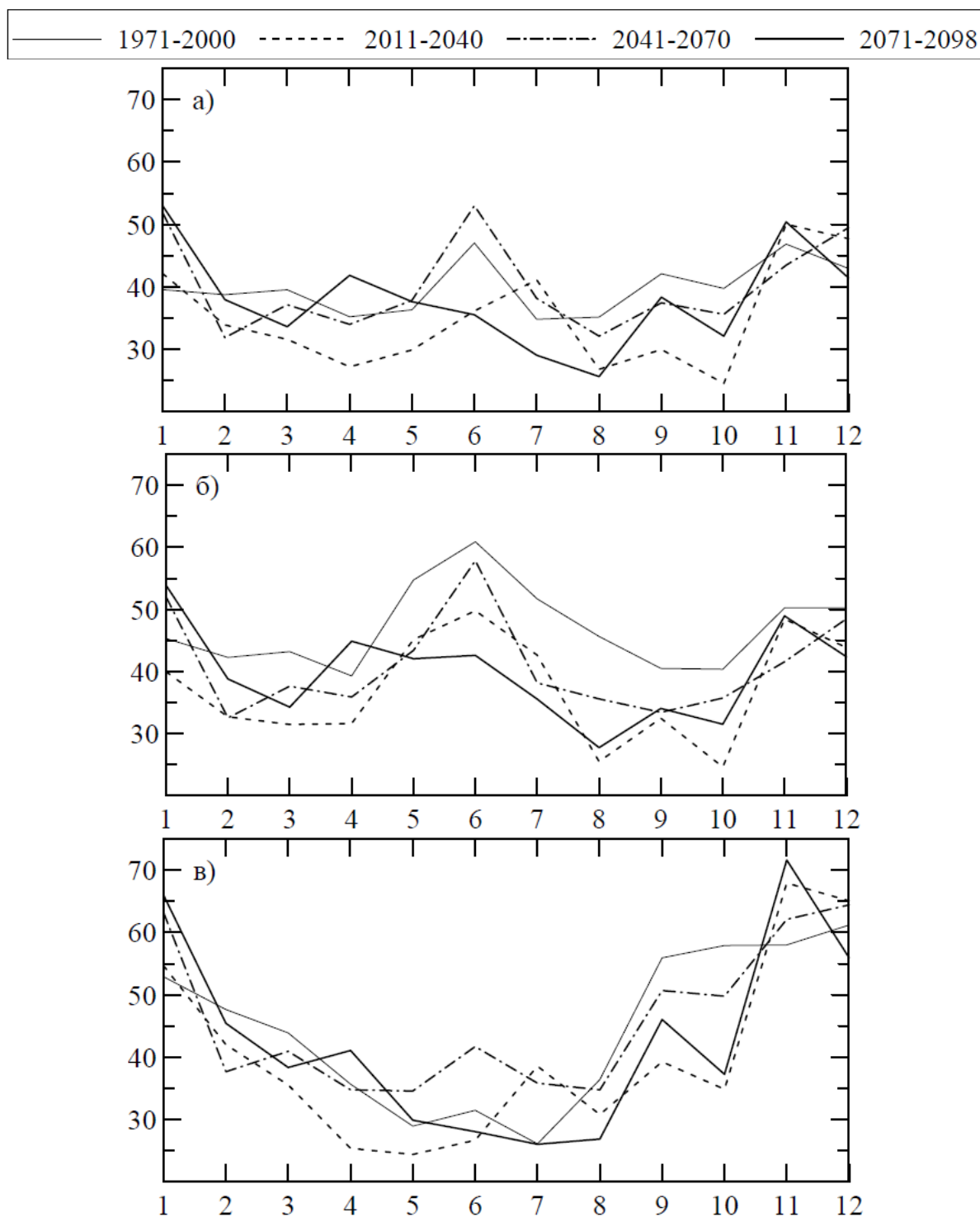


Рисунок 10.7 – Середні місячні опади у точках 1(а), 2(б) і 3(в)

Таким чином, найсухішими будуть наступні тридцять років, протягом яких кількість опадів зменшиться приблизно на 15% над Тилігульським лиманом. Також, найбільша кількість опадів спостерігатиметься над південною частиною лиману, що можна пояснити впливом морської поверхні, а над північною частиною опадів випадатиме менше.

Рисунок 10.7 показує, що в першій та другій точках максимальне значення опадів припадає на червень-липень та листопад-грудень. Для

третьої точки максимум опадів відзначатиметься у зимові місяці (грудень до 70 мм), а мінімум буде спостерігатися у квітні-серпні (до 25 мм щомісячно). Суттєве зменшення опадів (до 25 мм в місяць) очікується в вересні-жовтні в точці 3 в усі періоди, в той час, як для точки 2 характерне поступове зменшення кількості опадів впродовж всього року.

11 ОЦІНКА ВОДНИХ РЕСУРСІВ РІЧОК ВОДОЗБОРУ ТИЛГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ В УМОВАХ ЗМІН ГЛОБАЛЬНОГО КЛІМАТУ ЗА СЦЕНАРІЄМ M10

11.1 Застосування моделі «клімат-стік» до визначення водних ресурсів за даними сценаріїв змін клімату

Модель «клімат-стік» дозволяє розраховувати характеристики річного кліматичного стоку, внутрішньорічний розподіл та характеристики мінімального стоку на основі використання даних сценаріїв глобального потепління [139].

Кліматичний стік, який залежить від співвідношення ресурсів вологи та тепла ($\beta_H = \frac{X + w_1 - w_2}{E_m}$), відображає зміни клімату. Визначення середнього багаторічного значення кліматичного річного стоку \bar{Y}_K відбувається за (8.7). Складовими рівняння є середні багаторічні опади та максимально можливе випаровування, які розраховуються за даними кліматичних сценаріїв. Рівняння водно-теплового балансу за багаторічний період в умовах змін клімату записується у такому вигляді

$$\bar{Y}'_K = (\bar{X} \pm \Delta\bar{X}) - \bar{E}'_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X} \pm \Delta\bar{X}}{\bar{E}'_m} \right)^{-n} \right]^{\frac{1}{n}}, \quad (11.1)$$

де \bar{Y}'_K – середня багаторічна величина кліматичного річного стоку в умовах змін клімату, мм;

\bar{E}'_m – середня багаторічна величина максимально можливого випаровування в умовах змін клімату, мм;

\bar{X} – вихідна норма річних опадів, мм;

\bar{E}_m – вихідна норма максимально можливого випаровування, мм;

$\Delta\bar{X}$ – зміни опадів за сценаріями, мм.

Матеріали сценаріїв змін глобального клімату у наукових розробках кінця минулого сторіччя представлялися у вигляді поправкових коефіцієнтів k_X до сум середніх багаторічних опадів, при цьому зміна опадів оцінювалась як $\Delta\bar{X} = k_X \bar{X}$, та поправок ΔT до величин середніх багаторічних температур повітря за календарні місяці [140]. Величина максимально можливого

випаровування розраховувалася за (8.4) з використанням сценарних даних про зміни температур повітря $\bar{E}_m' = f(T + \Delta T)$.

Числові експерименти, виконані на основі рівняння водно-теплого балансу (8.7), показали, що зміна середніх багаторічних величин кліматичного стоку стає значущою, тобто перевищує точність розрахунку даної величини, при зміні річних опадів на $\pm 3,5\%$ або при зміні сум середніх місячних температур повітря за період червень-серпень на $\pm 2,5$ °C [141].

Передбачувані сценаріями Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО) зміни метеорологічних характеристик, як правило, перевищують зазначені межі й, отже, модель «клімат-стік» може успішно застосовуватись для прогнозування стану водних ресурсів України за різними сценаріями змін глобального клімату [96].

У останні десятиріччя прогноз стоку за сценаріями МГМЕЗК (міжнародна група експертів по змінам клімату), які одержали назву сценаріїв СДСВ («спеціальної доповіді за сценаріями викидів»), стало можливим виконувати за короткі інтервали часу, використовуючи рівняння вигляду (8.5). Рівняння водно-теплого балансу для розрахунків кліматичного стоку по місяцях та сезонах за даними кліматичних сценаріїв має вигляд

$$Y_K' = X' + (w_1 - w_2)' - E_m' \left[1 + \left(\frac{X' + (w_1 - w_2)'}{E_m'} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (11.2)$$

де Y_K' – значення кліматичного стоку за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм;

E_m' – значення максимально можливого випаровування за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм;

X' – сума річних опадів за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм;

$(w_1 - w_2)'$ – зміна запасів води у діяльному шарі ґрунту за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм.

Для розрахунків за (11.2) необхідні дані не тільки про річну величину $E_{m,pik}'$, а й про її розподіл по місяцях та сезонах. Величина максимально можливого випаровування $E_{m,pik}'$ визначалася для кожного року за сценарними даними про середні місячні температури повітря на базі рівняння (6.4). Значення максимально можливого випаровування за кожен розрахунковий місяць представлені у відсотках від величини $E_{m,pik}'$, яка

розподілялась у межах року пропорційно внутрішньорічному розподілу дефіциту вологи у повітрі [142]

$$E'_{m,i} = E'_{m,pik} \frac{d_i}{\sum_{i=1}^{12} d_i}, \quad (11.3)$$

де $E'_{m,i}$ – максимально можливе випаровування для кожного розрахункового місяця або сезону;

$E'_{m,pik}$ – річне значення максимально можливого випаровування;

d_i – значення дефіциту вологи повітря за кожен місяць.

У випадку, коли у сценаріях глобального потепління були відсутні матеріали про дефіцит вологи у повітрі, для кожного пункту спостережень або вузлів сітки розроблялись емпіричні залежності d_i від температури повітря (табл. 11.1) [143].

Таблиця 11.1 – Розрахункові залежності виду $d_i = f(T_i)$, отримані для метеорологічних станцій Північно-Західного Причорномор'я

№	Назва метеостанції	Координати		Вид рівняння $d_i = f(T_i)$
		широта	довгота	
1	Ізмаїл	45°21'	28°50'	$d_i = 1.432e^{0.095T}$
2	Миколаїв	46°54'	32°09'	$d_i = 1.107e^{0.096T}$
13	Сарата	46°01'	29°40'	$d_i = 1.343e^{0.098T}$
27	Херсон	46°38'	32°36'	$d_i = 1.084e^{0.102T}$
28	Вознесеньск	47°34'	31°18'	$d_i = 1.097e^{0.110T}$

Головна проблема розрахунків кліматичного стоку по внутрішньорічних інтервалах за даними сценаріїв полягає у визначенні внеску твердих опадів зимового сезону у формування весняного водопілля. У загальному випадку певна частина опадів зимового сезону накопичується на водозборі і при стійкому переході температури повітря через $0^\circ C$ утворює поверхневий талий стік. Таким чином, при розрахунках за методом водно-теплогового балансу виникає необхідність перенесення частини опадів зимового сезону на весняний. З метою установлення цієї частки виконувалось співставлення розрахункових значень кліматичного та фактичного стоку по сезонах і місяцях у різні за водністю роки та проводились оптимізаційні розрахунки. Визначення кліматичного стоку

відбувалося на базі даних метеорологічних станцій, розташованих поблизу від вузлів сітки із сценарними даними. Таким же чином підбирався водозбір із стійким підземним живленням та практично непорушеним водогосподарською діяльністю водним режимом [144].

Особливого значення проблема установа ролі твердих опадів у формуванні стоку весняного водопілля набуває у зоні степу, де сніговий покрив нестійкий й спостерігається менше ніж у 50% випадків. До періодів, коли спостерігалися тверді опади, що накопичувалися у вигляді запасів снігу на водозборі, можна віднести лише ті, протягом яких спостерігалася від'ємна температура повітря. Загальна кількість опадів зимового сезону у зоні степу може значно відрізнятися від кількості опадів, які беруть участь у формуванні весняного водопілля.

Шляхом оптимізаційних розрахунків за даними минулих років для території України визначалися частки опадів зимового сезону, які мають бути перенесеними на весняний сезон при визначенні кліматичного стоку за водно-тепловим балансом у багатоводні, маловодні та середні за водністю роки. Виявлено, що на території Північно-Західного Причорномор'я у багатоводний рік лише 30% твердих опадів зимового сезону бере участь у формуванні весняної повені. У середній та маловодний роки переніс опадів зимового сезону на весняний не має сенсу, оскільки накопичені у короткий період існування від'ємних температур повітря запаси снігу витрачаються під час відлиг, утворюючи поверхневий стік у межах зимового сезону.

Після вирішення проблем розрахунків внутрішньорічного розподілу опадів та максимально можливого випаровування стають можливими оцінки сезонного та місячного кліматичного стоку за рівнянням (11.2).

Аналіз наслідків глобального потепління для водного господарства передбачає установа особливостей внутрішньорічного розподілу стоку у різні за водністю роки. Визначення водності року відбувалося на основі

розрахунків співвідношення $\left(\beta_H = \frac{H}{E_m} \right)$ між ресурсами вологи та тепла у

межах розглядуваної території. Як показник ресурсів вологи бралась сума опадів X та змін вологи $(w_1 - w_2)$ у ґрунті, що дорівнює $(H = X + w_1 - w_2)$.

Як характеристика ресурсів тепла використана величина максимально можливого випаровування або теплоенергетичний еквівалент E_m .

Забезпеченість річного стоку P бралася рівною забезпеченості величини β_H . Справедливість такого підходу проілюстрована на рис. 11.1, де на

прикладі р.Савранка, яка розташована на прилеглий території та характеризується стабільним підземним живленням й незначним впливом водогосподарських перетворень, показане існування статистично значущого зв'язку між забезпеченістю величин річного стоку q та значень β_H .

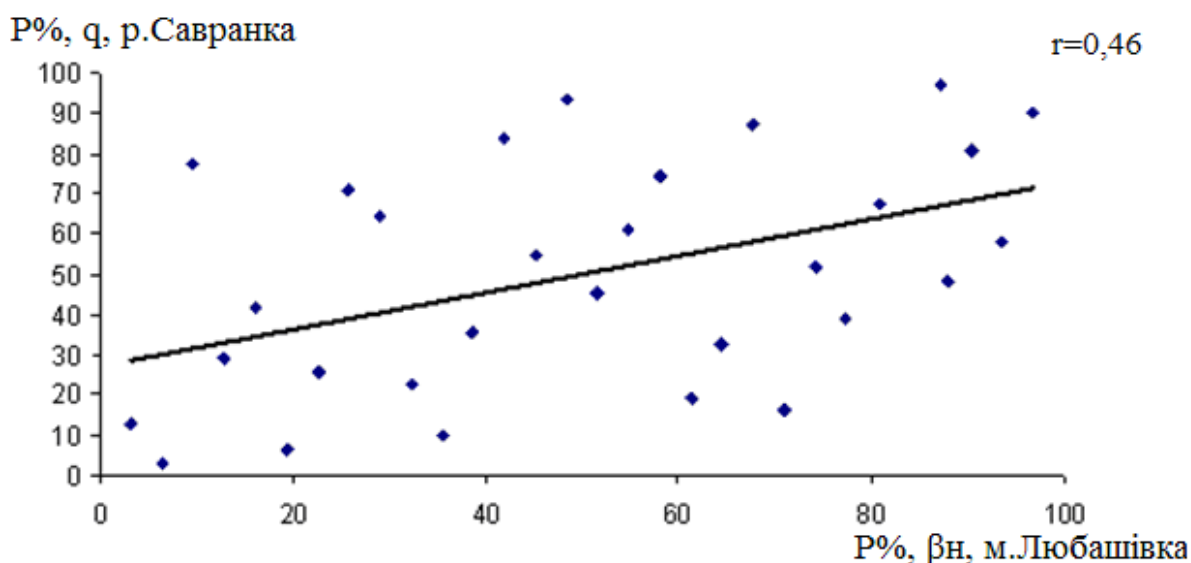


Рисунок 11.1 – Зв'язок між значеннями забезпеченості стоку q та метеорологічного показника β_H , r – коефіцієнт кореляції

Після виділення на базі метеорологічних даних сценаріїв багатоводного, середнього за водністю та маловодного року можна установити особливості внутрішньорічного розподілу кліматичного стоку у характерні за водністю роки для кожного обраного сценарію та виділений прогнозний період.

Характеристики мінімального стоку мають визначатися на основі даних про середню багаторічну величину кліматичного річного стоку Y'_K за схемою, наведеною у розділі 8, де використовуються перехідні коефіцієнти k_L і k_3 (8.17)-(8.18).

При застосуванні даних сценаріїв змін клімату до розрахунків місячних та сезонних величин стоку за моделлю «клімат-стік» пропонується використовувати таку послідовність розрахунків [145]:

- встановлення положення вузлової точки (метеорологічної станції), для якої використовуються прогнозні сценарні дані;
- визначення місячних, сезонних та річних сум опадів для кожної вузлової точки;
- розрахунки річних величин максимально можливого випаровування;
- розрахунки значень дефіцитів вологості повітря за даними про температури повітря, для чого використовуються емпіричні залежності $d_i = f(T_i)$;
- встановлення внутрішньорічного розподілу максимально можливого випаровування;

- визначення водності року по забезпеченості співвідношення β_H ;
- установлення тривалості зимового сезону в залежності від добових температур повітря, які мають бути від'ємними, що забезпечує накопичення запасів снігу на водозборі та формування весняного водопілля;
- при додатних значеннях середніх місячних температур повітря розрахунки стоку виконуються без переносу частки опадів зимового сезону на весняні місяці;
- розрахунки характеристик річного природного та побутового стоку у сценарних кліматичних умовах виконуються не менш ніж за 30-річний період часу за методиками, викладеними у розділах 8 та 9;
- внутрішньорічний розподіл стоку у досліджуваний період визначається за отриманим розрахунковим розподілом кліматичного стоку у характерні за водністю роки.

11.2 Зміни кліматичних чинників формування стоку за сценарієм M10

Як вже зазначалося у розділі 10, для оцінки наслідків глобального потепління із 15 запропонованих сценаріїв ВМО у межах гілки сценаріїв A1B (сценарна родина A1, модель – REMO, розробник MPI) був обраний сценарій M10 як найбільш адекватний фактичним даним гідрометеорологічних спостережень за період 1998-2007 рр.

Для аналізу змін основних кліматичних чинників формування стоку на основі обраного сценарію глобального потепління у межах басейну річки Тилігул були виділені 5 точок, розташованих у вузлах сітки з кроком 25 км (рис. 11.2). У цих точках досліджувався вже існуючий та можливий хід гідрометеорологічних характеристик за періоди 1971-2000, 2001-2041, 2041-2070, 2071-2098 рр.

За дослідженнями встановлено існування статистично значущого тренда у ході температур повітря (рис. 11.3). Зростання температур повітря забезпечує збільшення річних величин максимально можливого випаровування (рис. 11.4).

У хронологічному ході річних сум опадів статистично значущих трендів не виявлено ні по окремо розглянутих часових інтервалах, ні за весь розрахунковий період у цілому (рис. 11.5), теж саме можна сказати про суми опадів теплового періоду (рис. 11.6). Проте у хронологічному ході сум опадів холодного періоду року можна виділити від'ємний тренд в інтервалі 2000-2025 рр. та додатний тренд у період 2030-2075 рр. (коефіцієнт кореляції дорівнює 0,43) (рис. 11.7).

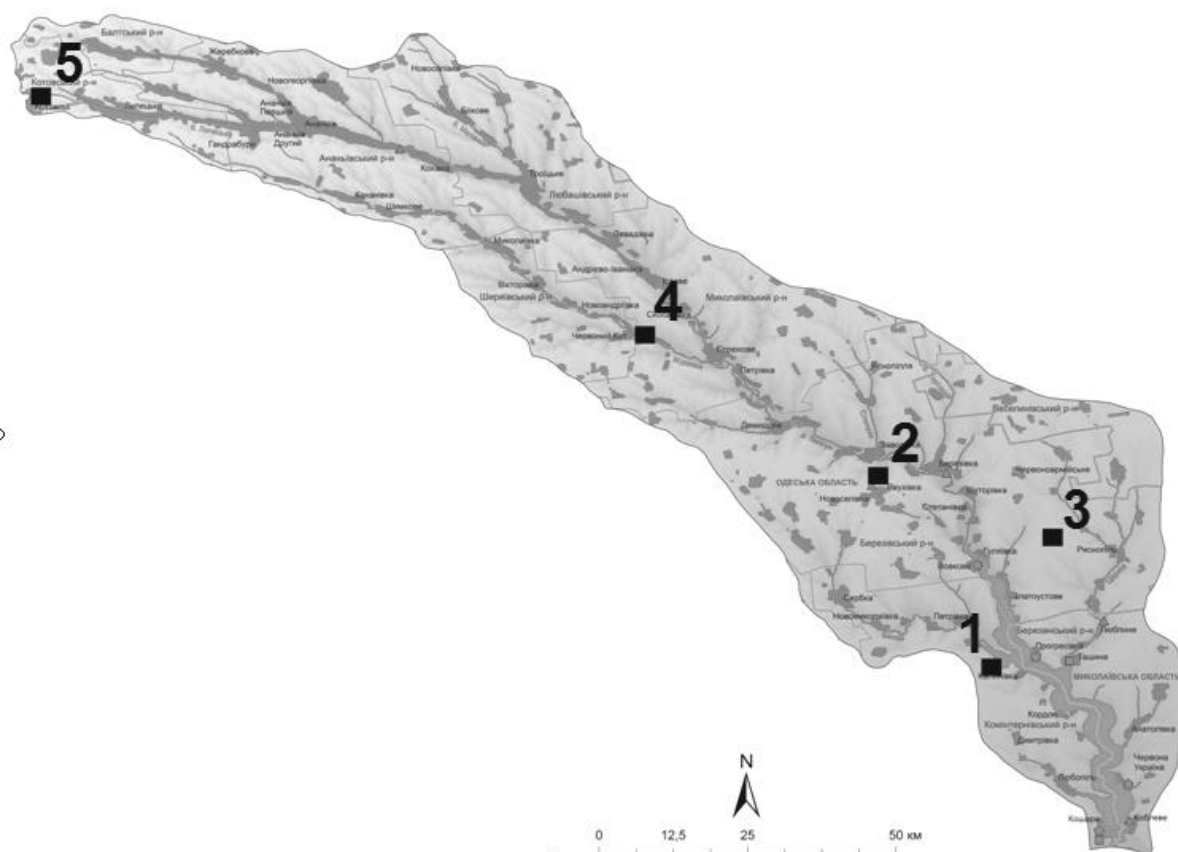


Рисунок 11.2 – Карта розташування вузлових точок на території водозбору Тилігульського лиману

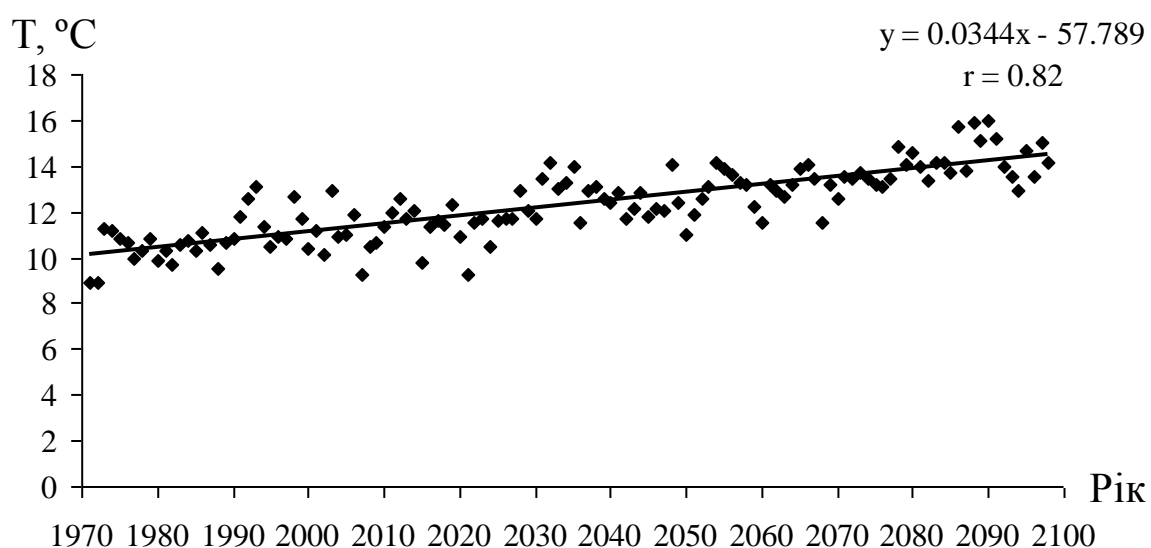


Рисунок 11.3 – Хронологічний хід середніх річних температур повітря, точка 2, 1971-2098 рр.

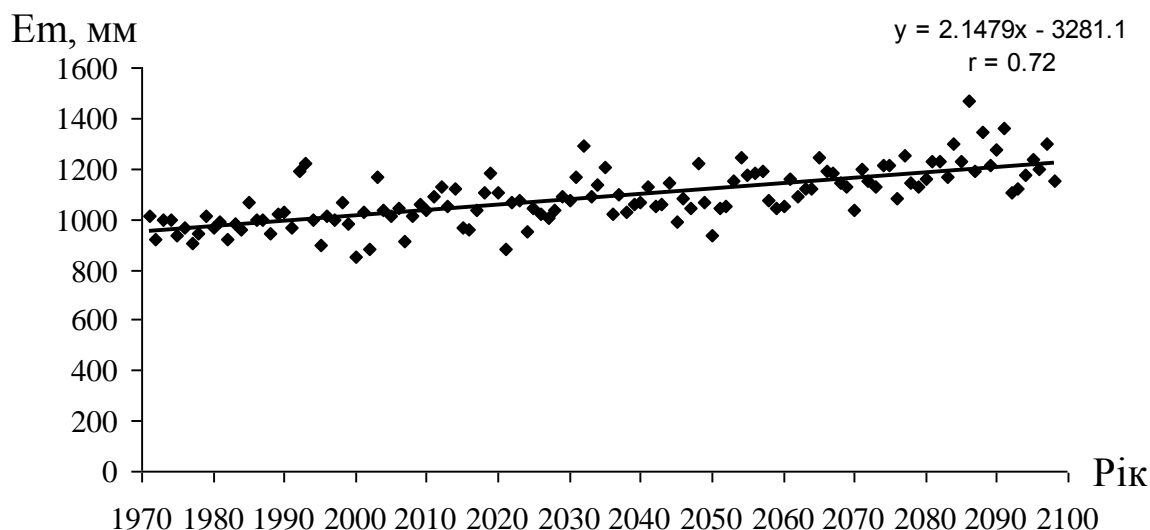


Рисунок 11.4 – Хронологічний хід середніх річних значень максимально можливого випаровування, точка 2, 1971-2098 рр.

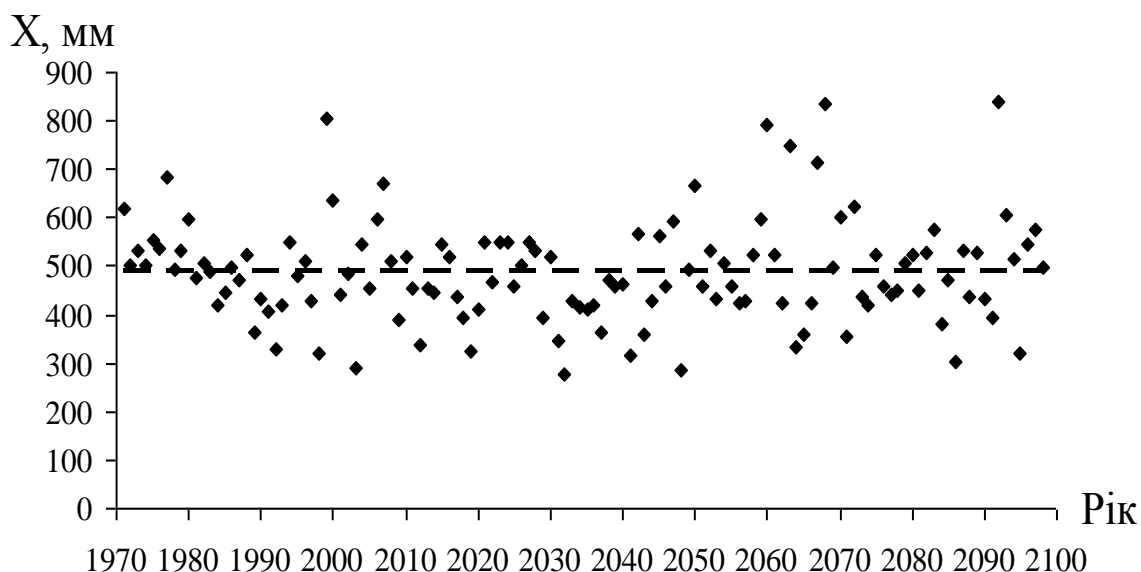


Рисунок 11.5 – Хронологічний хід середніх річних сум опадів, точка 2, 1971-2098 рр. (- - - - середнє багаторічне значення)

Таким чином, у басейні Тилігульського лиману до кінця поточного століття очікуються несприятливі умови для формування річного стоку. Температура повітря, а, отже, і теплоенергетичні ресурси клімату зростають, а кількість опадів не змінюється суттєво. Такий розподіл кліматичних чинників має супроводжуватися зменшенням річного кліматичного, а разом із ним природного та побутового стоку.

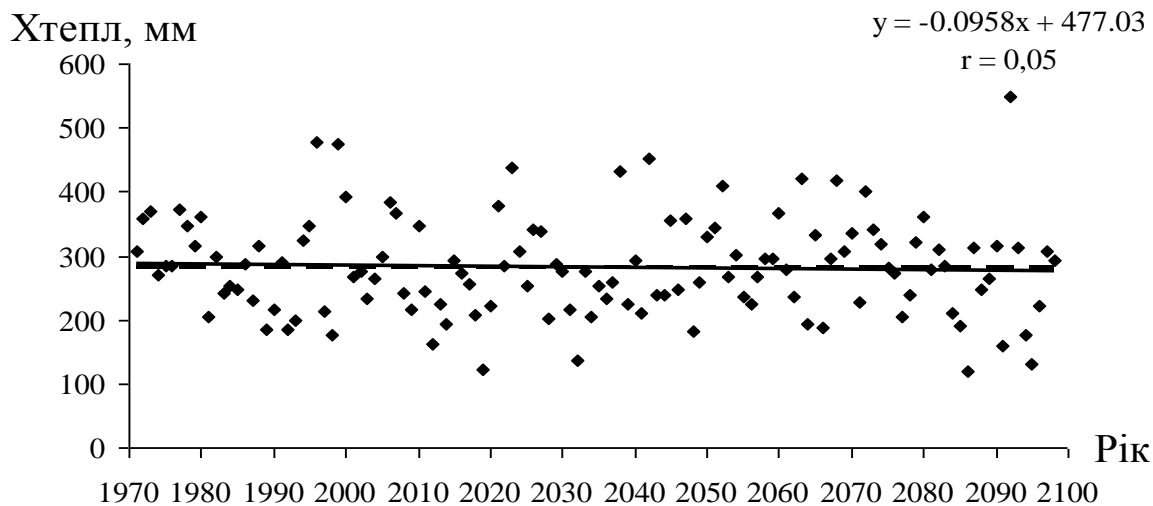


Рисунок 11.6 – Хронологічний хід сум опадів теплого (IV-X міс.) періоду, **точка 4**, 1971-2098 рр. (— лінія тренда, - - середнє багаторічне значення)

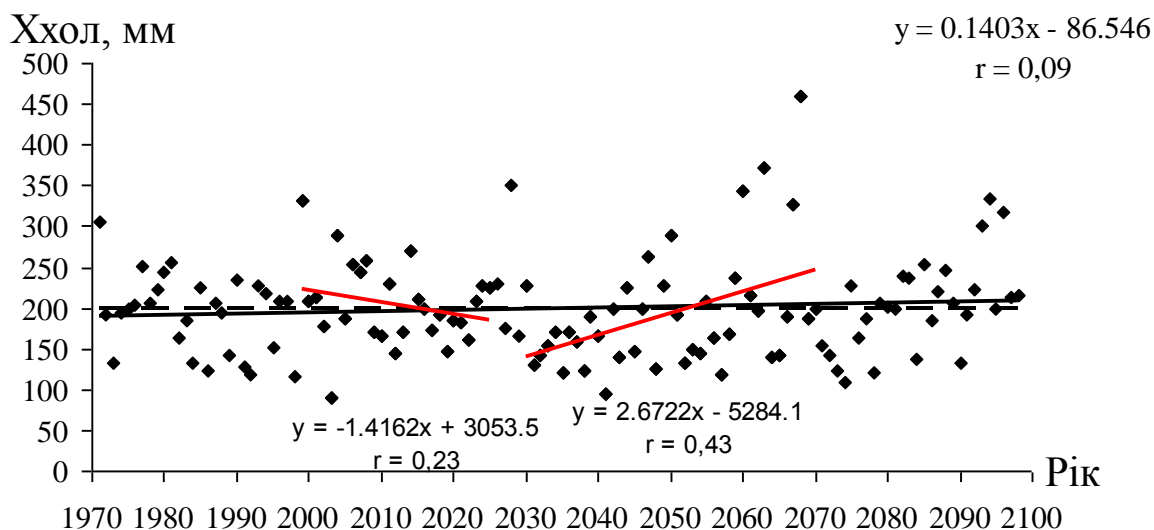


Рисунок 11.7 – Хронологічний хід сум опадів холодного (XI-III міс.) періоду, **точка 4**, 1971-2098 рр. (— лінія тренда, - - середнє багаторічне значення)

11.3 Оцінка водних ресурсів за даними сценарію M10 на основі моделі «клімат –стік»

Для 5-ти точок, розташованих у межах водозбору Тилігульського лиману, були визначені середні багаторічні характеристики кліматичних чинників та річного кліматичного стоку (табл. 11.2) на основі даних сценарію

М10. Установлено, що зміни кожної із досліджуваних гідрометеорологічних характеристик відбуваються синхронно у кожній із точок.

Таблиця 11.2 – Кліматичні чинники та кліматичний стік в басейні Тилігульського лиману

Точка	Період	\bar{X} , мм	\bar{E}_m , мм	β_H	\bar{Y}_K , мм
1	1971-2000	477	980	0,49	17
	2001-2040	433	1049	0,41	9,7
	2041-2070	486	1106	0,44	13
	2071-2098	461	1205	0,38	8,2
2	1971-2000	500	989	0,51	20
	2001-2040	459	1059	0,43	11,8
	2041-2070	517	1110	0,47	16
	2071-2098	492	1213	0,41	10
3	1971-2000	487	992	0,49	18
	2001-2040	432	1050	0,41	9,5
	2041-2070	497	1111	0,45	14
	2071-2098	480	1209	0,40	9,6
4	1971-2000	490	985	0,50	19
	2001-2040	460	1051	0,44	12,1
	2041-2070	509	1105	0,46	16
	2071-2098	478	1209	0,40	9,5
5	1971-2000	514	977	0,53	23
	2001-2040	486	1041	0,47	15,5
	2041-2070	520	1097	0,47	17
	2071-2098	489	1200	0,41	11

Аналіз розподілу кліматичних чинників формування річного стоку у межах усього водозбору Тилігульського лиману (табл. 11.3) показав сталу тенденцію до зростання теплоенергетичних ресурсів клімату впродовж ХХІ сторіччя. Що стосується опадів, то згідно із даними сценарію М10 їх середня багаторічна величина зменшиться на 7% у 2001-2040 рр. та дещо зросте у 2041-2070 рр. (+2,6%) при порівнянні із періодом 1971-2000 рр.

Показник $\beta_X = \frac{\bar{X}}{\bar{E}_m}$ є характеристикою аридності (посушливості)

території. Якщо $\beta_X \geq 1.0$, то розглядувана територія належить до зони надмірного зволоження; коли $0.8 \leq \beta_X < 1.0$ – до зони достатнього

зволоження; коли $0.5 \leq \beta_x < 0.8$ – до зони недостатнього зволоження [146]. У випадку, коли $\beta_x = \frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} < 0.5$, відзначається перехід до напіваридної зони.

Напіваридна або семіаридна зона є територію, на якій періодично виникають посухи. Клімат такої зони властивий пустелям помірних широт [58]. Як витікає з аналізу табл. 11.3, на території водозбору Тилігульського лиману у XXI сторіччі відбудеться перехід від зони недостатнього зволоження до напіваридної, аридність клімату до кінця XXI сторіччя буде посилюватися.

Таблиця 11.3 – Зміна кліматичних чинників формування стоку у басейні Тилігульського лиману

Період	\bar{X} , мм	\bar{E}_m , мм	β_x
1971-2000	493	984	0,50
2001-2040	454	1050	0,43
2041-2070	506	1106	0,46
2071-2098	480	1207	0,40

В результаті просторово-часового узагальнення отриманих у вузлах сітки вхідних даних сценарію M10, були виконані оцінки кліматичних чинників та характеристик кліматичного, природного та побутового річного стоку водотоків басейну Тилігульського лиману згідно із методиками розрахунків за моделлю «клімат-стік», описаними у попередніх розділах. Характеристики побутового стоку визначалися, виходячи з припущення, що масштаби водогосподарської діяльності у виді регулювання стоку штучними водоймами відповідають сучасному їх стану.

Слід зазначити, що період з 1971 по 2000 рр. включає до себе десятиріччя, коли вплив змін клімату на стік річок України став суттєвим (1989-2000). Для того, щоб оцінити наслідки глобального потепління при оцінці водних ресурсів водозбору Тилігульського лиману доцільно виконувати порівняння розрахованих за сценарієм оцінок водних ресурсів з даними до 1989 р., оскільки 1989 р. є «переломним» й відповідає початку суттєвих змін клімату на території України (Гребінь В.В., 2010). На основі моделі «клімат-стік» були визначені об'єми припливу прісних вод до Тилігульського лиману у природних (табл. 11.4) та порушених (табл. 11.5) водогосподарською діяльністю умовах, які відповідають періоду 1989 р. та після.

Таблиця 11.4 – Зміни річного припливу прісних вод до Тилігульського лиману у природних умовах у різні часові інтервали

Річка	Приплив прісних вод \bar{W}_{PP} , млн.м ³			
Часові інтервали	до початку впливу глобального потепління (до 1989 р.)	2001-2040 рр.	2041-2070 рр.	2071-2098 рр.
Тилігул	46,0	24,1	28,4	17,8
Царега	3,9	1,91	2,63	1,97
Балайчук(Балай)	4,1	1,93	2,34	1,76
Хуторська	0,46	0,220	0,272	0,172
Боковий приплив	1,6	0,890	1,09	0,698
Сума	56	29,0	34,7	22,4

Таблиця 11.5 – Зміни річного припливу прісних вод до Тилігульського лиману у різні часові інтервали при наявності на його водозборі штучних водойм

Річка	Приплив прісних вод за різні розрахункові періоди \bar{W}_{POB} , млн.м ³			
Часові інтервали	до початку впливу глобального потепління (до 1989 р.)	2001-2040 рр.	2041-2070 рр.	2071-2098 рр.
Тилігул	33,0	12,0	16,5	8,37
Царега	1,91	0,57	0,74	0,11
Балайчук(Балай)	2,75	0,64	1,05	0,47
Хуторська	0,00	0,00	0,00	0,00
Боковий приплив	1,06	0,36	0,545	0,175
Сума	38,7	13,6	18,8	9,12

Ступінь змін водних ресурсів визначалася за рекомендаціями ООН, згідно з якими зменшення середньої багаторічної величини річного стоку на 10% пов'язується із наявністю значущих змін водних ресурсів; на 50% – руйнацією водних ресурсів, на 70% – безповоротною руйнацією.

Установлено, що за сценарієм глобального потепління М10 приплив прісних вод зі стоком річок, режим яких непорушений водогосподарською

діяльністю, буде зменшуватися в усі розглянуті розрахункові періоди при порівнянні із періодом до 1989 р. (табл. 11.6). У період 2001-2040 рр. очікується зменшення природних водних ресурсів на 48%. За рахунок збільшення опадів у 2041-2070 рр. процес руйнації водних ресурсів дещо загальмується і зниження буде становити 38%, проте у подальшому знов розвиватиметься. У період 2071-2098 рр. водні ресурси зменшаться до 60%. При збереженні сучасної ситуації із штучними водоймами у 2001-2040 рр. надходження прісних вод від водотоків до Тилігульського лиману в умовах глобального потепління при порівнянні із даними до 1989 р. зменшиться на 75%; у 2041-2070 рр. – на 66%; у 2071-2098 рр. – на 84% .

Таблиця 11.6 – Зміни водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману під впливом водогосподарської діяльності та глобального потепління (сценарій М10)

Умови формування стоку	Зміни водних ресурсів у різні розрахункові періоди, %			
	до 1989р.	2001-2040 рр.	2041-2070 рр.	2071-2098 рр.
Під дією глобального потепління	0,0	-48,2	-38,0	-60,0
Під дією водогосподарських перетворень та глобального потепління	-30,9	-75,1	-66,4	-83,7

Визначення статистичних параметрів річного стоку за моделлю «клімат-стік» дозволяє установити його характеристики у роки різної водності. До кінця ХХІ сторіччя наслідки змін глобального клімату, визначені за моделлю «клімат-стік» з використанням даних сценарію М10, будуть такими, що водні ресурси річок Царега, Балайчук будуть безповоротно зруйновані, а стік від річки Тилігул надходитиме до Тилігульського лиману лише у багатоводні роки (табл. 11.7).

У таблицях 11.8-11.10 представлені схеми внутрішньорічного розподілу стоку по сезонах у характерні за водністю роки на ХХІ сторіччя. Установлено, що на відміну від внутрішньорічного розподілу, який був характерний для річки Тилігул до 1989 р., у середні за водністю роки зменшиться внесок сезону «весна» та зросте внесок сезону «літо» (табл. 11.8). Тенденція до зростання ролі стоку зимового сезону, притаманна початку ХХІ сторіччя, перейде у тенденцію до його зменшення. У

багатоводні роки внесок весняного сезону у формування річного стоку практично не зміниться, проте зменшиться внесок сезону «зима» (табл. 11.9).

Таблиця 11.7 – Характеристики природного та побутового річного стоку (об'єми) у роки різної водності (2071-2098 рр., сценарій M10)

Річка	Статистичні параметри природного річного стоку			Річний стік заданої забезпеченості, млн. м ³					
	\bar{W} , млн. м ³	C_V	C_S	$W_{1\%}$	$W_{5\%}$	$W_{25\%}$	$W_{50\%}$	$W_{75\%}$	$W_{95\%}$
Тилігул (в умовах глобального потепління)	17,8	2,26	3,86	191	95,2	18,9	1,03	0,00	0,00
Тилігул (в умовах глобального потепління та водогосподарської діяльності)	8,37	3,58	6,08	150	24,3	3,88	0,00	0,00	0,00

У маловодні роки внутрішньорічний розподіл мало чим відрізнятиметься від типового: основна частина стоку проходитиме у весняний сезон, а у інші сезони стік буде практично відсутній (табл. 11.10). У період 2041-2070 рр. за рахунок збільшення опадів зростатиме стік сезону «літо».

Для прогнозу гідроекологічного стану Тилігульського лиману бажано отримати вікову реалізацію випадкового процесу стоку, представлену у вигляді місячних даних. Для її побудови розрахунки виконувалися таким чином:

- визначення статистичних параметрів річного (природного або побутового) стоку за розрахунковий інтервал за методиками моделі «клімат-стік»;
- визначення β_H для кожного року;
- установлення емпіричної забезпеченості β_H для кожного року та використання цієї величини як забезпеченості водності року;
- розрахунки річного стоку установленної забезпеченості;
- розрахунки сезонного стоку у кожному році з використанням внутрішньорічних розподілів, наведених у табл. 11.8 - 11.10;

- розрахунки місячного стоку з використанням розподілу стоку у межах кожного сезону (табл. 11.11- 11.12).

Таблиця 11.8 – Внутрішньорічний розподіл кліматичного стоку у басейні Тилігульського лиману (у відсотках від річної величини) для середнього за водністю року

Часовий інтервал	Весна III-V	Літо VI-IX	Осінь X-XI	Зима XII-II
до 1989 року	78,6	9,7	1,9	9,8
1971-2000 рр.	75,9	6,6	0,4	17,1
1989-2011 рр.	65,6	6,2	0,3	27,9
2011-2025 рр.	71,0	17,4	0,70	10,9
2026-2040 рр.	62,6	28,5	2,65	6,25
2041-2070 рр.	54,2	39,6	4,6	1,60
2071-2098 рр.	50,3	41,2	2,1	6,40

Таблиця 11.9 – Внутрішньорічний розподіл кліматичного стоку у басейні Тилігульського лиману (у відсотках від річної величини) для багатоводного року

Часовий інтервал	Весна III-V	Літо VI-IX	Осінь X-XI	Зима XII-II
до 1989 року	76,7	11,8	3,7	7,8
2011-2025 рр.	63,8	35,1	0,84	0,26
2026-2040 рр.	71,3	27,6	0,90	0,20
2041-2070 рр.	78,8	20,1	0,97	0,13
2071-2098 рр.	74,9	23,3	1,7	0,10

Таблиця 11.10 – Внутрішньорічний розподіл кліматичного стоку у басейні Тилігульського лиману (у відсотках від річної величини) для маловодного року

Часовий інтервал	Весна III-V	Літо VI-IX	Осінь X-XI	Зима XII-II
до 1989 року	86,4	8,00	0,00	5,6
2011-2025рр.	98,5	0,00	0,45	1,05
2026-2040рр.	86,7	11,4	0,20	1,70
2041-2070рр.	74,8	22,9	0,00	2,30
2071-2098рр.	97,3	2,30	0,40	0,00

Таблиця 11.11 – Схема розподілу (%) стоку по місяцях в характерні за водністю роки, у межах весняного та літнього сезону

Водність року	Весна			Літо			
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Середній за водністю	25.8	65.5	8.7	68.0	32.0	0.0	0.0
Багатоводний	28.9	64.1	6.9	41.5	33.9	24.6	0.0
Маловодний	28.8	56.6	14.6	100	0.0	0.0	0.0

Таблиця 11.12 – Схема розподілу (%) стоку по місяцях в характерні за водністю роки, у межах осіннього та зимового сезонів

Водність року	Осінь		Зима		
	X	XI	XII	I	II
Середній за водністю	50.0	50.0	16.5	24.3	59.1
Багатоводний	0.00	100	31.6	25.4	43.0
Маловодний	0.00	0.00	0.00	0.00	100

Результати розрахунків стоку річок у середній за водністю рік у природних та порушених водогосподарською діяльністю умовах наведені як приклад у табл. 11.13-11.14.

Після визначення місячного стоку за наведеною послідовністю для чотирьох періодів змін клімату нами була отримана реалізація випадкового процесу тривалістю 87 років (2011-2098 рр.) або 1044 місяців, яка використовувалась як вихідна при застосуванні моделі водно-сольового балансу лиману.

Таблиця 11.13 – Середні місячні витрати (м³/с) природного стоку річок басейну Тилігульського лиману для середнього за водністю року за період 2001-2040 рр. (сценарій М10)

Річка	ІІІ	ІV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Рік
Тилігул	1,463	3,71	0,4903	2,17	1,02	0,0000	0,0000	0,119	0,119	0,0121	0,0179	0,0434	0,764
Царега	0,116	0,294	0,0389	0,172	0,0808	0,0000	0,0000	0,0094	0,0094	0,0010	0,0014	0,0034	0,0605
Балайчук	0,117	0,297	0,0393	0,174	0,0817	0,0000	0,0000	0,0095	0,0095	0,0010	0,0014	0,0035	0,0612
Хуторська	0,0134	0,0339	0,00448	0,0198	0,00931	0,0000	0,0000	0,00109	0,00109	0,00011	0,00016	0,00040	0,0069
Боковий приплив	0,0541	0,137	0,0181	0,0801	0,0377	0,0000	0,0000	0,00440	0,00440	0,00045	0,00066	0,00160	0,0282

Таблиця 11.14 – Середні місячні витрати (м³/с) побутового стоку річок басейну Тилігульського лиману для середнього за водністю року за період 2001-2040 рр. (сценарій М10)

Річка	ІІІ	ІV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Рік
Тилігул	0,729	1,8490	0,2441	1,0812	0,5078	0,0000	0,0000	0,0594	0,0594	0,0060	0,0089	0,0216	0,380
Царега	0,0348	0,0883	0,0118	0,0516	0,0243	0,0000	0,0000	0,0029	0,0028	0,0003	0,0004	0,00103	0,0182
Балайчук	0,0389	0,0986	0,0130	0,0577	0,0271	0,0000	0,0000	0,0032	0,0032	0,0003	0,0005	0,0012	0,0203
Хуторська	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Боковий приплив	0,0219	0,0554	0,00732	0,0324	0,0152	0,00000	0,00000	0,00178	0,00178	0,00018	0,00027	0,00065	0,0114

12 ГІДРОГРАФІЯ ТА МОРФОМЕТРІЯ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

Для наукового обґрунтування оптимальних рівнів та солоності води в лимані, моделювання мінливості гідроекологічних характеристик необхідна достовірна інформація про основні морфометричні характеристики водойми (довжину, ширину, глибину, площу водної поверхні, об'єм води при різних відмітках її рівня), сучасна батиметрична карта та дані про особливості рельєфу дна лиману (наприклад, розміри та місцезонавання западин й підводних гряд), які можуть впливати на процеси водообміну між різними частинами водойми та водно-сольовий режим Тилігульського лиману в цілому. Ці дані також можуть бути використані в природоохоронній діяльності, рибництві, при видобутку лікувальних грязей тощо.

Детальні наукові дослідження морфометричних характеристик і рельєфу дна Тилігульського лиману почалися з середини ХХ ст. і тривають до сьогодні [2, 15, 32, 33, 147-158]. За період більш ніж 50 років цією проблемою займалися такі вчені і фахівці з гідрології й океанології, як М.Ш. Розенгурт – 1961-1974 рр. [32], В.М. Тімченко – 1979-1990 рр. [33, 156], В.В. Адобовський – 2000-2012 рр. [2, 154, 157], О.М. Гриб – 2010-2014 рр. [2, 147, 148, 154], а також організації та установи: Державна гідрометеорологічна служба [155], Одеський філіал Інституту біології південних морів НАН України [2, 157], Інститут гідробіології НАН України [33], Державна установа «Держгідрографія» [158] та Одеський державний екологічний університет (ОДЕКУ) [2, 147, 148, 154].

12.1 Морфометричні характеристики та рельєф дна

До початку ХХІ ст. оцінити основні морфометричні характеристики та особливості рельєфу дна Тилігульського лиману (табл. 12.1) було можливо лише за даними декількох наукових публікацій [32, 33, 155] і топографічних карт [149-151].

В 2004 р. Київською військово-картографічною фабрикою надруковано атлас чорноморського узбережжя [158], в якому вперше для вільного користування опублікований план лиману в ізобатах та позначені глибини в деяких місцях водойми. У сучасний період (2009-2014 рр.) дослідженнями рельєфу дна та визначенням морфометричних характеристик водойми (табл. 12.1) займалися науковці ОДЕКУ [2, 147, 148, 154]. У вересні 2010 та 2012 рр. були виконані батиметричні зйомки Тилігульського лиману (більш

ніж 7 тис. вимірювань), на основі яких побудована сучасна батиметрична карта (рис. 1.2) [147, 148].

Таблиця 12.1 – Морфометричні характеристики Тилігульського лиману [148]

Рік і джерело інформації Характеристика	1969 р. [11]	1974 р. [12]	1990 р. [13]	2013 р. [1]
Середня довжина, $L_{\text{сер.}}$, км	35,0	55,0	55,0	52,0
Максимальна довжина, $L_{\text{макс.}}$, км	—	80,0	60,0	63,3
Мінімальна ширина, $B_{\text{мін.}}$, м	0,2	0,2	—	0,2
Середня ширина, $B_{\text{сер.}}$, м	—	—	2,0-3,0	2,5
Максимальна ширина, $B_{\text{макс.}}$, м	3,5	4,5	4,5	5,4
Середня площа водної поверхні, $F_{\text{сер.}}$, млн. м ²	80,0	150	113	129
Максимальна площа поверхні, $F_{\text{макс.}}$, млн. м ²	—	170	—	143
Середній об'єм води, $W_{\text{сер.}}$, млн. м ³	—	250	560	693
Максимальний об'єм води, $W_{\text{макс.}}$, млн. м ³	—	600	—	750
Середня глибина, $h_{\text{сер.}}$, м	—	3,0	5,0	5,4
Максимальна глибина, $h_{\text{макс.}}$, м	19,0	21,0	21,2	22,2
Довжина берегової (урізної) лінії, $L_{\text{уріз}}$, км	—	—	—	128,2

За даними цієї карти побудовано повздовжній профіль по лінії фарватеру (максимальних глибин) лиману, показаний на рис. 12.1. З врахуванням профілю, а також розмірів Калинівської, Кордонської та Чілової кіс, які займають більш ніж 50% ширини водойми (в місцях їх розташування), Тилігульський лиман був поділений на чотири частини (рис. 12.2), які з'єднуються однойменними з косами протоками. Частини I та II – глибоководні, а III та IV – мілководні.

Об'єми води W та площі водної поверхні F Тилігульського лиману в цілому та кожної з його чотирьох частин при різних рівнях наповнення визначалися із застосуванням функціональних залежностей $F = f(Z)$, $W = f(Z)$ (рис. 12.3-12.7), де Z – умовний горизонт (в метрах) відносно відмітки поверхні води мінус 0,40 мБС. Відповідно, для приведення значень Z до відміток рівня води у лимані у Балтійській системі висот ζ (мБС) використовується формула:

$$\zeta = -(Z + 0,4). \quad (12.1)$$

Залежності визначені на основі даних батиметричної карти [147, 148], при побудові якої використані дані промірів глибин (більш ніж 7 тис. вертикалей), виконаних науковцями ОДЕКУ у ході експедиційних досліджень.

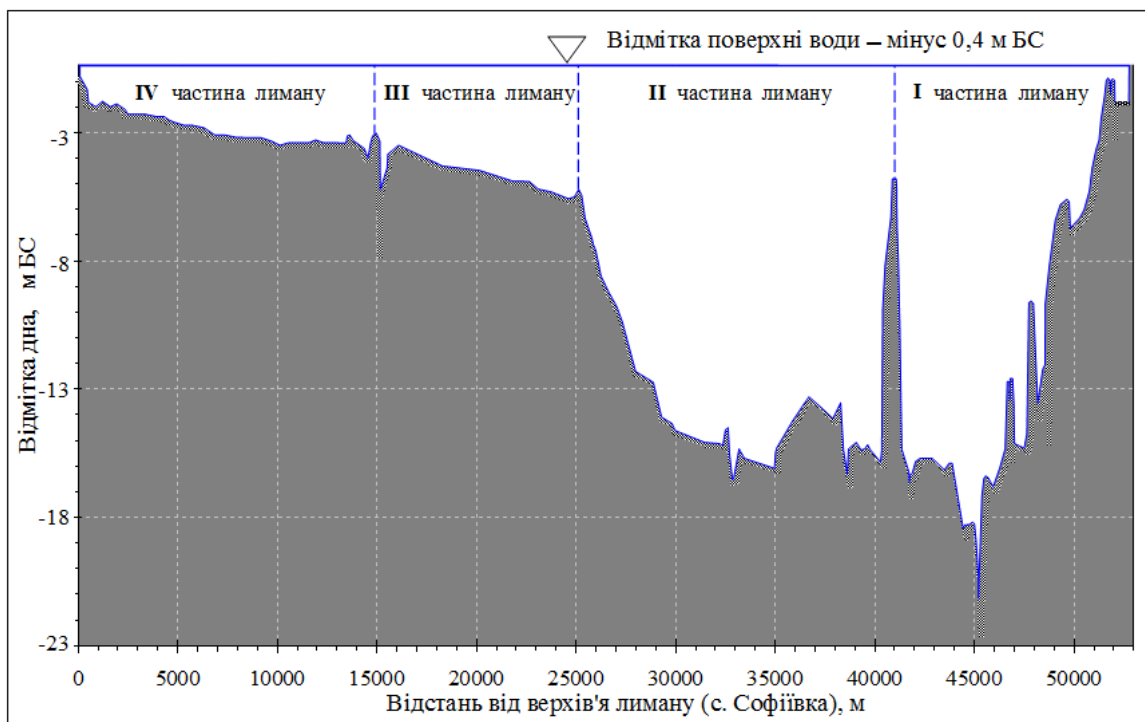


Рисунок 12.1 – Повздовжній профіль дна Тилігульського лиману по лінії фарватеру (від с. Софіївка до моста на пересипу) [148]

Проміри проводились при рівнях води в лимані мінус 0,40 мБС (вересень 2010 р.) та мінус 0,95 мБС (вересень 2012 р.). Нівелювання берегових профілів та оголених ділянок дна до найвищих (максимальних) історичних відміток поверхні води не здійснювалось, тому що при рівнях води, вищих за відмітку мінус 0,40 мБС, площа водної поверхні основної акваторії лиману майже не збільшується, оскільки ложе акваторії лиману при цих відмітках вздовж всієї урізної лінії лиману межує з обривистим берегом.

Точність вимірювання координат берегової лінії при найвищих рівнях води знаходиться в межах граничної похибки визначення положення урізної лінії (± 2 м) при відмітці поверхні води мінус 0,40 мБС. Основні морфометричні характеристики лиману в цілому та різних його частин наведені в табл. 12.2.

Для уточнення значень площ водної поверхні різних частин і всього лиману при рівнях води, вищих за відмітку мінус 0,40 мБС, встановлені місцезположення та площі водної поверхні водойм, які гідравлічно пов'язані з різними частинами основної акваторії лиману, та об'єктів, що відділяють ці водойми від нього (рис. 12.2, табл. 12.3). Шукані характеристики визначались за даними натурних обстежень лиману в період з 2010 по 2014 рр. [2, 147, 148, 154], паспорту р.Тилігул [15], карт масштабів 1:100000 [149, 150] та 1:50000 [151], супутникових знімків, виконаних радіометром Landsat [152] та оброблених в програмі Google Earth 7.0.3.8542 [153].

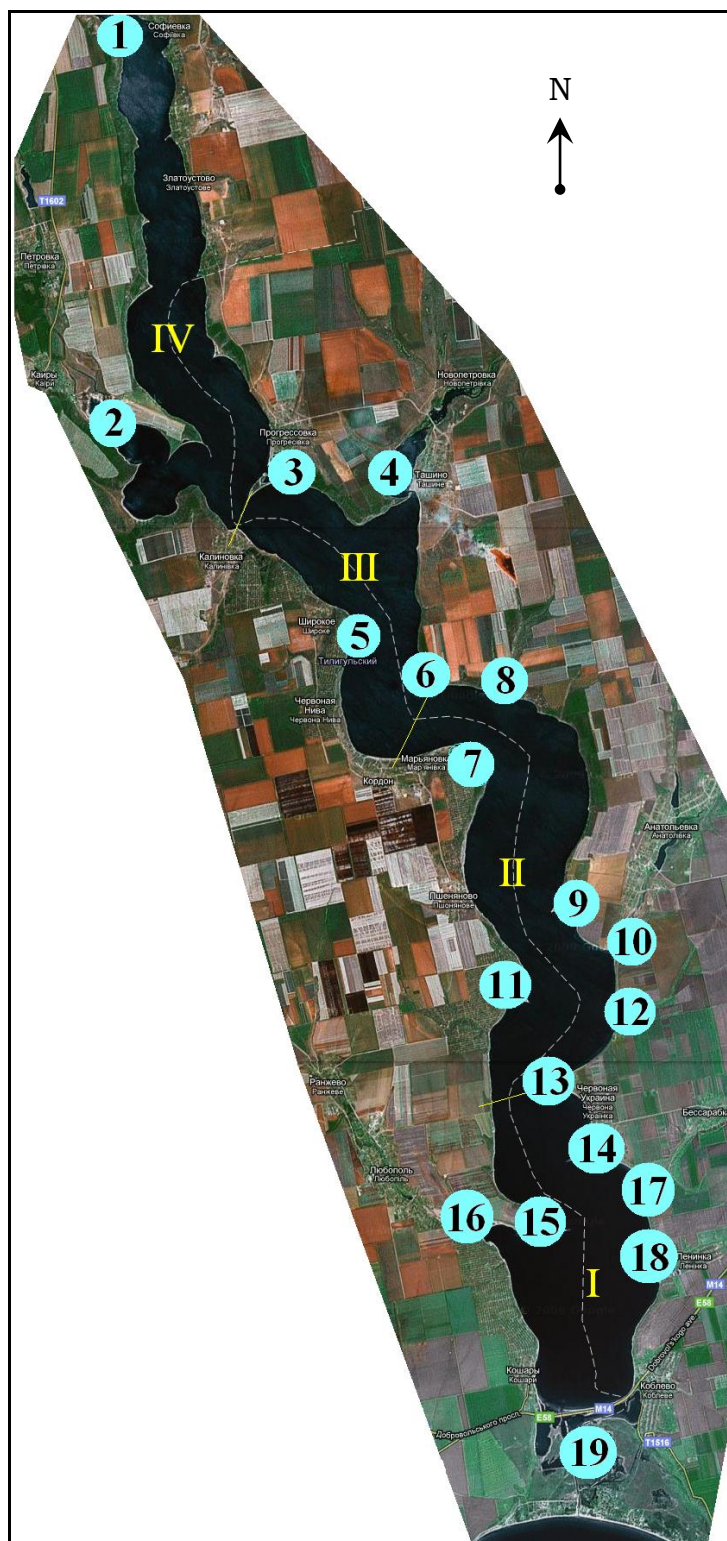


Рисунок 12.2 – Місцезнаходження частин Тилігульського лиману (I, II, III, IV) та водойм на його узбережжі (1-19), які гідравлічно пов'язані з різними частинами основної акваторії лиману [148]

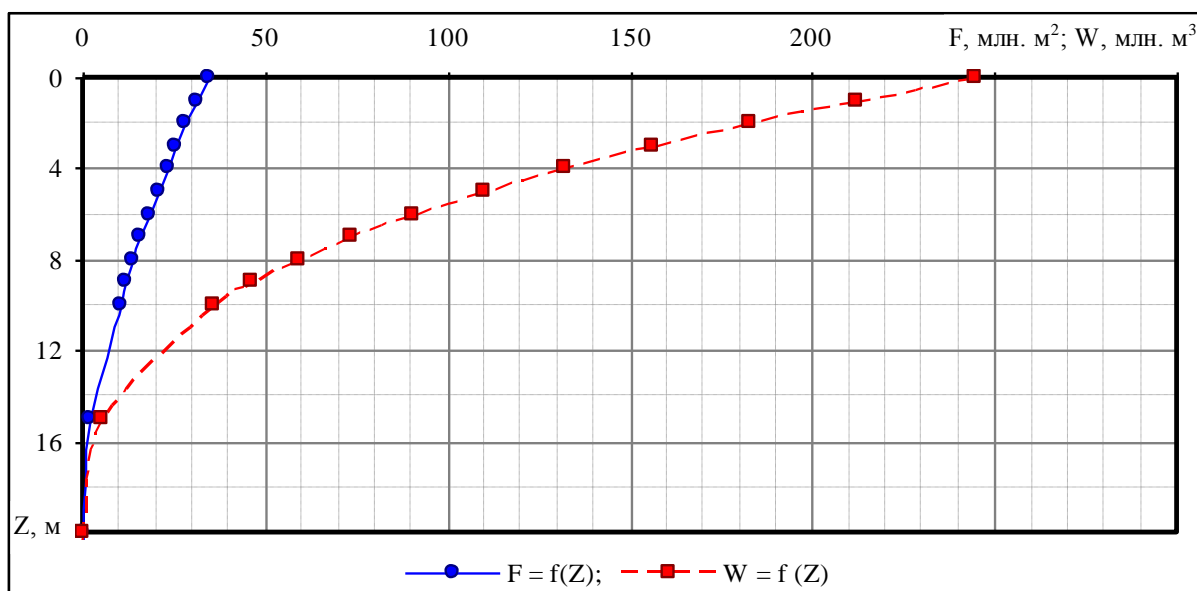


Рисунок 12.3 – Криві площ водної поверхні $F = f(Z)$ та об'ємів води $W = f(Z)$ І частини (від Чілової коси до низов'я) Тилігульського лиману [147, 148]

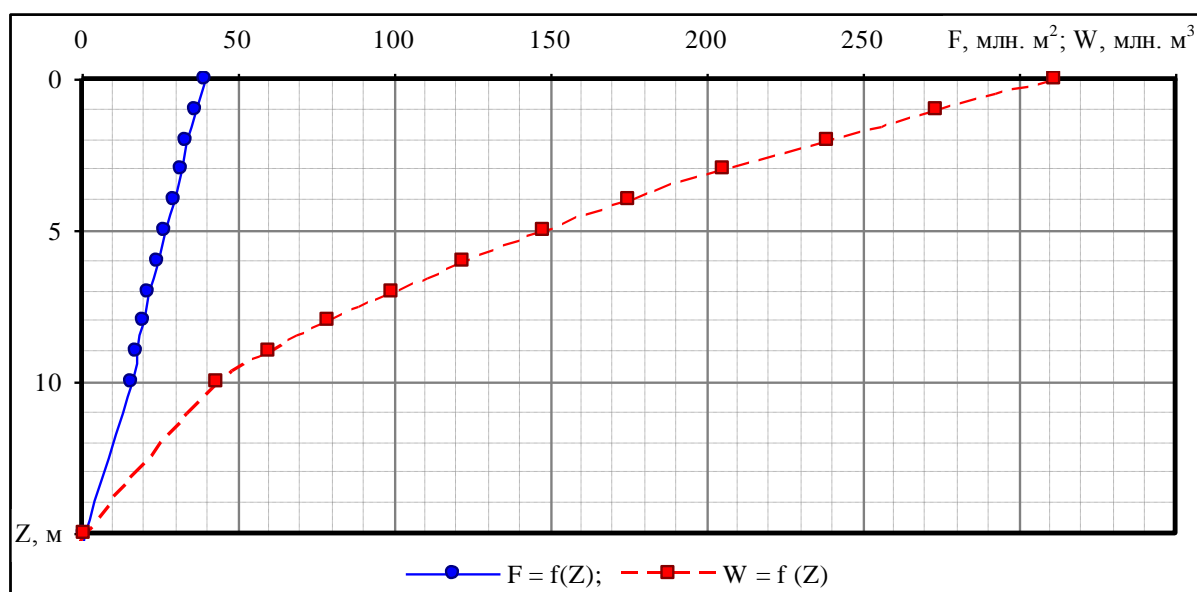


Рисунок 12.4 – Криві площ водної поверхні $F = f(Z)$ та об'ємів води $W = f(Z)$ II частини (від Кордонської до Чілової коси) Тилігульського лиману [147, 148]

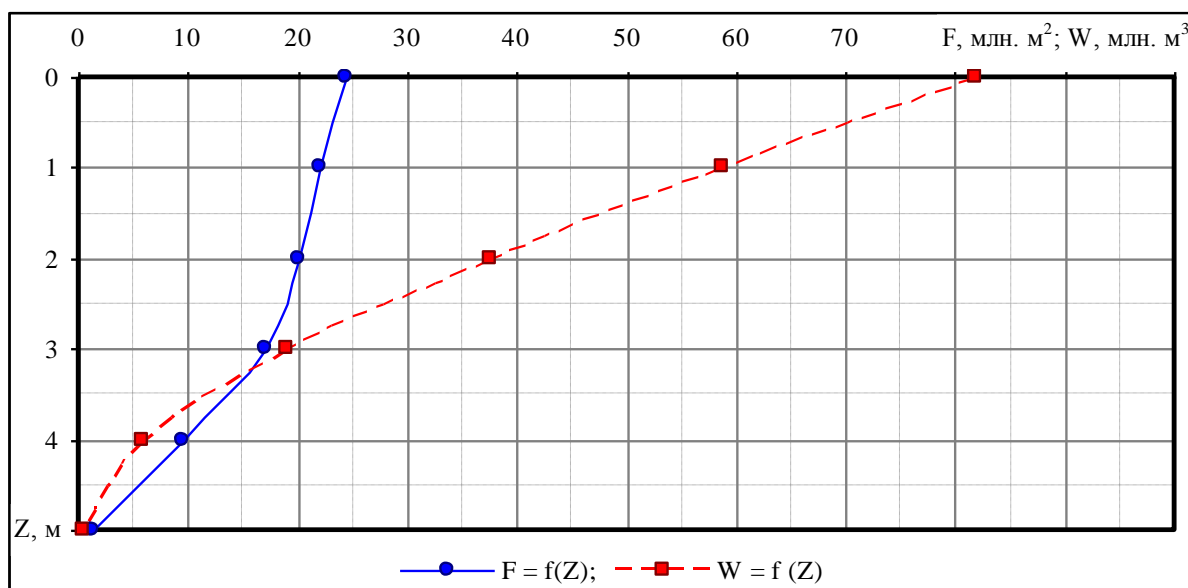


Рисунок 12.5 – Криві площ водної поверхні $F = f(Z)$ та об'ємів води $W = f(Z)$ III частини (від Калинівської до Кордонської коси) Тилигульського лиману [147, 148]

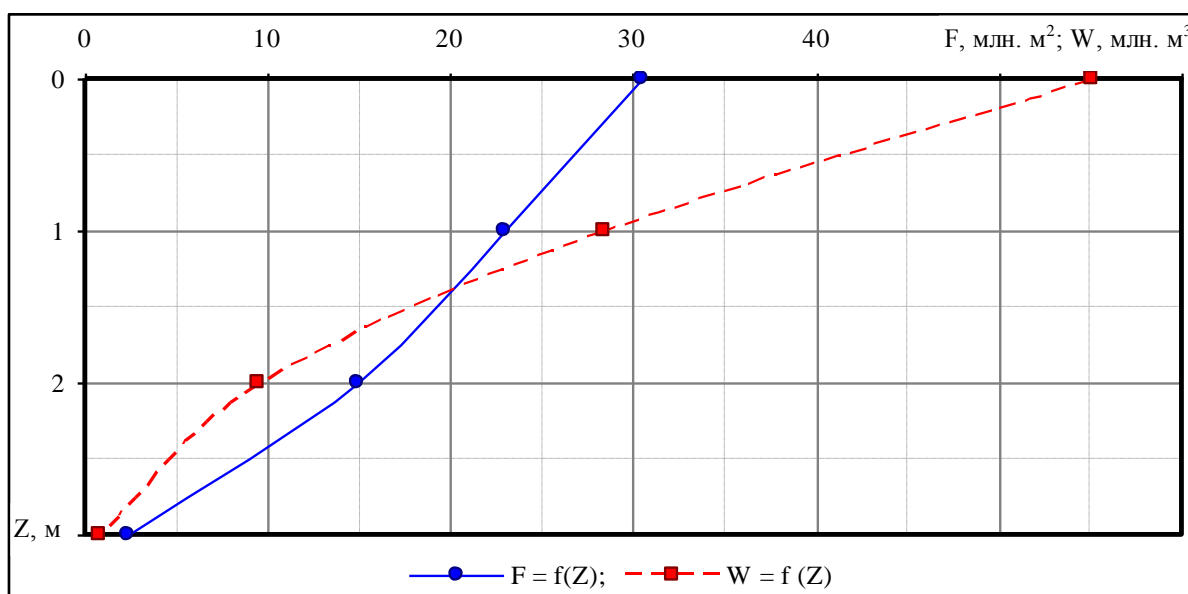


Рисунок 12.6 – Криві площ водної поверхні $F = f(Z)$ та об'ємів води $W = f(Z)$ IV частини (від верхів'я до Калинівської коси) Тилигульського лиману [147, 148]

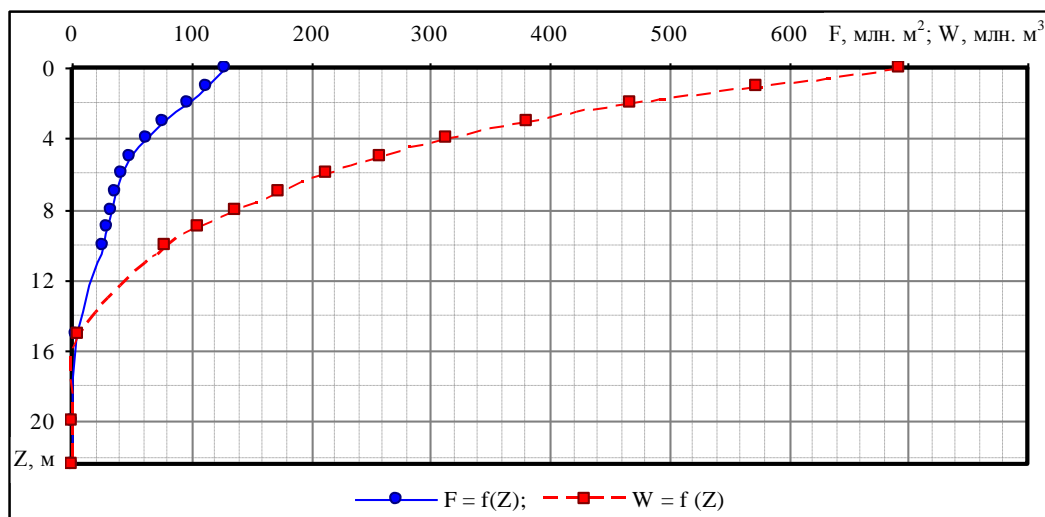


Рисунок 12.7 – Криві площ водної поверхні $F = f(Z)$ та об'ємів води $W = f(Z)$ Тилігульського лиману [147, 148]

Таблиця 12.2 – Основні морфометричні характеристики різних частин і всього Тилігульського лиману при відмітці поверхні води у водоймі мінус 0,4 мБС [148]

Характеристика		Частина лиману				Весь лиман
		I	II	III	IV	
Довжина, L , км		10,8; 14,1 ³	14,8	9,4	17,0; 20,0 ¹ ; 25,0 ²	52,0; 55,0 ¹ ; 60,0 ² ; 63,3 ³
Ширина, B , м	Середня	3,2	2,7	2,6	1,8	2,5
	Мінімальна	1,6	1,6	0,3	0,2	0,2
	Максимальна	5,4	3,8	4,5	5,3	5,4
Глибина, h , м	Середня	7,09	7,89	3,36	1,81	5,38
	Максимальна	22,20	16,40	5,30; 7,40 ⁴	3,70; 7,40 ⁴	22,20
Площа водної поверхні, F , млн. м ²		34,56	39,43	24,38	30,48	128,85
Об'єм води, W , млн. м ³		245,01	311,05	81,86	55,08	693,00
Довжина берегової (урізної) лінії, $L_{\text{уріз}}$, км	Східний	12,5	19,0	13,2	15,8	60,5
	Південний	2,7	—	—	—	2,7
	Західний	13,6	13,8	11,4	26,2	65,0
	Всього	28,8	32,8	24,6	42,0	128,2

Примітки:

¹ – з врахуванням ділянки с.Софіївка – гирло р.Тилігул (с. Сахарове) [15];

² – з врахуванням ділянки с.Софіївка – дамба між с.Косівка та с.Мар'янівка;

³ – з врахуванням середньої довжини пересипу (3,3 км) між лиманом і морем;

⁴ – з врахуванням поглиблення штучного походження (можливо, місця вибуху бомби).

Таблиця 12.3 – Площі водної поверхні водойм, які гідравлічно пов’язані з різними частинами Тилігульського лиману, та об’єктів, що відділяють ці водойми від нього [148]

Позначення ¹		Площа водойми, млн. м ²	Наявність коси та пересипу	Площа коси або пересипу, млн. м ²	Частина лиману
1	$F_{\text{верх.Т.л.}}$	8,63	Немає	–	IV
2	$F_{\text{верх.Б.л.}}$	0,70	Немає	–	IV
3	$F_{\text{Прог.зат.-оз.}}$	0,67	Коса, пересип	0,26	IV
4	$F_{\text{Цар.лим.}}$	1,47	Царегська коса	0,16	III
5	$F_{\text{Шир.оз.}}$	0,02	Пересип	0,04	III
6	$F_{\text{Корд.оз.}}$	0,02	Пересип	0,04	III
7	$F_{\text{Мар.оз.}}$	0,03	Пересип	0,05	II
8	$F_{\text{Кеф.лим.}}$	0,02	Пересип	0,01	II
9	$F_{\text{Анат.оз.}}$	0,06	Пересип	0,08	II
10	$F_{\text{Хут.лим.}}$	0,19	Хуторська коса	0,03	II
11	$F_{\text{Ран.оз.}}$	0,05	Пересип	0,03	II
12	$F_{\text{Чаб.лим.}}$	0,03	Пересип	0,01	II
13	$F_{\text{Чіл.оз.}}$	0,10	Пересип	0,15	I
14	$F_{\text{Черв.оз.}}$	0,16	Пересип	0,11	I
15	$F_{\text{Люб.оз.}}$	0,02	Пересип	0,04	I
16	$F_{\text{Кам.лим.}}$	0,60	Пересип	0,07	I
17	$F_{\text{Бес.лим.}}$	0,02	Пересип	0,01	I
18	$F_{\text{Лен.лим.}}$	0,01	Пересип	0,01	I

Примітка: ¹ – номери водойм згідно з рис. 12.2, назви водойм приведені в поясненнях до формул (12.2) – (12.5).

Наприклад, при відмітках, близьких до мінус 0,40 мБС, на східному березі Тилігульського лиману через канал-гирло (ширина – 10-15 м, глибина $\approx 0,5-1,0$ м) наповнюється гирлова ділянка р.Царега – Царезький лиман (на північно-західній межі с.Ташине). Незначні глибини (до 0,5 м) та в’язкі мулисто-піщані донні відклади цієї водойми не дозволили під час батиметричних зйомок Тилігульського лиману виконати проміри глибин або нівелювання поверхні дна Царезького лиману, відділеного від акваторії Тилігульського лиману піщаним пересипом-косою (ширина 100-250 м) з відмітками поверхні \approx мінус 0,4-0,0 мБС. За даними візуальних натурних спостережень і фотографічних матеріалів також встановлено, що Царезький лиман має майже горизонтальне дно на 0,05-0,50 м нижче відмітки мінус 0,40 мБС. З урахуванням цього прийнято, що при наповненні цієї водойми через з’єднувальний канал-гирло водами Тилігульського лиману – з півдня

або водами р.Царега – з півночі, коритоподібне дно лиману при рівні води мінус 0,40 мБС буде майже повністю вкрите водою. Також встановлено, що при відмітках поверхні води вище мінус 0,40 мБС площа водної поверхні Царезького лиману майже не буде змінюватися та дорівнюватиме $F_{\text{Цар.лим.}} = 1,47$ млн. м². Тому об'єм води лиману $W_{\text{Цар.лим.}}$, млн. м³, при рівнях води, вищих за мінус 0,40 мБС, може бути визначений як добуток $F_{\text{Цар.лим.}}$ і величини перевищення рівнем води цієї відмітки. Аналогічні оцінки (табл. 12.3) отримані для всіх 18 водойм, що знаходяться у верхів'ях та вздовж східного та західного берегів лиману (рис. 12.2).

Уточнені об'єми води та площі водної поверхні Тилігульського лиману та різних його частин при відмітках рівня води, вищих за мінус 0,40 мБС [159], визначалися як сума об'ємів і площ при $Z = 0$ м (рис. 12.3-12.7) та об'ємів і площ водойм (за виключенням водойм пересипу), які гідравлічно пов'язані з різними частинами лиману (табл. 12.3). Зокрема, площа I частини лиману F_I (млн. м²):

$$F_I = F_{I,\text{кр.}} + F_{\text{Чіл.оз.}} + F_{\text{Черв.оз.}} + F_{\text{Люб.оз.}} + F_{\text{Кам.лим.}} + F_{\text{Бес.лим.}} + F_{\text{Лен.лим.}}, \quad (12.2)$$

де $F_{I,\text{кр.}}$ – площа водної поверхні I частини лиману при рівні води мінус 0,4 мБС ($Z = 0$ м), млн. м², (рис. 12.3);

$F_{\text{Чіл.оз.}}$, $F_{\text{Черв.оз.}}$, $F_{\text{Люб.оз.}}$, $F_{\text{Кам.лим.}}$, $F_{\text{Бес.лим.}}$, $F_{\text{Лен.лим.}}$ – відповідно площі водних поверхонь Чілового озера, Червоноукраїнських озер, Любопільського озера, Кам'янистого лиману, водойм гирлових ділянок балок без назв, для яких прийняті назви «Бессарабський лиман» та «Ленінський лиман», які гідравлічно пов'язані з I частиною Тилігульського лиману (за виключенням водойм пересипу) та є невід'ємними елементами її водної акваторії (табл. 12.3), млн. м².

Площа II-ї частини лиману, F_{II} (млн. м²) при рівнях води вищих за відмітку мінус 0,4 мБС:

$$F_{II} = F_{II,\text{кр.}} + F_{\text{Мар.оз.}} + F_{\text{Кеф.лим.}} + F_{\text{Анат.оз.}} + F_{\text{Хут.лим.}} + F_{\text{Ран.оз.}} + F_{\text{Чаб.лим.}}, \quad (12.3)$$

де $F_{II,\text{кр.}}$ – площа водної поверхні II частини лиману при $Z = 0$ м, млн. м², (рис. 12.4);

$F_{\text{Мар.оз.}}$, $F_{\text{Кеф.лим.}}$, $F_{\text{Анат.оз.}}$, $F_{\text{Хут.лим.}}$, $F_{\text{Ран.оз.}}$, $F_{\text{Чаб.лим.}}$ – відповідно площі водних поверхонь Мар'янівського озера, гирлової ділянки балки без назви, утвореної злиттям балок Кефалевої та Отаманської, для якої прийнята назва «Кефалевий лиман», Анатолівського озера, Хуторського лиману, Ранжевого озера, гирлової ділянки балки Чабан'я, для якої прийнята назва «Чабанський лиман» (табл. 12.3), млн. м².

Площа III частини лиману F_{III} (млн. м²) при рівнях води вищих за відмітку мінус 0,4 мБС:

$$F_{III} = F_{III,кр.} + F_{Цар.лим.} + F_{Шир.оз.} + F_{Корд.оз.}, \quad (12.4)$$

де $F_{III,кр.}$ – площа водної поверхні III частини лиману при рівні води мінус 0,4 мБС ($Z = 0$ м), млн. м², (рис. 12.5);

$F_{Цар.лим.}$, $F_{Шир.оз.}$, $F_{Корд.оз.}$ – відповідно площі водних поверхонь Царезького лиману та гирлової ділянки річки Царега, Широкінського озера, Кордонського озера (табл. 12.3), млн. м².

Площа IV-ї частини лиману F_{IV} при рівнях води вищих за відмітку мінус 0,4 мБС:

$$F_{IV} = F_{IV,кр.} + F_{верх.Т.л.} + F_{верх.Б.л.} + F_{Прог.зат.-оз.}, \quad (12.5)$$

де $F_{IV,кр.}$ – площа водної поверхні IV-ї частини лиману при $Z = 0$ м, млн. м², (рис. 12.6);

$F_{верх.Т.л.}$, $F_{верх.Б.л.}$, $F_{Прог.зат.-оз.}$ – відповідно площі водних поверхонь плавневої ділянки р. Тилігул та верхів'я Тилігульського лиману, плавневої ділянки р. Балай та верхів'я Балайського лиману, Прогресівської затоки-озера (табл. 12.3), млн. м².

Площа водної поверхні всього лиману F , млн. м², при рівнях води, вищих за відмітку мінус 0,4 мБС, визначається як сума площ окремих його частин.

З використанням уточнених значень F_i площ водних поверхонь чотирьох частин Тилігульського лиману та з урахуванням того, що при рівнях води, вищих за відмітку мінус 0,40 мБС, ці площі майже не змінюються, об'єми води W_i (млн. м³) відповідних частин обчислюються за рівнянням

$$W_i = W_{i,кр.} + F_i (\zeta_i + 0,40), \quad (12.6)$$

де ζ_i – відмітка поверхні води i -ї частини лиману, мБС;

$W_{i,кр.}$ – об'єм води i -ї частини лиману при рівні води мінус 0,4 мБС ($Z = 0$ м);

F_i – площа водної поверхні i -ї частини лиману, визначена за рівняннями (12.2)-(12.5), млн. м².

Об'єм води (наповнення) всього лиману W_T , млн. м³, при рівнях води вищих за відмітку мінус 0,4 мБС, визначається як

$$W_T = \sum_{i=I}^{IV} W_i, \quad (12.7)$$

де W_i – об'єми кожної з чотирьох частин лиману, визначені за формулою (12.6).

За даними батиметричних зйомок також були побудовані профілі дна проток (рис. 12.8-12.10) між різними частинами лиману, а саме: Калинівської протоки – між IV та III частинами; Кордонської протоки – між III та II частинами; Чілової протоки – між II та I частинами.

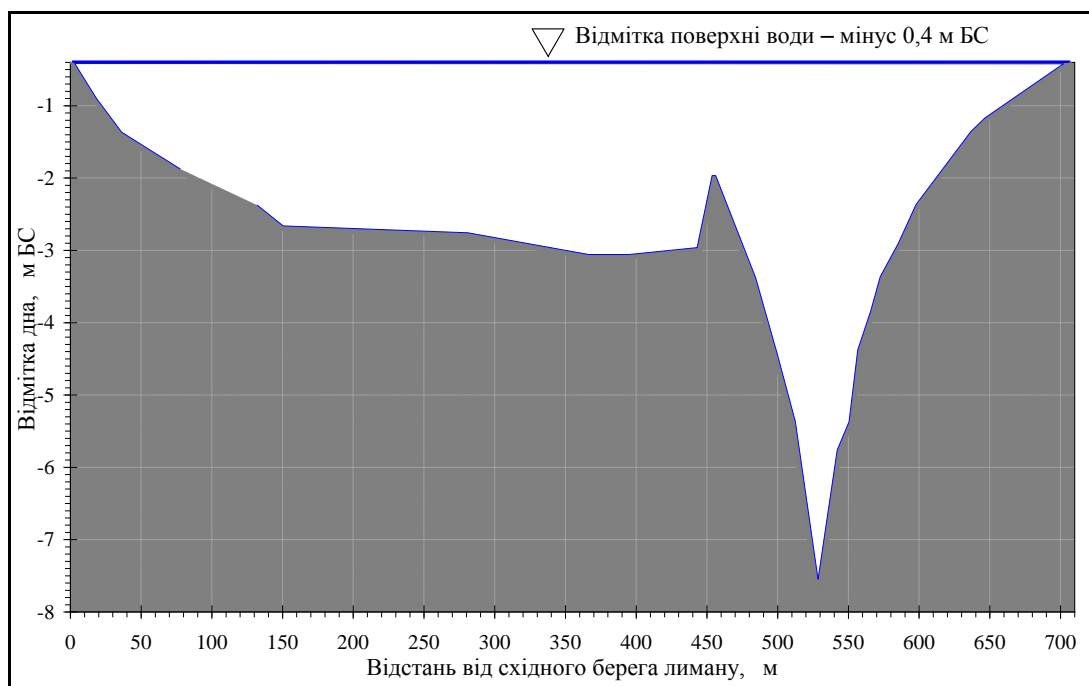


Рисунок 12.8 – Поперечний профіль дна Калинівської протоки [148]

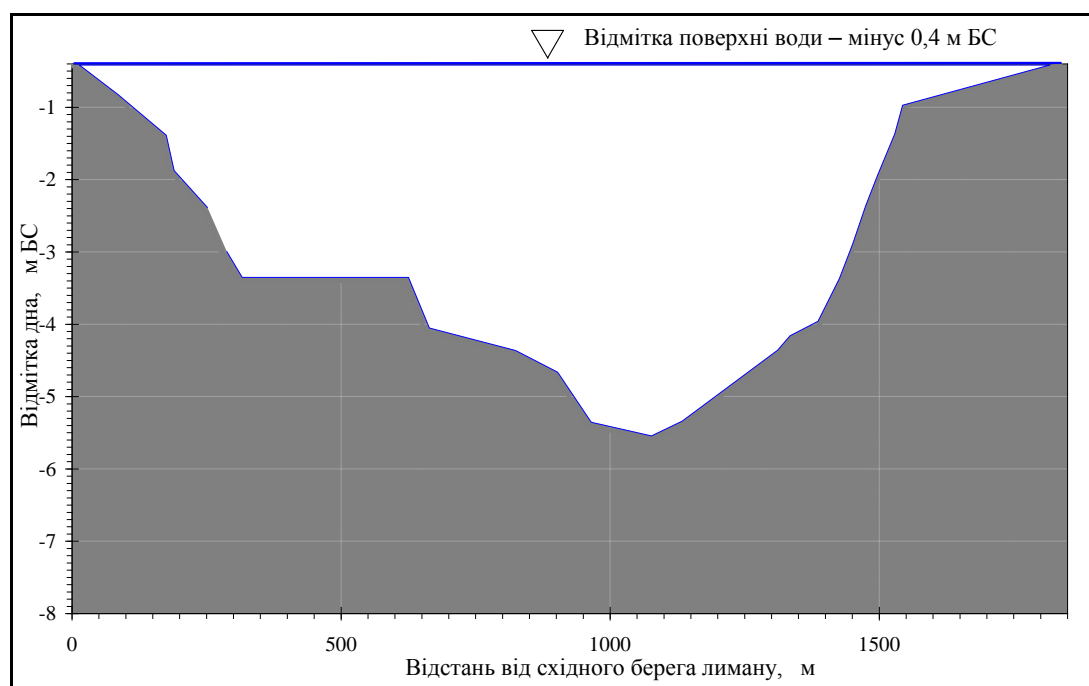


Рисунок 12.9 – Поперечний профіль дна Кордонської протоки [148]

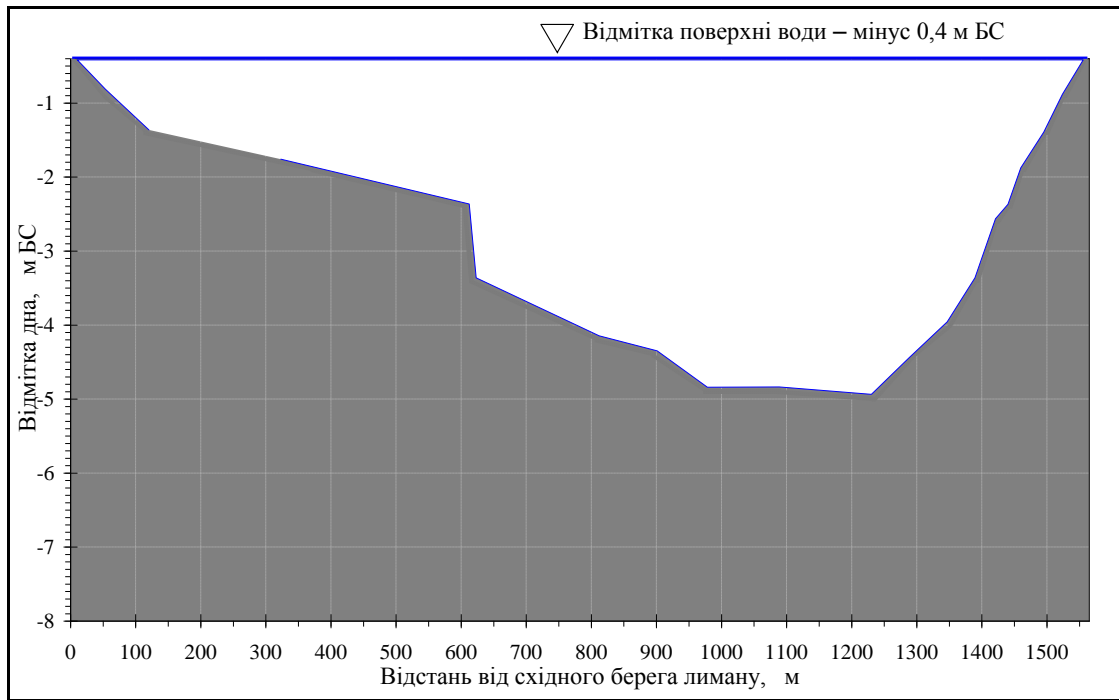


Рисунок 12.10 – Поперечний профіль дна Чілової протоки [148]

Встановлено, що максимальна глибина Чілової протоки (рис. 12.10) при відмітці води в лимані мінус 0,4 мБС становить лише 5,0 м, хоча середні глибини I та II частин лиману, які вона з'єднує, відповідно дорівнюють 7,1 та 7,9 м, а найбільші – 22,2 та 16,4 м (табл. 12.2). Ця особливість пояснюється тим, що Чілова протока знаходиться в створі Чілової коси на східному березі лиману, формування якої почалося ще в XIX ст. (рис. 12.11) та імовірно завершиться суцільним пересипом між I та II частинами лиману. Таке припущення частково підтверджується даними батиметричної карти цієї ділянки лиману за 2004 р., де максимальні глибини Чілової протоки становлять більше 10 м [158].

Максимальна глибина Калинівської протоки (рис. 12.8) при рівні води мінус 0,4 мБС становить 7,4 м, утворюючи «яму», оскільки середні глибини III та IV частин лиману, які вона з'єднує, дорівнюють 3,4 та 1,8 м, а найбільші – 5,3 та 3,7 м (табл. 12.2). Одним з варіантів виникнення цієї «ями» (за даними опитувань мешканців с. Калинівка) є вибух бомби в місці дамби (або пересипу) через Калинівську протоку під час II Світової війни. На користь цієї версії свідчать топографічна карта за 1869 р. [160] (рис. 12.12) та дані німецьких військових карт періоду війни [161], на яких Калинівської протоки не було, а в місці між с.Прогресівка та с.Калинівка була дамба з автомобільною дорогою, що відокремлювала IV частину Тилігульського лиману від іншої акваторії водойми.

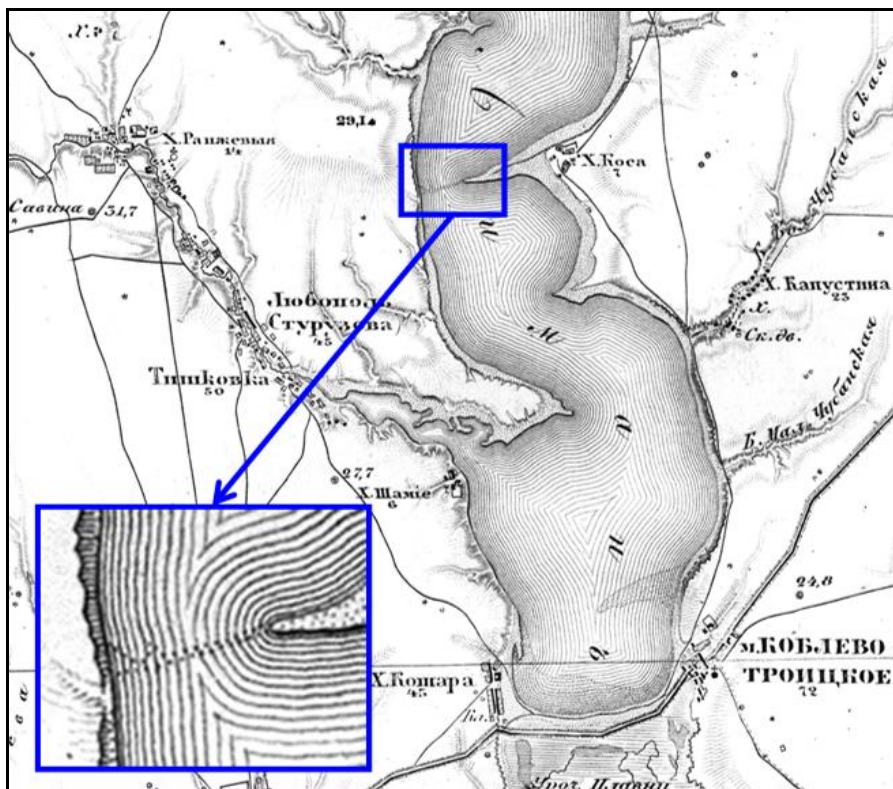


Рисунок 12.11 – Фрагмент карти ділянки Тилігульського лиману за 1869 р. [160] з Чіловою косою, протокою та підводною грядою (збільшений фрагмент)

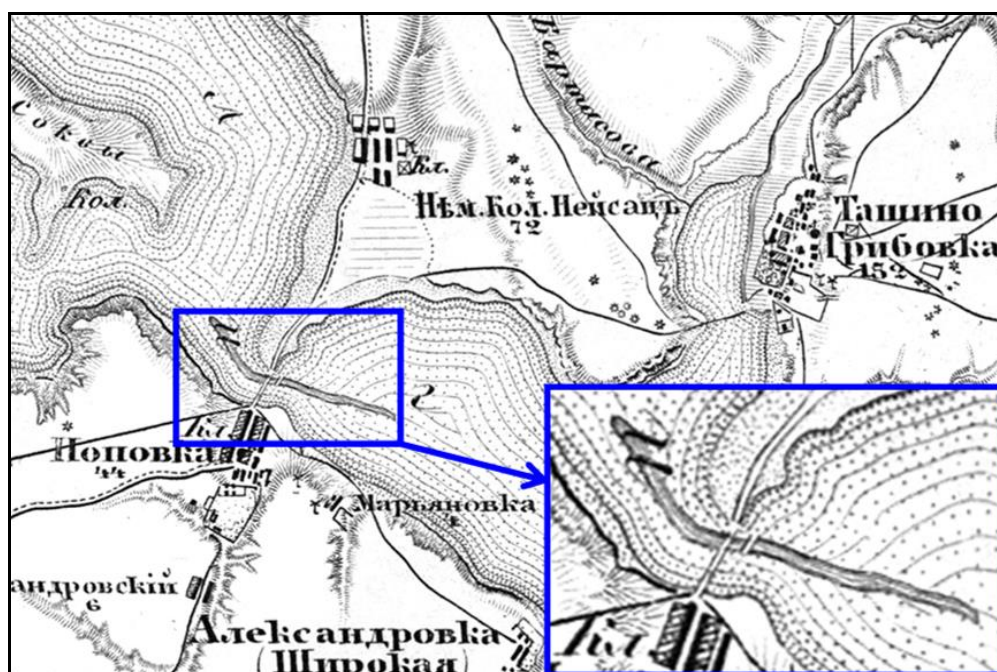


Рисунок 12.12 – Фрагмент карти верхів'я Тилігульського лиману за 1869 р. [160] з пересипом або дамбою в районі с. Калинівка (збільшений фрагмент)

Характерною рисою рельєфу дна лиману є наявність підводних гряд і западин (русел) вздовж берегових ліній водойми, особливо в частинах I, II лиману [147, 148]. Наприклад, на поперечному перерізі лиману в створі, спрямованому на найглибше місце водойми (рис. 12.13), видно, що на східному схилі ложа лиману налічується аж чотири гряди висотою від 1 до 8 м, які чергуються із западинами дна (до 22,2 м). Останні можливо є залишками русел древньої дельти р. Тилігул або результатом процесів формування рельєфу дна лиману в останні десятиріччя.

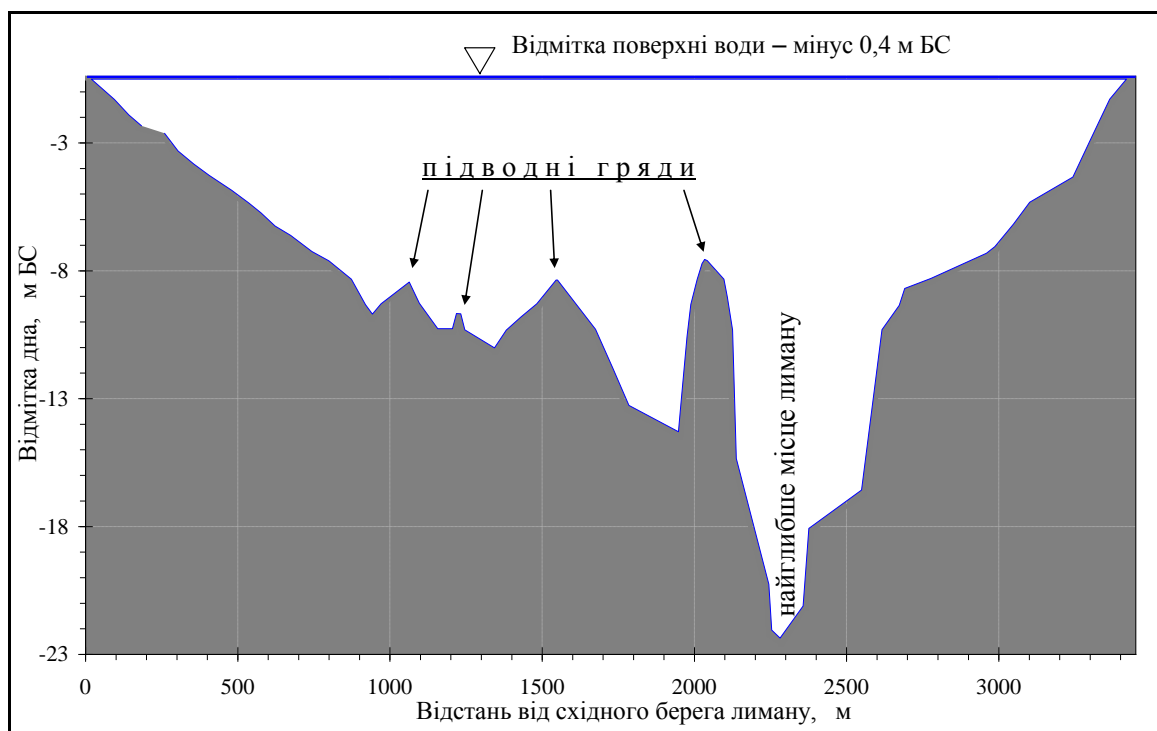


Рисунок 12.13 – Поперечний профіль дна Тилігульського лиману в створі від гирла балки на східному березі лиману (західніше с. Бессарабка) через найглибше місце лиману (22,2 м) до його західного берега (550 м на північний захід від надводного піка Любопільської коси) [148]

12.2 Характеристика з'єднувального каналу «лиман-море»

На фрагментах карт за 1791-1792 рр. (рис. 12.14а) [162] та 1793-1796 рр. (рис. 12.14.б) [163] показано, що Тилігульський лиман («*Лиманъ Делигюльской*») в кінці XVIII ст. вільно з'єднувався з Чорним морем. Вільне з'єднання лиману з морем було до 1843 р., але вже у 1865 р. лиман був відокремлений від моря суцільним пересипом [155].

В багатоводні роки та під час штормів пересип прорізувався вимоїнами, через які відбувався водообмін лиману з морем [155].

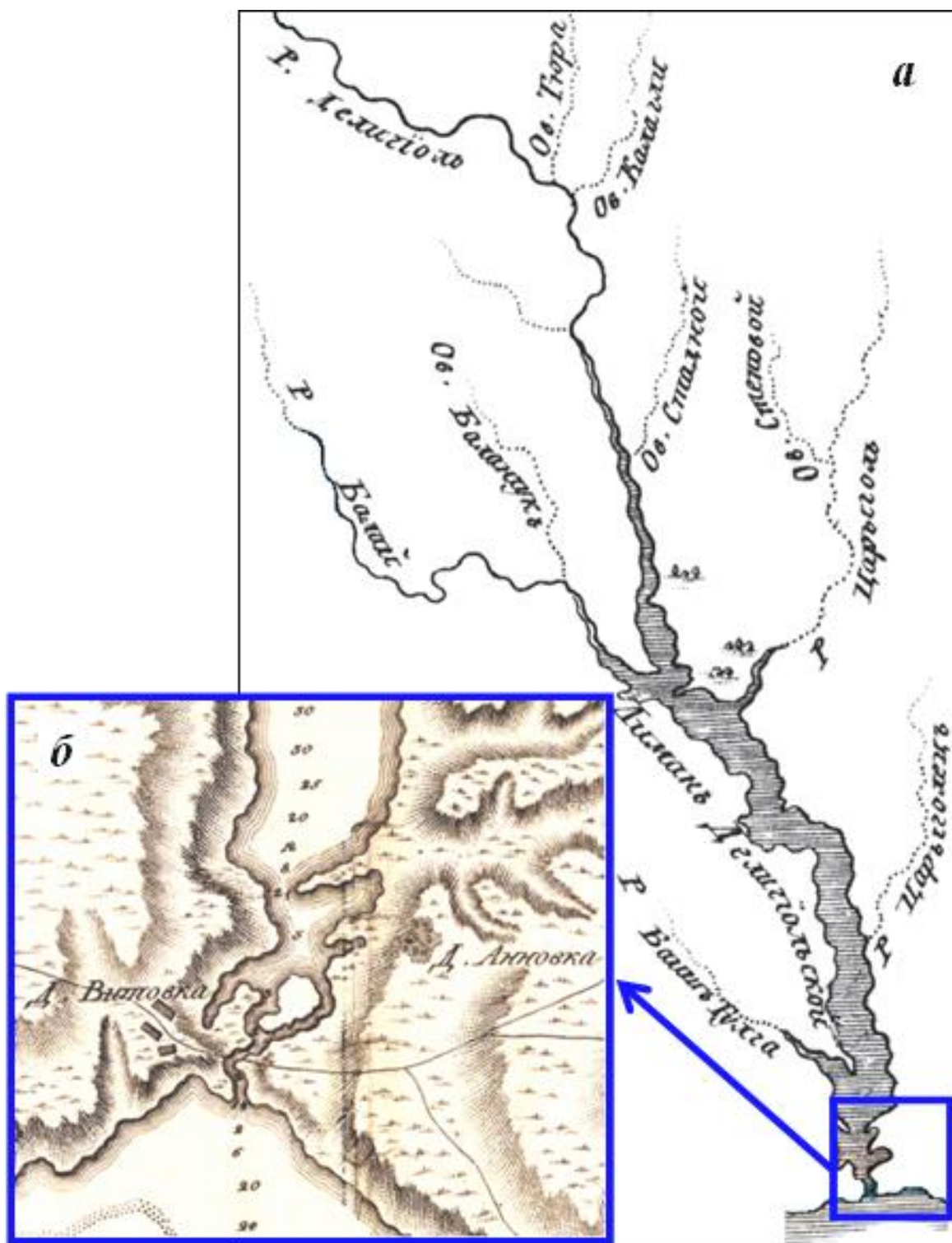


Рисунок 12.14 – Фрагменти гідрографічних карт басейну Тилігульського лиману за 1791-1792 рр. (а) [162] та пересипу між лиманом і Чорним морем за 1793-1796 рр. (б) [163]. Арабські цифри (зверху до низу), на фрагменті б: 30, 30, 25, 20, 12, 8, 21, 3, 3, 2, 2, 1½, 2, 6, 20, 24 – глибина в футах

У липні 1958 р. для поліпшення водообміну на пересипі був проритий штучний з'єднувальний канал [159] (рис. 12.15) довжиною до 4 км, шириною

30 м та глибиною 3 м [155], на якому було встановлено залізобетонний шлюз [32, 151, 155].

Офіційних даних про режим функціонування або експлуатації каналу (наприклад, періоди, коли шлюз був відкритий; напрямки і швидкості течії, витрати, рівні та солоність води; морфометричні характеристики каналу при різних відмітках рівня води тощо) немає.

Загальні відомості про функціонування каналу опубліковані лише в деяких наукових виданнях [32, 33, 155, 156]. Наприклад, за даними [32] встановлено, що в період 1959-1967 рр. з'єднувальний канал функціонував у весняні й осінні місяці, тому щорічно через цей канал в Тилігульський лиман надходило приблизно 160 млн. м³ морських вод, з яких: 35-80 млн. м³ – восени, 80-125 млн. м³ – навесні.

В 1968 р. канал не функціонував, а навесні 1969 р. – в період водопілля, вода з лиману через цей канал *«була скинута»* в море [32]. Однак, за даними В.М. Тімченка [33, 156] *«найбільш вірогідні значення»* щорічних об'ємів припливу морських вод до лиману дорівнюють лише 14,0 млн. м³. Необхідно також зазначити, що дані про основні морфометричні характеристики каналу (довжину, ширину, глибину), які опубліковані в [155], не прив'язані до певної відмітки рівня води, тому потребують додаткової оцінки.

Наприклад, довжина каналу (від моря до південної межі лиману), виміряна на картах за 1987 р. [146, 151], в атласах за 2004 і 2008 рр. [158, 164] та з використанням супутникових знімків за 1995 р. [165] і 2008-2013 рр. [152, 153], становить 3,3 км. Довжину 4,0 км [155] канал буде мати лише в тому випадку, коли відмітки рівнів води в південній (І-й) частині Тилігульського лиману становлять мінус 1,0-1,5 мБС [158, 164], тобто тим рівням, які спостерігалися в лимані в січні-червні 1958 р. (до запуску морських вод) [159]. У зв'язку з тим, що на топографічних картах [148, 151] і в атласах [158, 164] інформація про глибину каналу відсутня, для встановлення значень рівнів води в лимані, при яких глибина каналу в 70-х рр. ХХ ст. дорівнювала 3 м [155], були виконані додаткові дослідження, результати яких наведені нижче.

Якщо допустити, що глибина 3,0 м є максимальною глибиною каналу при середньому багаторічному рівні води мінус 0,4 мБС (в 50-60-х рр. ХХ ст.), а русло каналу мало гідравлічно-вигідний трапецеїдальний профіль поперечного перерізу шириною 30 м по поверхні води та 24 м по дну, то площа перерізу каналу дорівнюватиме 81 м². При довжині каналу 3300 м, об'єм його русла на початку експлуатації (в липні 1958 р.) при відмітці рівня води мінус 0,4 мБС, дорівнював 0,267 млн. м³.



Рисунок 12.15 – Фотознімок пересипу між Тилігульським лиманом і Чорним морем [166]

За період з 1970 по 2002 рр. відомості про морфометричні характеристики з'єднувального каналу відсутні. У 2005 р. були опубліковані дані про площі поперечного перерізу та середні глибини каналу при різних відмітках рівня води у 2003-2004 рр. [157]. На основі цих даних визначені зв'язки основних морфометричних характеристик каналу в створі автомобільного моста з рівнями води в каналі з боку лиману [154]

$$w_{\text{кан}} = 23,61 \zeta_{\text{кан}} + 37,96, \quad (12.8)$$

$$h_{\text{кан}} = 0,59 \zeta_{\text{кан}} + 1,52, \quad (12.9)$$

$$B_{\text{кан}} = 6,65 \cdot \zeta_{\text{кан}} + 24,77, \quad (12.10)$$

де $\zeta_{\text{кан}}$ – відмітки рівнів води в каналі з сторони лиману, від плюс 0,08 до мінус 2,58 мБС;

$w_{\text{кан}}$ – площа водного перерізу каналу з боку лиману, м²;

$h_{\text{кан}}$ – середня глибина в каналі з боку лиману, м;

$B_{\text{кан}}$ – ширина каналу по поверхні води з боку лиману, м.

За рівнянням (12.8) визначено, що при відмітці рівня води мінус 0,4 мБС, площа поперечного перерізу каналу дорівнюватиме 28,52 м². Отже, при довжині каналу 3300 м, об'єм русла каналу в кінці 2003 р. дорівнював 0,094 млн. м³. Таким чином, встановлено, що за 45 років функціонування каналу (1958-2003 рр.) об'єм русла при $\zeta_{\text{кан}} = -0,4$ мБС зменшився на 0,173 млн. м³, що пов'язано з осадженням на дно русла каналу завислих речовин (пісок, намул).

З карти 1982 р. масштабу 1:100000 (лист L-36-051 [149]) витікає, що на той час шлюзу на каналі з боку моря вже не було. В середньому за період з 1958 по 2003 рр. основні морфометричні характеристики каналу щорічно зменшувались: площа поперечного перерізу – на $\approx 1,67$ м²; середня глибина – на $\approx 0,03$ м; ширина – на $\approx 0,18$ м. Ця інформація була використана для визначення об'ємів припливу-стоку вод через з'єднувальний канал при моделюванні водно-сольового балансу Тилігульського лиману.

З червня 2001 р. епізодичні спостереження за режимом функціонування з'єднувального каналу між Тилігульським лиманом і Чорним морем здійснюються науковцями ОФ ІБПМ НАН України та ОДЕКУ МОН України [154, 157]. Додатково для визначення стану з'єднання каналу з морем використовувались супутникові знімки [152, 165] та програма Google Earth [153].

Всього за період з червня 2001 р. по вересень 2012 р. здійснено більш ніж 50 спостережень за станом з'єднання каналу з морем, рівнями води в

каналі з боку лиману на водомірному посту під мостом автомобільного шляху «Одеса-Миколаїв», основними морфометричними характеристиками каналу (площами поперечного перерізу, глибиною та шириною), напрямком і швидкістю течії в каналі, витратами води, умовами водообміну каналу з водоймами пересипу, солоністю води. Майже половина цих спостережень виконана в той час, коли канал з'єднувався з морем (переважно з квітня по червень). З них лише в п'ятій частині вимірювань були випадки, коли вода рухалась з лиману в море.

13 ВОДНО-СОЛЬОВИЙ БАЛАНС ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

У дискретному вигляді рівняння моделі водно-сольового балансу Тилігульського лиману можуть бути записані таким чином:

- водного балансу:

$$W_{T,j} = W_{T,j-1} + (W_{P,j} + W_{r,j} - W_{E,j} \pm W_{кан,j}) \Delta t; \quad (13.1)$$

та

- балансу маси солей:

$$C_{T,j} = C_{T,j-1} + (W_{P,j}S_{P,j} + W_{r,j}S_{r,j} \pm W_{кан,j}S_{кан,j}) \Delta t \quad (13.2)$$

де Δt – розрахунковий крок моделі у часі, який брався рівним 1 місяцю;

$W_{T,j-1}$ – об'єм води в лимані наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця $(j-1)$, млн. м³;

$W_{T,j}$ – об'єм води в лимані наприкінці місяця (j) , який розраховується, млн. м³;

$W_{P,j}$ – об'єм атмосферних опадів, що випали на водну поверхню лиману за розрахунковий період (місяць (j)), млн. м³;

$W_{r,j}$ – об'єм припливу води (поверхневого, схилового, підземного стоку) з водозбірної басейну до лиману за місяць (j) , млн. м³;

$W_{E,j}$ – об'єм води, що випарився з водної поверхні лиману за місяць (j) , млн. м³;

$W_{кан,j}$ – об'єм припливу-стоку води через канал «лиман-море» за місяць (j) , млн. м³;

$C_{T,j-1} = W_{T,j-1}S_{T,j-1}$ – маса солей в лимані наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця $(j-1)$, тис. т;

$C_{T,j} = W_{T,j}S_{T,j}$ – маса солей в лимані наприкінці місяця (j) , за який виконується розрахунок, тис. т;

$S_{T,j-1}$ – мінералізація води в лимані наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця $(j-1)$, г/дм³;

$S_{T,j}$ – мінералізація води в лимані наприкінці місяця (j) , який розраховується, г/дм³;

$S_{P,j}$ – середня мінералізація атмосферних опадів, що випали на водну поверхню лиману за розрахунковий період (місяць (j)), г/дм³;

$S_{r,j}$ – середня мінералізація припливних вод (поверхневих, схилових, підземних), що надійшли до лиману з його водозбірної басейну за місяць (j) , г/дм³;

$S_{кан,j}$ – мінералізація води, що надходить або витікає через канал «лимани-море» за місяць (j) , г/дм³. Якщо вода у розрахунковий місяць (j) витікає із лиману в море, то береться $S_{кан,j} = S_{T,j-1}$. У разі надходження морської води до лиману $S_{кан,j} = S_{м,j}$, де $S_{м,j}$ – мінералізація (солоність) морської води.

На кожному розрахунковому кроці за часом визначається об'єм води в лимані наприкінці розрахункового місяця (j) $W_{T,j} = W_{T,j-1} + \Delta W_T$. Надалі, із застосуванням функціональних залежностей $Z_{T,j} = f(W_{T,j})$, $F_{T,j} = f(Z_{T,j})$ (рис. 12.7) та рівнянь (12.1)-(12.7) визначаються площа водної поверхні $F_{T,j}$ і відмітка рівня води у лимані $\zeta_{T,j}$ (м БС) наприкінці місяця (j) . Мінералізація води в лимані наприкінці місяця (j) розраховується таким чином

$$S_{T,j} = \frac{C_{T,j}}{W_{T,j}} \quad (13.3)$$

13.1 Розрахунок водно-сольових балансів різних частин лиману

З урахуванням поділу Тилігульського лиману на чотири частини (див. розділ 12), які розрізняються за морфометричними характеристиками [147, 148], моделювання водно-сольового балансу виконувалося окремо для кожної з них.

Рівняння водно-сольового балансу I частини Тилігульського лиману, з детермінованим у часі розрахунковим кроком в 1 місяць, записуються таким чином:

$$W_{j,I} = W_{j-1,I} + W_{P,j,I} + W_{r,j,I} - W_{E,j,I} \pm W_{кан,j} \pm W_{j,I-II}, \quad (13.4)$$

$$W_{j,I} S_{j,I} = W_{j-1,I} S_{j-1,I} + W_{P,j,I} S_{P,j,I} + W_{r,j,I} S_{r,j,I} \pm W_{кан,j} S_{кан,j} \pm \pm W_{j,I-II} S_{j-1,I-II}, \quad (13.5)$$

де I — індекс I означає приналежність до першої частини лиману;

$W_{j,I-II}$ — об'єм водообміну між I та II частинами лиману за розрахунковий період (j), млн. м³ (додатні значення $W_{j,I-II}$ відповідають надходженню вод з II частини лиману до I, від'ємні значення — витоку вод з I частини до II);

$S_{j-I,I-II}$ — мінералізація води наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця ($j-1$) в I частині лиману, якщо вода витікає з неї до II частини, $S_{j-I,I-II} = S_{j-I,I}$ або в II частині лиману, якщо вода надходить з неї до I частини, $S_{j-I,I-II} = S_{j-I,II}$, г/дм³.

Інші складові рівнянь (13.4), (13.5) мають той же зміст, що і в рівняннях (13.1), (13.2), але відносяться до I частини лиману.

Рівняння водно-сольового балансу II частини лиману враховують водо-та солеобмін з суміжними I та III частинами:

$$W_{j,II} = W_{j-I,II} + W_{P,j,II} + W_{r,j,II} - W_{E,j,II} \pm W_{j,II-III} \pm W_{j,II-I}, \quad (13.6)$$

$$W_{j,II} S_{j,II} = W_{j-I,II} S_{j-I,II} + W_{P,j,II} S_{P,j,II} + W_{r,j,II} S_{r,j,II} \pm \pm W_{j,II-III} S_{j,II-III} \pm W_{j,II-I} S_{j-I,II-I}, \quad (13.7)$$

де II — індекс другої частини лиману;

$W_{j,II-I}$ — об'єм водообміну між I та II частинами лиману за розрахунковий місяць (j), млн. м³, $W_{j,II-I} = -W_{j,I-II}$;

$W_{j,II-III}$ — об'єм водообміну між II та III частинами лиману за розрахунковий період (j), млн. м³, (додатні значення $W_{j,II-III}$ відповідають надходженню вод з III частини лиману до II, від'ємні значення — витоку вод з II частини до III);

$S_{j-I,II-I}$ — мінералізація води наприкінці попереднього місяця ($j-1$) в II частині лиману, якщо вода витікає з неї до I частини, $S_{j-I,II-I} = S_{j-I,II}$ або в I частині лиману, якщо вода надходить з неї до II частини, $S_{j-I,II-I} = S_{j-I,I}$, г/дм³.

$S_{j-I,II-III}$ — мінералізація води наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця ($j-1$) в II частині лиману, якщо вода витікає з неї до III частини, $S_{j-I,II-III} = S_{j-I,II}$ або в III частині лиману, якщо вода надходить з неї до II частини, $S_{j-I,II-III} = S_{j-I,III}$, г/дм³.

Відповідно до (13.4)-(13.7) записуються рівняння водно-сольового балансу для III та IV частин лиману:

$$W_{j,III} = W_{j-I,III} + W_{P,j,III} + W_{r,j,III} - W_{E,j,III} \pm W_{j,III-II} \pm W_{j,III-IV}, \quad (13.8)$$

$$W_{j,III} S_{j,III} = W_{j-I,III} S_{j-I,III} + W_{P,j,III} S_{P,j,III} + W_{r,j,III} S_{r,j,III} \pm \pm W_{j,III-II} S_{j,III-II} \pm W_{j,III-IV} S_{j-I,III-IV}, \quad (13.9)$$

$$W_{j,IV} = W_{j-I,IV} + W_{P,j,IV} + W_{r,j,IV} - W_{E,j,IV} \pm W_{j,IV-III}, \quad (13.10)$$

$$W_{j,IV} S_{j,IV} = W_{j-I,IV} S_{j-I,IV} + W_{P,j,IV} S_{P,j,IV} + W_{r,j,IV} S_{r,j,IV} \pm, \pm W_{j,IV-III} S_{j-I,IV-III}. \quad (13.11)$$

Складові рівнянь (13.4)-(13.11), які враховують водообмін між різними частинами лиману та солоність вод, що беруть участь у цьому водообміні, оцінювались в два етапи за такою схемою.

На першому етапі:

1. За алгоритмом, викладеним на початку розділу, обчислювався загальний об'єм $W_{T,j}$ води, млн. м³, та загальна для всіх частин відмітка рівня води у лимані $\zeta_{T,j}$, мБС, наприкінці розрахункового місяця (j).

2. Із застосуванням функціональних залежностей $W_{i,j} = f(Z_{T,j})$ (рис. 12.3-12.6) та рівнянь (12.2) - (12.6) визначалися об'єми води в кожній з чотирьох частин лиману $W_{i,j}$ (де $i = I, II, III, IV$), млн. м³, при середній для всього лиману відмітці рівня води $\zeta_{T,j}$, мБС.

3. З використанням рівнянь (13.4), (13.6), (13.8), (13.10), але без врахування водообміну між різними частинами Тилігульського лиману ($W_{j,I-II} = W_{j,II-I} = W_{j,II-III} = W_{j,III-II} = W_{j,III-IV} = W_{j,IV-III} = 0$), обчислювалися нові об'єми води $W'_{j,i}$ в кожній з частин лиману. Тобто водні баланси i -х частин лиману розраховувалися як для замкнених водойм.

4. Для кожної i -ї частини лиману визначався загальний об'єм водообміну $\Delta W'_{j,i} = W_{j,i} - W'_{j,i}$, млн. м³, з суміжними частинами лиману та морем. Додатні значення $\Delta W'_{j,i}$ відповідали надходженню вод до i -ї частини лиману з суміжних частин або з моря (для I частини), а від'ємні значення – витоку вод з i -ї частини до суміжних або через з'єднувальний канал в море (для I частини). Об'єми водообміну окремих частин лиману з кожною із суміжних частин та з морем (для I частини), коли канал «лимани-море» був відкритий, а також солоність вод, що брали участь у цьому водообміні, визначалися в послідовності показаній в табл. 13.1.

Таблиця 13.1 – Послідовність визначення об'ємів водообміну окремих частин лиману з кожною із суміжних частин лиману та з Чорним морем (для I частини) та значень солоності вод, що беруть участь у водообміні

Розрахункові умови	Формули для визначення об'ємів водообміну між суміжними частинами	Пояснення до формул та значень солоності вод	Напрямок водообміну між частинами лиману
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>
для IV частини лиману			
якщо $\Delta W'_{j, IV} > 0$, то	$W_{j, IV-III} = \Delta W'_{j, IV}$	вода надходить із III до IV частини з солоністю $S_{j-1, IV-III} = S_{j-1, III}$	IV ч. \leftarrow III ч.
якщо $\Delta W'_{j, IV} < 0$, то	$W_{j, IV-III} = \Delta W'_{j, IV}$	вода витікає із IV до III частини з солоністю $S_{j-1, IV-III} = S_{j-1, IV}$	IV ч. \rightarrow III ч.
якщо $\Delta W'_{j, IV} = 0$, то	$W_{j, IV-III} = 0$	водообмін між IV та III частинами відсутній	IV ч. \leftrightarrow III ч.
для III частини лиману			
якщо $\Delta W'_{j, III} > 0$ та $\Delta W'_{j, IV} > 0$, то	$W_{j, III-IV} = -\Delta W'_{j, IV}$, $W_{j, III-II} = \Delta W'_{j, III} + \Delta W'_{j, IV}$	вода надходить із II до III частини з солоністю $S_{j-1, III-II} = S_{j-1, II}$, а далі витікає до IV частини з солоністю $S_{j-1, III-IV} = S_{j-1, III}$	IV ч. \leftarrow III ч. \leftarrow II ч.
якщо $\Delta W'_{j, III} > 0$ та $\Delta W'_{j, IV} = 0$, то	$W_{j, III-IV} = 0$, $W_{j, III-II} = \Delta W'_{j, III}$	вода надходить із II до III частини з солоністю $S_{j-1, III-II} = S_{j-1, II}$	IV ч. \leftrightarrow III ч. \leftarrow II ч.

Продовження табл. 13.1

<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>
якщо $\Delta W'_{j,III} > 0$ та $\Delta W'_{j,IV} < 0$, то	при $\Delta W'_{j,III} = -\Delta W'_{j,IV}$: $W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = 0$	вода надходить із IV до III частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,IV}$	IV ч. \rightarrow III ч. \rightarrow II ч.
	при $\Delta W'_{j,III} > -\Delta W'_{j,IV}$: $W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,III} + \Delta W'_{j,IV}$	вода надходить із IV та II частин до III частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,IV}$ і $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,II}$	IV ч. \rightarrow III ч. \leftarrow II ч.
	при $\Delta W'_{j,III} < -\Delta W'_{j,IV}$: $W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,III} + \Delta W'_{j,IV}$	вода надходить із IV до III частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,IV}$, а далі витікає до II частини з солоністю $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,III}$	IV ч. \rightarrow III ч. \rightarrow II ч.
якщо $\Delta W'_{j,III} < 0$ та $\Delta W'_{j,IV} < 0$, то	$W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,III} + \Delta W'_{j,IV}$	вода надходить із IV до III частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,IV}$, а далі витікає до II частини з солоністю $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,III}$	IV ч. \rightarrow III ч. \rightarrow II ч.

Продовження табл. 13.1

<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>
якщо $\Delta W'_{j,III} < 0$ та $\Delta W'_{j,IV} > 0$, то	при $\Delta W'_{j,III} = -\Delta W'_{j,IV}$: $W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = 0$	вода витікає із III до IV частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,III}$	IV ч. \leftarrow III ч. \rightarrow II ч.
	при $\Delta W'_{j,III} > -\Delta W'_{j,IV}$: $W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,III} + \Delta W'_{j,IV}$	вода витікає із III до IV та II частин з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,III}$ і $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,III}$	IV ч. \leftarrow III ч. \rightarrow II ч.
	при $\Delta W'_{j,III} < -\Delta W'_{j,IV}$: $W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,IV} - \Delta W'_{j,III}$	вода надходить із II до III частини з солоністю $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,II}$, а далі витікає до IV частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,III}$	IV ч. \leftarrow III ч. \leftarrow II ч.
якщо $\Delta W'_{j,III} < 0$ та $\Delta W'_{j,IV} = 0$, то	$W_{j,III-IV} = 0$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,III}$	вода витікає із III до II частини з солоністю $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,III}$	IV ч. \rightarrow III ч. \rightarrow II ч.

Продовження табл. 13.1

1	2	3	4
якщо $\Delta W'_{j,III} = 0$ та $\Delta W'_{j,IV} = 0$, то	$W_{j,III-IV} = 0$, $W_{j,III-II} = 0$	водообмін між III, IV та II частинами відсутній	IV ч. ↔ III ч. ↔ II ч.
якщо $\Delta W'_{j,III} = 0$ та $\Delta W'_{j,IV} > 0$, то	$W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,IV}$	вода витікає із III до IV частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,III}$ та надходить із II до III частини з солоністю $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,II}$	IV ч. \leftarrow III ч. \leftarrow II ч.
якщо $\Delta W'_{j,III} = 0$ та $\Delta W'_{j,IV} < 0$, то	$W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,IV}$	вода надходить із IV до III частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,IV}$, а далі витікає до II частини з солоністю $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,III}$	IV ч. \rightarrow III ч. \rightarrow II ч.
для II частини лиману			
так само, як і для III частини лиману, тільки з заміною: IV на III, III на II, II на I			
для I частини лиману (при наявності водообміну з морем)			
так само, як і для III частини лиману, тільки з заміною: IV на II, III на I, II на м (море)			
для I частини лиману (при відсутності водообміну з морем)			
так само, як і для IV частини лиману, тільки з заміною: IV на I, III на II			

На другому етапі: В зв'язку з тим, що шар випаровування з водної поверхні $E_{j,i}$ залежить від мінералізації води $E_{j,i} = f(S_{j,i})$, на другому етапі з урахуванням середньомісячної мінералізації води $S_{j,i}$, визначеної на першому етапі, для кожної i -ї частини лиману уточнювалися об'єми випаровування з водної поверхні $W_{E,j,i}$ (див. пп. 13.4) та повторювалися розрахунки, що виконувалися на першому етапі.

13.2 Визначення об'єму та мінералізації атмосферних опадів

Об'єм атмосферних опадів $W_{P,j}$, млн. м³, що випали на водну поверхню Тилігульського лиману за розрахунковий період (місяць (j)), визначався за формулою

$$W_{P,j} = \sum_{i=I}^{IV} W_{P,j,i}, \quad (13.12)$$

де $W_{P,j,i}$ – об'єм атмосферних опадів, що випали на водну поверхню i -ї частини лиману ($i = I, II, III, IV$) за j -й місяць року

$$W_{P,j,i} = P_{j,i} F_{j-1,i}, \quad (13.13)$$

де $P_{j,i}$ – шар атмосферних опадів за розрахунковий місяць (j), м;

$F_{j-1,i}$ – площа водної поверхні i -ї частини лиману наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця, млн. м².

Вихідними даними для обчислення $W_{P,j,i}$ були сумарні за місяць шари атмосферних опадів, виміряні на метеостанціях (рис. 13.1): «порт-Южний» – за періоди з січня 1980 р. по грудень 1988 р. [167] та з січня 1996 р. по грудень 2012 р. [147, 168]; «Сербка» – за період з листопада 1976 р. по грудень 2012 р. [167, 169]; «порт-Одеса» – за період з січня 1953 р. по грудень 2012 р. [70, 167, 170, 171] (рис. 13.2 та 13.3).

При визначенні об'єму атмосферних опадів, які випали на водну поверхню I частини лиману, використовувалися дані спостережень на метеорологічній станції «порт-Южний».

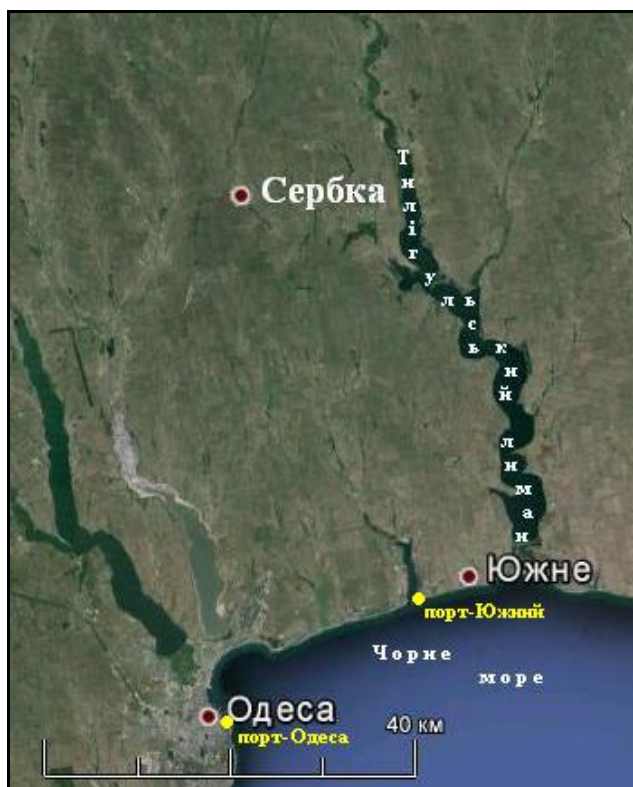


Рисунок 13.1 – Місцезнаходження метеостанцій «порт-Южний», «Сербка» та «порт-Одеса»

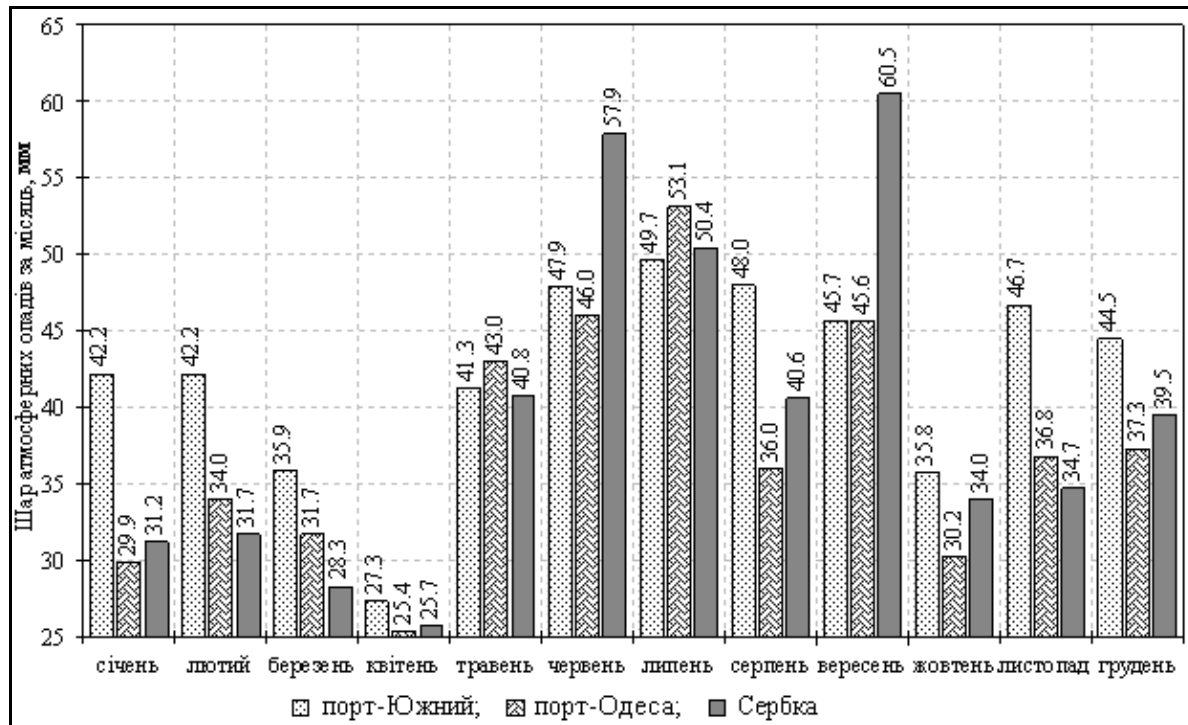


Рисунок 13.2 – Внутрішньорічний розподіл атмосферних опадів на метеостанціях «порт-Южний», «Сербка» та «порт-Одеса»

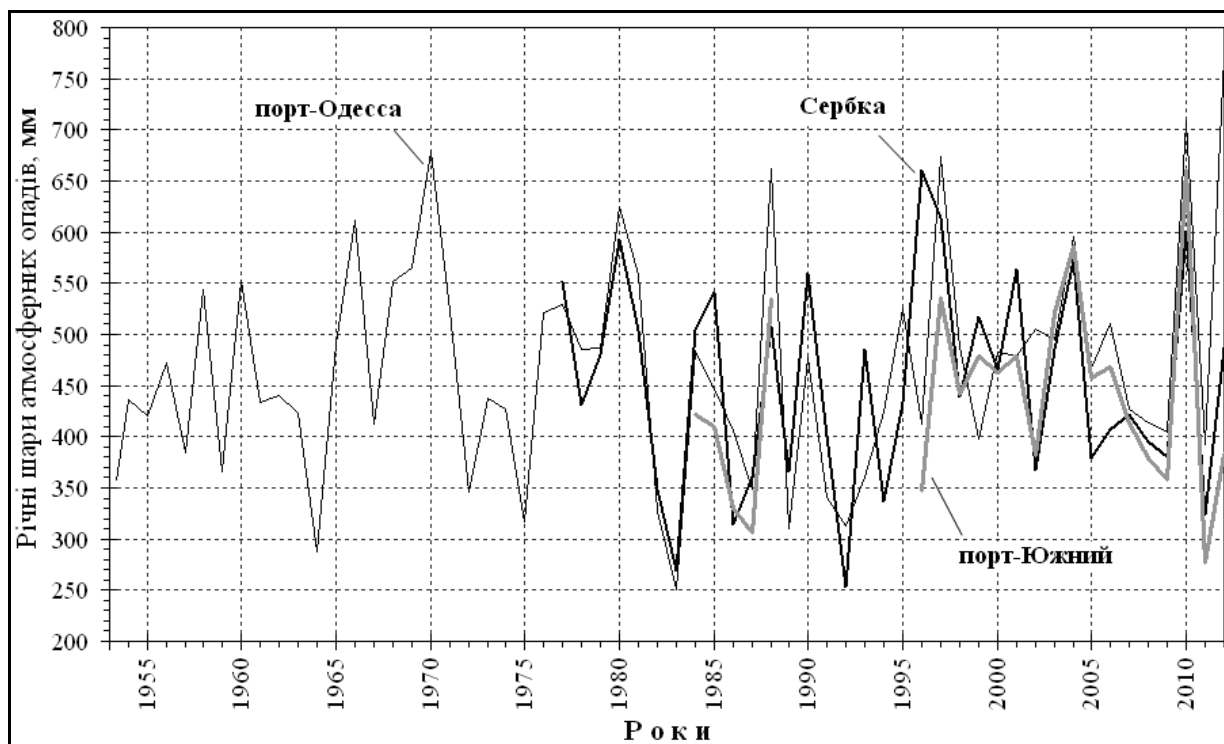


Рисунок 13.3 – Річні шари атмосферних опадів на метеостанціях «порт-Южный», «Сербка» та «порт-Одеса»

Для II та III частин опади розраховувалися як середнє арифметичне між даними по метеостанціях «порт-Южный» та «Сербка». Для IV частини об'єм атмосферних опадів визначався за даними, виміряними на метеорологічній станції «Сербка».

У зв'язку з тим, що на метеостанціях «порт-Южный» та «Сербка» дані про шари атмосферних опадів є не за всі місяці періоду з січня 1953 р. по грудень 2012 р., для їх відновлення були встановлені зв'язки з шарами атмосферних опадів на метеорологічній станції «порт-Одеса», де ряд спостережень за атмосферними опадами є безперервним.

Середня мінералізація атмосферних опадів, що випали на водну поверхню водойми $S_{P,j,i}$ (г/дм³), для всіх розрахункових періодів (місяців року) та всіх частин Тилігульського лиману бралась однаковою: $S_{P,j,i} = 0,035$ г/дм³ [172].

13.3 Визначення об'єму та мінералізації припливних вод (поверхневих, схилових, підземних), що надійшли в лиман з його водозбірного басейну

Об'єм припливу вод $W_{r,j}$ (поверхневих, схилових, підземних), млн. м³, з водозбірного басейну до Тилігульського лиману за розрахунковий період визначався за формулою

$$W_{r,j} = \sum_{i=I}^{IV} W_{r,j,i}, \quad (13.14)$$

де $W_{r,j,i}$ – об'єм припливу вод до i -ї частини лиману ($i = I, II, III, IV$) за розрахунковий j -й місяць року, який обчислювався як сумарний стік з річок і балок та боковий приплив.

Приплив до I частини лиману розраховувався за такою формулою

$$W_{r,j,I} = W_{б.Кам,j} + W_{б.Бес,j} + W_{б.Лен,j} + W_{бок.пр.,j,I}, \quad (13.15)$$

де $W_{б.Кам,j}, W_{б.Бес,j}, W_{б.Лен,j}$ – об'єми стоку за розрахунковий місяць (j) балок Кам'янистої (Кам'яної), Бесарабської та Ленінської, відповідно;

$W_{бок.пр.,j,I}$ – об'єми бокового припливу води до I частини лиману.

Приплив до другої частини лиману визначався таким чином

$$W_{r,j,II} = W_{б.Кеф,j} + W_{б.Хут,j} + W_{б.Чаб,j} + W_{бок.пр.,j,II}, \quad (13.16)$$

де $W_{б.Кеф,j}, W_{б.Хут,j}, W_{б.Чаб,j}$ – об'єми стоку за місяць (j) балок Кефалевої, Хуторської та Чабанської, відповідно;

$W_{бок.пр.,j,II}$ – об'єм бокового припливу до II частини;

Приплив до третьої частини лиману розраховувався як

$$W_{r,j,III} = W_{р.Цар,j} + W_{бок.пр.,j,III}, \quad (13.17)$$

де $W_{р.Цар,j}$ – об'єм стоку за місяць (j) р.Царега;

$W_{бок.пр.,j,III}$ – об'єми бокового припливу води за місяць (j) в III частину лиману з водозбору, який не входить в межі басейну р.Царега.

Надходження води до четвертої частини лиману визначалися за таким рівнянням

$$W_{r,j,IV} = W_{р.Тил,j} + W_{р.Бал,j} + W_{бок.пр.,j,IV}, \quad (13.18)$$

де $W_{p.Тил,j}, W_{p.Бал,j}$ – відповідно, об'єми стоку за розрахунковий місяць (j) річок Тилігул і Балай;

$W_{бок.пр.,j,IV}$ – об'єми бокового припливу води за місяць в IV частину лиману з водозбору, який не входить в межі басейнів річок Тилігул та Балай.

При наявності даних про середньомісячні витрати води річок і балок, що впадають в лиман, як, наприклад, в передгирловій ділянці р. Тилігул (рис. 13.4) [159], об'єми припливу вод, що надійшли за місяць до лиману з водозбірною басейну річки або балки, $W_{r,j,i}$, млн. м³, розраховувалися за формулою

$$W_{r,j,k} = 86400 n_j Q_{r,j,k} 10^{-6}, \quad (13.19)$$

де $Q_{r,j,k}$ – середня за розрахунковий місяць (j) витрата води k -го водотоку, м³/с;

n_j – кількість діб в j -му місяці року;

86400 – кількість секунд в одній добі, с;

10^{-6} – переводний коефіцієнт з м³ до млн. м³.

У зв'язку з тим, що гідрологічний пост, де вимірюються витрати води, є тільки в гирловій частині р. Тилігул – смт Березівка, фактичні об'єми припливу вод з водозбірною басейну до лиману були визначені лише для його IV частини за період з 1953 по 2011 рр. (рис. 13.4).

Для 2012 р., через відсутність офіційних даних про витрати води у створі р. Тилігул – смт Березівка, які публікуються в [159], в розрахунках водного балансу IV частини Тилігульського лиману використані середні багаторічні витрати води та об'єми стоку річки (табл. 13.2), які добре узгоджуються з даними епізодичних вимірювань витрат води в цьому році, виконаних фахівцем ОФ ІБПМ НАН України В.В. Адобовським (табл. 13.3).

Через те, що для інших річок і балок водозбірною басейну Тилігульського лиману дані спостережень за стоком води відсутні, оцінка їх внесків у водний баланс лиману в період 1953-2012 рр. виконувалась на підставі результатів розрахунків за моделлю «клімат-стік» (див. розділ 9). Останні свідчать, що у роки із забезпеченістю $P=50\%$ побутовий (порушений господарською діяльністю) річний приплив прісних вод з водозбірною басейну лиману на більш ніж 99 % складається зі стоку р. Тилігул (див. пп. 9.3, табл. 9.6).

Тому для уникнення зайвих похибок при моделюванні водно-сольового балансу лиману та його частин вважалося, що приплив води до них визначається тільки стоком р. Тилігул, мінералізація вод якої для усіх місяців року в період з 1953 по 2012 рр. бралась рівною $S_{r,j,Тил} = 1,295$ г/дм³ [15].

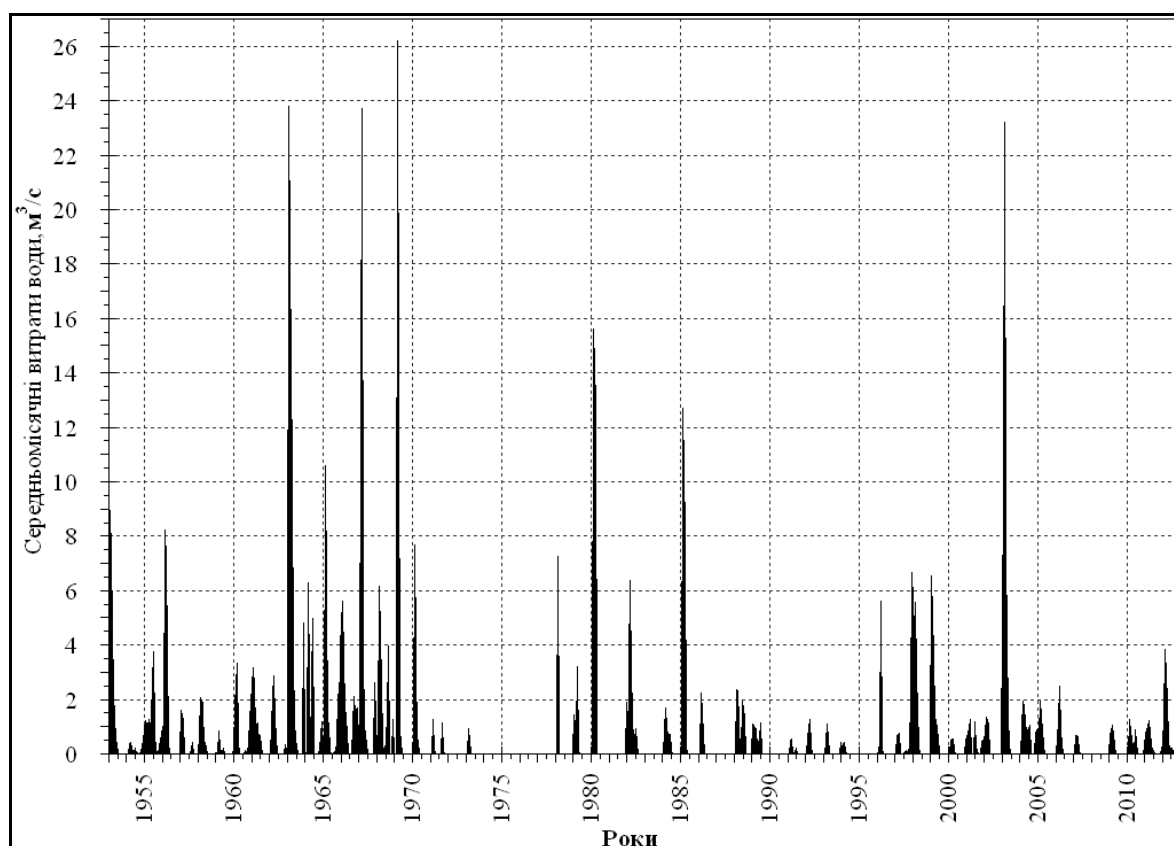


Рисунок 13.4 – Середньомісячні витрати води, р. Тилігул – смт Березівка, за період з січня 1953 р. по грудень 2012 р.

Таблиця 13.2 – Середні багаторічні витрати води $Q_{r,j,Tил}$ та об'єми стоку $W_{r,j,Tил}$ р. Тилігул – смт Березівка, за період з 1953 по 2012 рр.

Місяць	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За рік
$Q_{r,j,Tил},$ м³/с	0,37	1,29	3,85	1,99	0,41	0,22	0,21	0,089	0,12	0,043	0,085	0,31	0,75
$W_{r,j,Tил},$ млн. м³	0,991	3,149	10,312	5,158	1,098	0,570	0,562	0,238	0,311	0,115	0,220	0,830	23,556

Таблиця 13.3 – Виміряні в 2012 р. та середні багаторічні за березень, квітень і травень витрати води р. Тилігул – смт Березівка

Дата вимірювання	Витрати води, м³/с	
	Виміряні (середні за добу)	Середні багаторічні за місяць
24.03.2012	3,01	3,85
15.04.2012	1,04	1,99
20.05.2012	0,36	0,41

13.4 Визначення випаровування з водної поверхні лиману

Випаровування з водної поверхні є однією з найважливіших складових витратної частини водного балансу озер, лиманів, ставків і водосховищ. Вирішальне значення ця складова має для водойм аридної зони (у тому числі, лиманів розташованих на території Північно-Західного Причорномор'я), де шар води, яка випарилася за рік перевищує шар атмосферних опадів, що випали на водну поверхню водойм.

Для Тилігульського лиману, який належить до групи закритих водойм з епізодичним водообміном з морем, випаровування з водної поверхні є головною, а в періоди, коли з'єднувальний канал «лиман-море» не функціонує – єдиною, складовою витратної частини водного балансу. В умовах зменшення припливу води з водозбірного басейну лиману та майже припинення водообміну з морем, за рахунок випаровування відбувається зменшення рівнів води, глибин лиману, обміління та пересихання його мілководних ділянок [2, 154, 173]. З урахуванням того, що випаровування з водної поверхні Тилігульського лиману ніколи не вимірювалось [32, 33, 155, 173], його кількісна оцінка є однією з актуальних задач, вирішення якої необхідно як для моделювання водно-сольового балансу водойми, так і при обґрунтуванні оптимальних рівнів і солоності води, кисневого режиму та інших показників екологічного стану лиману [2, 147, 154].

У зв'язку з тим, що на Тилігульському лимані детальні дослідження випаровування з водної поверхні не виконувались, наукові публікації з результатами оцінки цієї складової водного балансу лиману майже відсутні. Наприклад, до кінця XX ст. оцінити випаровування з водної поверхні в районі лиману було можливе лише з використанням декількох наукових публікацій [32, 33, 155, 174], у яких представлені загальні дані про випаровування з поверхні водойм Північно-Західного Причорномор'я.

Перші узагальнені дані про норми, внутрішньорічний розподіл, максимальні та мінімальні величини випаровування з поверхні водойм на території Північно-Західного Причорномор'я і методи їх розрахунку в теплий сезон року (з квітня по жовтень) опубліковані в роботах М.С. Каганера [155, 174]. Наприклад, з використанням карти норм випаровування, опублікованої в роботі [174], встановлено, що шар випареної за рік води в районі Тилігульського лиману дорівнює 850 мм. Однак, М.С. Каганер пояснює, що це шар випаровування з поверхні прісних водойм, а шар випаровування з поверхні солоних озер і лиманів Криму та Північно-Західного Причорномор'я залежить від концентрації солей в їх водах і зменшується при збільшенні мінералізації води (ропи).

В роботі [15] М.С. Каганером встановлено, що на м./ст. «Болград» (яка знаходиться на відстані приблизно 225 км за азимутом 240° від південно-західної межі Тилігульського лиману) випаровування з поверхні випарного басейну (площа 20 м^2 , глибина 2 м), який було визначено в СРСР як водойму-еталон [155, 175], в середньому за теплий сезон з 1953 по 1966 рр. становило 800 мм. Найбільший шар випаровування дорівнював 860 мм, найменший – 693 мм. Впродовж теплого сезону шар випаровування за місяць поступово збільшувався з 62 мм – у квітні, до 165 мм – в липні, а потім зменшувався до 62 мм – в жовтні.

На м./ст. «порт-Одеса», яка знаходиться більш ніж в шість разів ближче до Тилігульського лиману, ніж м./ст. «Болград» (на відстані приблизно 35 км за азимутом 240° від південно-західної межі лиману), середній шар випаровування з водної поверхні за теплий сезон дорівнював 936 мм, найбільший – 1067 мм, найменший – 828 мм [155]. Впродовж теплого сезону року шар випаровування за місяць поступово збільшувався з 88 мм – у квітні, до 194 мм – в липні, а потім зменшувався до 65 мм – у жовтні. На жаль, на м./ст. «порт-Одеса» випарного басейну не встановлено, тому дані про шари випаровування з водної поверхні, які вимірювались на цій метеостанції наземним випаровувачем ГГИ-3000 (площа $0,3 \text{ м}^2$, глибина 0,65 м), завищені відносно фактичних шарів випаровування з водної поверхні реальних водойм. Це підтверджується даними м./ст. «Болград», де випаровування з водної поверхні вимірювалось як з використанням еталонного випаровувального басейну, так і наземного випаровувача ГГИ-3000 [155]. За цими даними визначено, що річний шар випаровування з водної поверхні, виміряний ГГИ-3000 на м./ст. «Болград» за період з 1953 по 1966 рр., становить 1031 мм, тобто перевищує шар випаровування з поверхні випаровувального басейну на 231 мм. Також встановлено, що максимальний шар випаровування з водної поверхні, виміряний ГГИ-3000, становить 213 мм і спостерігається не в липні, а в серпні. Загалом, шари випаровування за місяць, виміряні на м./ст. Болград» з водної поверхні ГГИ-3000, перевищують фактичні величини випаровування в середньому на 33 мм і змінюються від 17 до 53 мм.

За період з 1970 по 2010 рр. опубліковані лише дві монографії, в яких представлені результати досліджень гідрологічного режиму, водообміну та складових водно-сольового балансу Тилігульського лиману (у тому числі, узагальнені дані про випаровування з поверхні водойми) [159, 172]. Наприклад, М.Ш. Розенгурт у 1974 р. [172], при оцінці випаровування з водної поверхні в районі Тилігульського лиману з урахуванням солоності води (за даними про випаровування з поверхні північно-західної частини Чорного моря при солоності води 18 ‰) встановив, що межі коливання

річних шарів випаровування дорівнюють 639-886 мм, при нормі випаровування – 764 мм. Однак, В.М. Тімченко – у 1990 р. [159], при визначенні «найбільш вірогідних значень» складових водного балансу лиману, встановив, що річне випаровування з його водної поверхні дорівнює 93,2 млн. м³ або 825 мм (при площі водної поверхні 113 млн. м²).

В період з 2009 по 2013 рр. дослідженнями гідроекологічних проблем Тилігульського лиману та складових водно-сольового балансу водойми (у тому числі, випаровування з водної поверхні лиману) активно займалися фахівці ОДЕКУ [2, 147, 154, 173]. Результати цих досліджень увійшли в опубліковану в 2012 р. монографію [2], один з розділів якої присвячений випаровуванню з водної поверхні Причорноморських лиманів. Для оцінки випаровування в цій роботі були використані дані вимірювань шарів випаровування з водної поверхні випарного басейну на м./ст. «Болград». З використанням цих даних встановлено, що за період з 1960 по 2010 рр. річне значення випаровування з водної поверхні в середньому дорівнює 777 мм [2].

Найбільший шар випаровування на м./ст. «Болград» становить 1151 мм (1972 р.), найменший – дорівнює 645 мм (1978 р.). В середньому за період з 1960 по 2010 рр. впродовж року середнє місячне випаровування збільшувалося з 43 мм – в березні до 152 мм – в липні, а потім поступово зменшувалося до 10 мм – в грудні [2].

В роботі також узагальнені результати оцінки впливу збільшення солоності води (в діапазоні від 0 до 330 ‰) на зменшення шару випаровування з поверхні солоних озер і лиманів [2].

З урахуванням поділу лиману на чотири частини, об'єм води, що випарився з його поверхні за кожен місяць (j) $W_{E,j}$, млн. м³, визначається за формулою

$$W_{E,j} = \sum_{i=I}^{IV} W_{E,j,i}, \quad (13.20)$$

де $W_{E,j,i}$ – об'єми води, що випарились з водної поверхні кожної з чотирьох ($i = I, II, III, IV$) частин лиману за j -й (розрахунковий) місяць, млн. м³.

Об'єми випаровування $W_{E,j,i}$ розраховувалися таким чином:

$$W_{E,j,i} = E_{S,j,i} F_{j-1,i}, \quad (13.21)$$

$$E_{S,j,i} = k_{S,j,i} E_{Ю,j}, \quad (13.22)$$

$$k_{S,j,i} = 1 - 0,0033 S_{j-1,i}, \quad (13.23)$$

де $E_{S,j,i}$ – шар випаровування з водної поверхні i -ї частини лиману за розрахунковий місяць (j), м;

$F_{j-1,i}$ – площа водної поверхні i -ї частини лиману наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця, млн. м²;

$E_{Ю,j}$ – розрахунковий шар води, що випарився за місяць (j) з водної поверхні в районі м./ст. «порт-Южний» (знаходиться на відстані приблизно 12,5 км за азимутом 240° від південно-західної межі лиману), м;

$k_{S,j,i}$ – безрозмірний коефіцієнт, що враховує вплив солоності (мінералізації) води на зменшення випаровування з водної поверхні лиману [147, 176-179];

$S_{j-1,i}$ – солоність води в лимані наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця, яка змінюється від 0 до 40 ‰ (г/дм³).

У зв'язку з тим, що ні на Тилігульському лимані, ні на м./ст. «порт-Южний» випаровування з водної поверхні не вимірюється, шар випарованої за місяць води можна визначити такими способами:

а) з використанням середніх багаторічних шарів випаровування, визначених за даними м./ст. «Болград» (рис. 13.5);

б) з використанням вимірян на м./ст. «Болград» шарів випаровування (рис. 13.6);

в) з використанням встановлених в інших наукових роботах, присвячених цій тематиці, зв'язків між випаровуванням і температурою повітря [177, 178];

г) через вдосконалення розроблених раніше методів визначення шарів випаровування [32, 145, 155, 174, 175, 180, 181], з використанням наявних метеорологічних даних [2, 147, 154, 155, 168, 174, 182, 183].

Оскільки м./ст. «порт-Южний» діє лише з початку 80-х рр. ХХ ст. [168], то для визначення та оцінки випаровування з водної поверхні в районі Тилігульського лиману за більш тривалий період необхідно пов'язати метеорологічні дані, виміряні на цій метеостанції, з даними найближчих до неї метеостанцій, наприклад, з даними метеостанцій «порт-Одеса» або «Болград».

Ці метеостанції знаходяться в практично однакових погодних умовах, що видно, наприклад, з графіків зв'язку між середньомісячними температурами повітря (рис. 13.7 та 13.8).

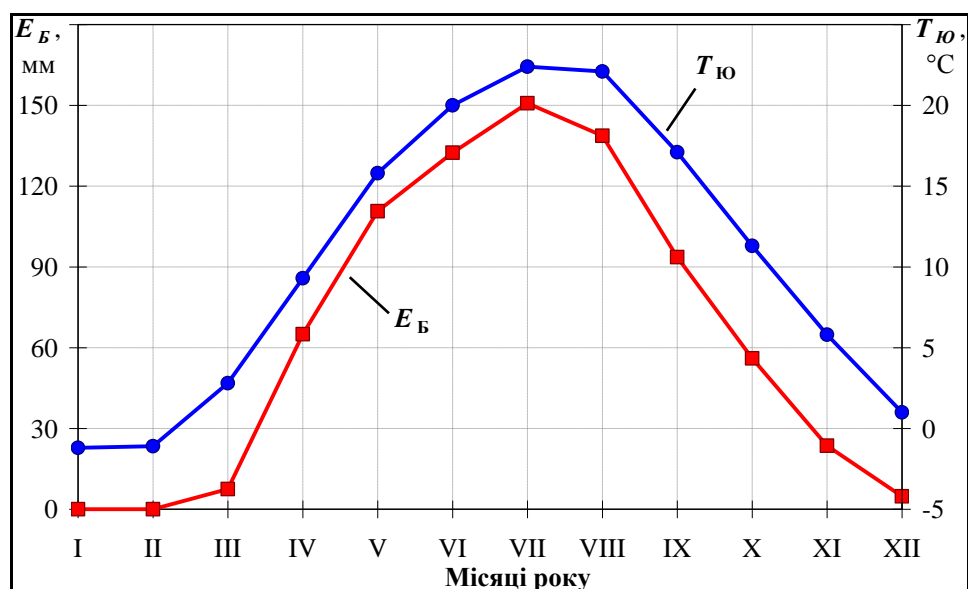


Рисунок 13.5 – Внутрішньорічний розподіл величин випаровування з водної поверхні за місяць E_B , мм, на м./ст. «Болград» та середньомісячних температур повітря $T_{Ю}$, °C, на м./ст. «порт-Южний» [147, 173]

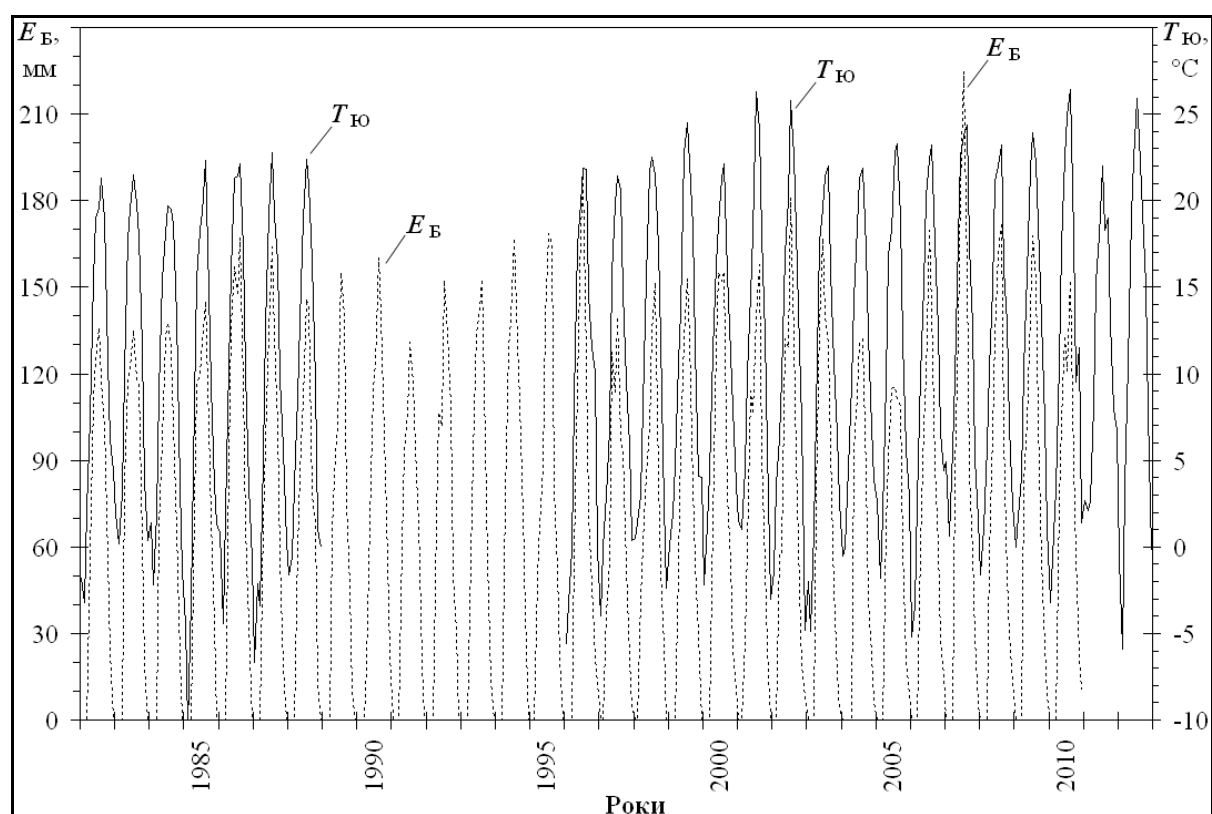


Рисунок 13.6 – Мінливість виміряних за місяць величин випаровування з водної поверхні E_B (мм) на м./ст. «Болград» та середньомісячних температур повітря $T_{Ю}$, °C, на м./ст. «порт-Южний» (за період з січня 1982 р. по грудень 2012 р.) [147, 173]

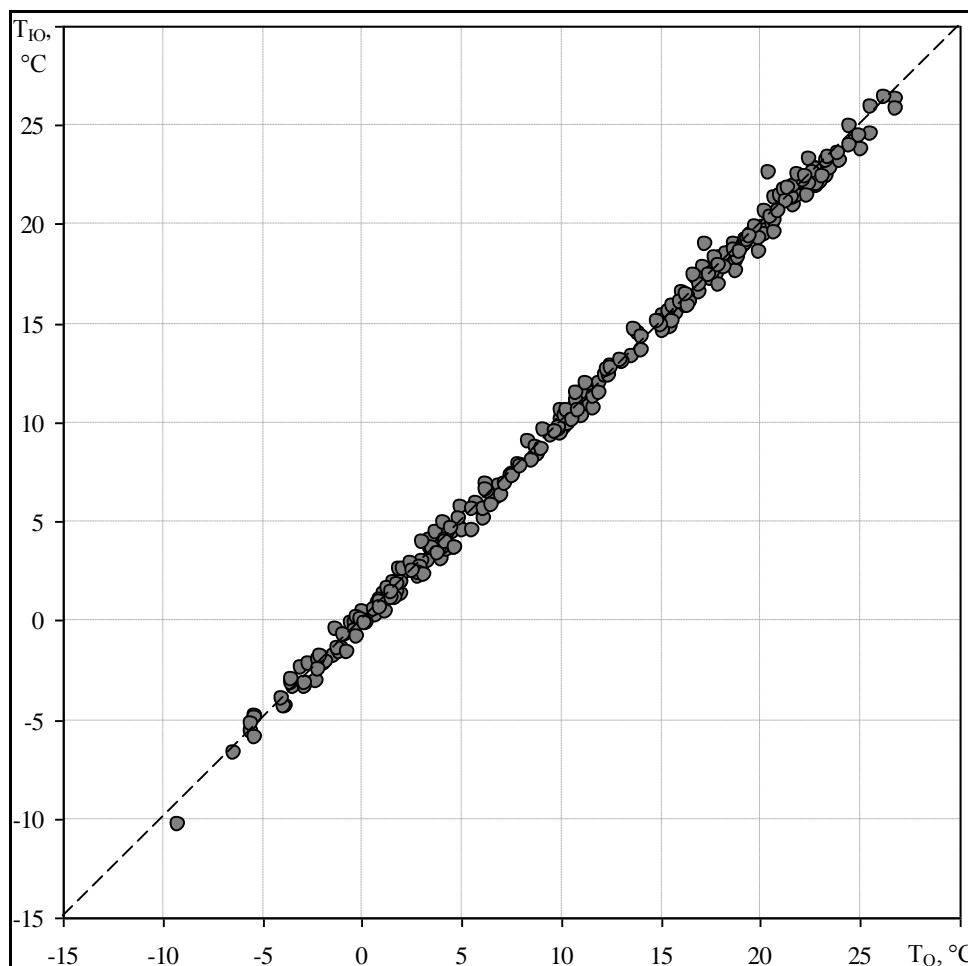


Рисунок 13.7 – Зв’язок середніх температур повітря на метеостанціях «порт-Южний» $T_{Ю}$ та «порт-Одеса» $T_{О}$, °C, за періоди з січня 1982 р. по грудень 1988 р. та з січня 1996 р. по лютий 2013 р. [147, 173]: - - - – лінія рівних значень

З рис. 13.7 та 13.8 видно, що температури повітря на всіх трьох метеостанціях («порт-Южний», «порт-Одеса» та «Болград») знаходяться на лінії рівних значень, тому, якщо температури повітря на метеостанції «порт-Южний» відсутні (наприклад, за період з січня 1989 р. по грудень 1995 р.) [168], то вони можуть бути відновлені за даними метеостанції «порт-Одеса» (рис. 13.7) або метеостанції «Болград» (рис. 13.8).

Отримані зв’язки (рис. 13.7, 13.8) дозволяють використовувати температури повітря, виміряні на будь-якій з цих трьох метеостанцій, для визначення випаровування води в межах водозбору Тилігульського лиману, із застосуванням зв’язків між температурою повітря та випаровуванням з водної поверхні (рис. 13.9, 13.10), встановлених в роботах [145, 147, 180].

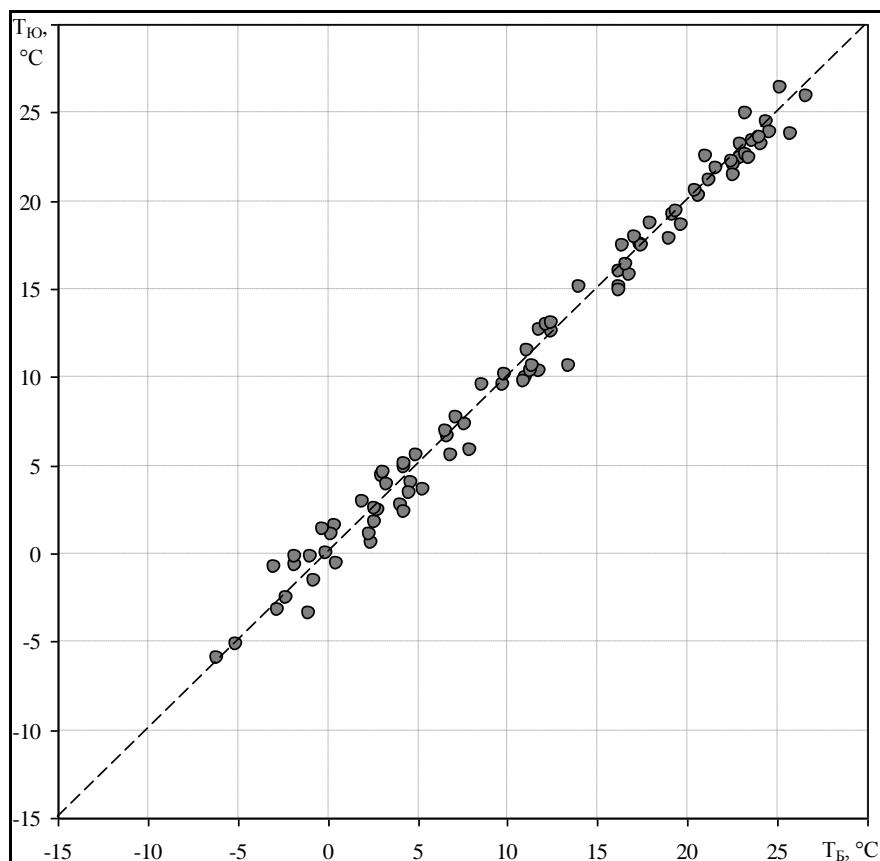


Рисунок 13.8 – Зв'язок середніх температур повітря на метеостанціях «порт-Южний» $T_{Ю}$ та «Болград» $T_{Б}$, °C, за період з листопада 2005 р. по лютий 2013 р. [147, 173]: - - - – лінія рівних значень

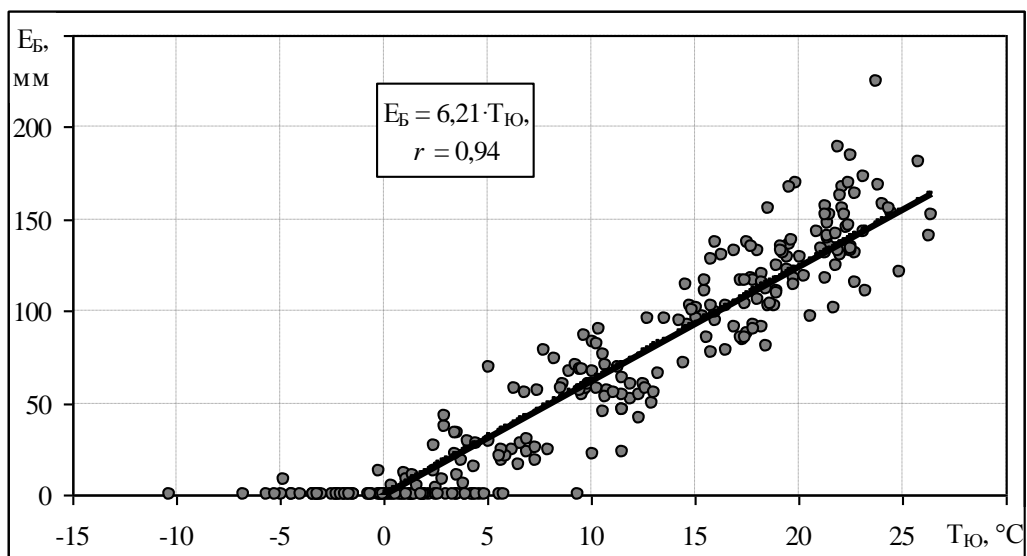


Рисунок 13.9 – Зв'язок виміряних за місяць величин випаровування з водної поверхні $E_{Б}$, мм, на м./ст. «Болград» та середньомісячних температур повітря $T_{Ю}$, °C, на м./ст. «порт-Южний», за період з січня 1982 р. по грудень 2010 р. [145, 147, 180]

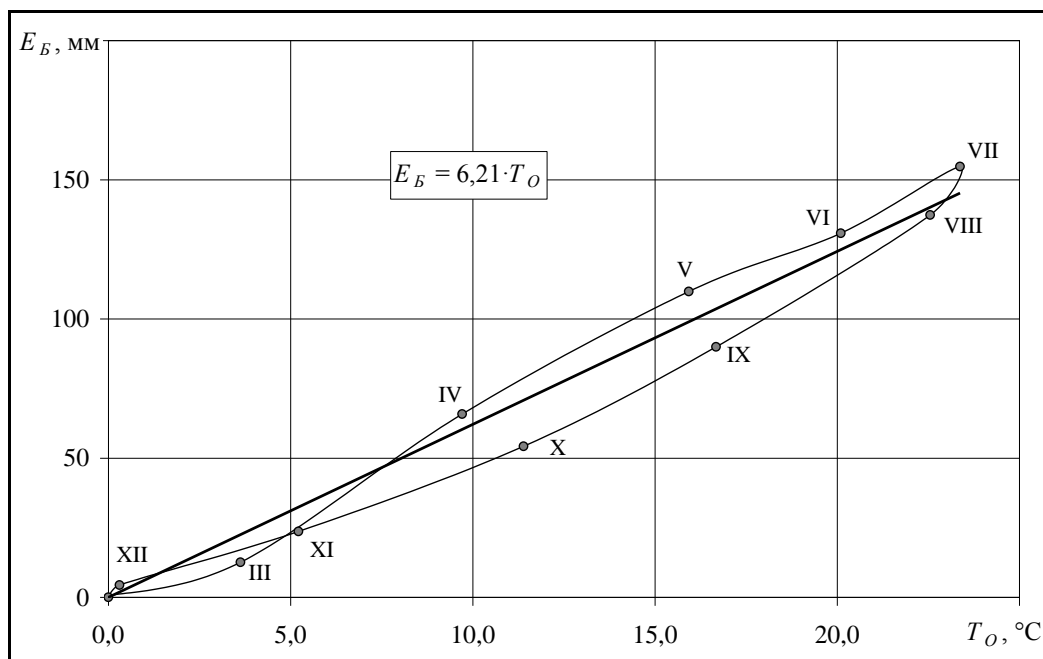


Рисунок 13.10 – Зв'язок місячних величин випаровування E_B , мм, на м./ст. «Болград» та середньомісячних температур повітря T_O , °C, на м./ст.«порт-Одеса», за період з 1960 по 2007 рр. (римські цифри – місяці року) [145, 147, 180]

На жаль м./ст. «Болград», де вимірюється випаровування з поверхні випарного басейну, розташована на відстані приблизно 212 км за азимутом 240° від м./ст. «порт-Южний» (Григорівський або Малий Аджаликський лиман) та на відстані приблизно 225 км від південно-західної межі Тилігульського лиману, тому використання даних про випаровування з водної поверхні, вимірюваних на цій метеостанції, може бути рекомендовано лише в тих випадках, коли визначити випаровування іншими способами не має можливості.

Найближчим до м./ст. «порт-Южний» пунктом спостережень, де мають місце наявні метеорологічні дані за багаторічний період, є м./ст.«порт-Одеса», яка знаходиться на відстані лише 22,5 км за азимутом приблизно 240° від м./ст. «порт-Южний» та на відстані приблизно 35 км від північно-західної межі Тилігульського лиману. Однак, на м./ст. «порт-Одеса» випаровування з водної поверхні не вимірюється. З урахуванням цього, для підвищення точності визначення випаровування з поверхні Тилігульського лиману, в роботах [147, 173] пропонується використовувати зв'язок щомісячних шарів випаровування з середньомісячними температурами та значеннями відносної вологості повітря, який встановлено за даними м./ст. «Болград» (рис. 13.11) за період з листопада 2005 р. по грудень 2010 р.

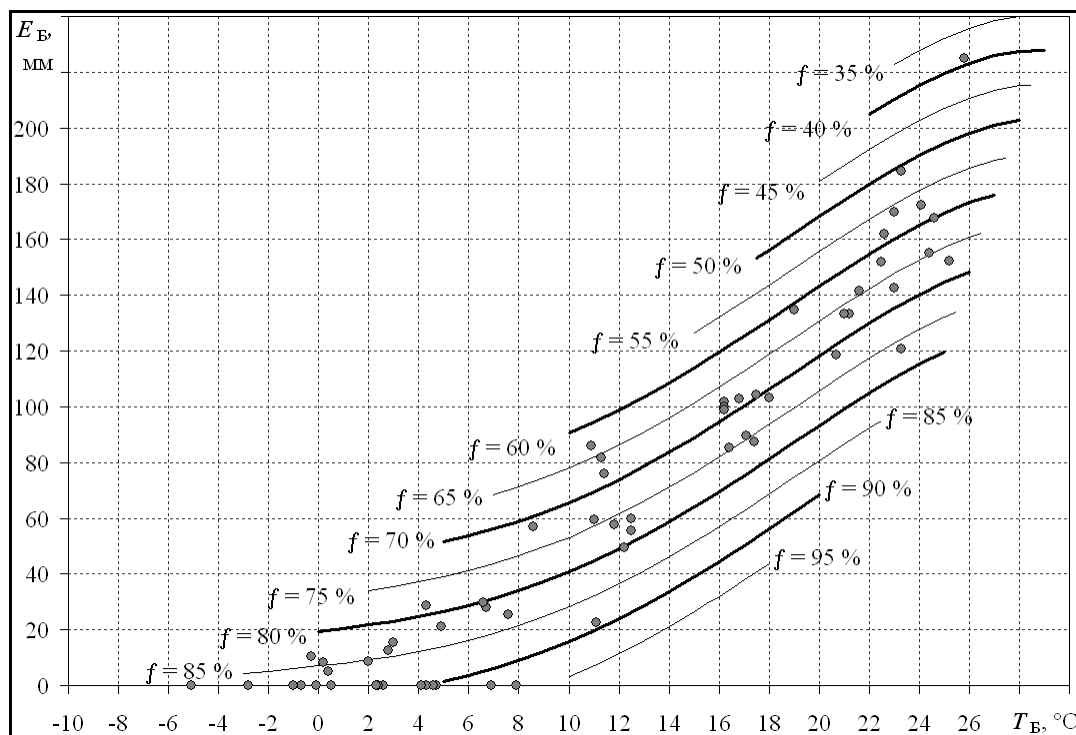


Рисунок 13.11 – Зв'язок випаровування з водної поверхні E_B , мм, з середньомісячними температурами повітря T_B , °C, та відносною вологістю повітря f_B , % (підписи поблизу точок), за даними м./ст. «Болград» (за період з листопада 2005 р. по грудень 2010 р.)

Зв'язок випаровування з водної поверхні з середньомісячними значеннями температури і відносною вологості повітря встановлено ще в 1948 р. М.М. Івановим [174, 181], а пізніше (в 1968 р.) О.Р. Константиновим в монографії [175] рекомендовані подібні зв'язки, як найбільш зручні для практичного використання при визначенні випаровування з водної поверхні, оскільки не потребують введення додаткових поправок.

З рис. 13.6 та 13.11 видно, що випаровування води з поверхні випарного басейну відбувається з квітня по грудень, а у січні-березні дорівнює 0 мм. При збільшенні температури та зменшенні відносної вологості повітря шар випаровування збільшується, а при зменшенні температури та збільшенні відносної вологості повітря – зменшується.

У зимово-весняний сезон року (з січня по березень-квітень) у декількох випадках при середньомісячній температурі повітря 0-5 °C шар випареної за місяць води дорівнював 0 мм. Це може пояснюватись тим, що в ці місяці на поверхні випарного басейну ще був льодяний покрив, сформований раніше при від'ємних температурах повітря.

У зимовий період при від'ємних температурах повітря його випарна здатність дуже мала, отже можна вважати, що шар випаровування з поверхні лиману дорівнює нулю. Проте, при нестійкому переході температури повітря

через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ у бік від'ємної та її епізодичному зростанні впродовж декількох діб, можлива ситуація, коли від'ємній, але близькій до $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, середньомісячній температурі відповідають досить великі значення випаровування з водної поверхні, як це спостерігалось в грудні 2010 р., коли при від'ємному значенні середньомісячної температури повітря (мінус $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$), шар випареної за місяць води становив 10,3 мм.

Через те, що вода Тилігульського лиману є солоною, випаровування з його поверхні буде меншим ніж з поверхні прісної водойми [147, 173]. Таким чином, можна вважати, що при $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ або від'ємних температурах повітря й відносній вологості повітря більшій ніж 85-90 %, випаровування з поверхні лиману не відбувається навіть за відсутності льодяного покриву. Враховуючи те, що виміряні значення пружності водяної пари, які використовуються для визначення відносної вологості повітря, на м./ст. «порт-Южний» є лише за період з січня 1984 р. по грудень 1988 р. (без даних за травень 1985 р.), в роботі встановлено зв'язок між відотною вологістю повітря на цій та найближчих до неї метеостанціях «порт-Одеса» (рис. 13.12) та «Сербка» (рис. 13.13), де є дані спостережень за цим показником, відповідно, за періоди з січня 1976 р. по грудень 2013 р. та з листопада 1976 р. по грудень 2013 р. [147, 168, 173].

З рис. 13.12 видно, що відносна вологість повітря на метеостанції «порт-Южний» завжди дещо вища за відносну вологість повітря на метеостанції «порт-Одеса», але зв'язок між ними є тісний (коефіцієнт кореляції $r = 0,97$). Однак, відносна вологість повітря на метеостанції «Сербка» (рис. 13.13) в діапазоні від 50 до 80 % дещо менша від відносної вологості повітря на метеостанції «порт-Южний», а в діапазоні від 80 до 100 % – коливається відносно лінії рівних значень. Зв'язок між значеннями відносної вологості повітря на метеостанціях «Сербка» та «порт-Южний» існує, але він є не таким тісним, як в попередньому випадку. Це пов'язано з тим, що 14 з 59 розрахункових значень відносної вологості повітря мають відхилення більш ніж 10 %, що дорівнює майже чверті від всіх використаних даних [173].

З урахуванням цього, для розрахунку випаровування з водної поверхні в районі Тилігульського лиману за період з 1976 по 2013 рр. обраний зв'язок відносної вологості повітря, встановлений за даними метеостанцій «порт-Южний» $f_{\text{Ю}}$ та «порт-Одеса» $f_{\text{О}}$.

Для уточнення розрахунку відносної вологості повітря та випаровування з водної поверхні на метеостанції «порт-Южний» використані зв'язки між значеннями відносної вологості повітря на метеостанціях «порт-Южний» і «порт-Одеса», встановлені для окремих місяців року за період з січня 1984 р. по грудень 1988 р. (табл. 13.4).

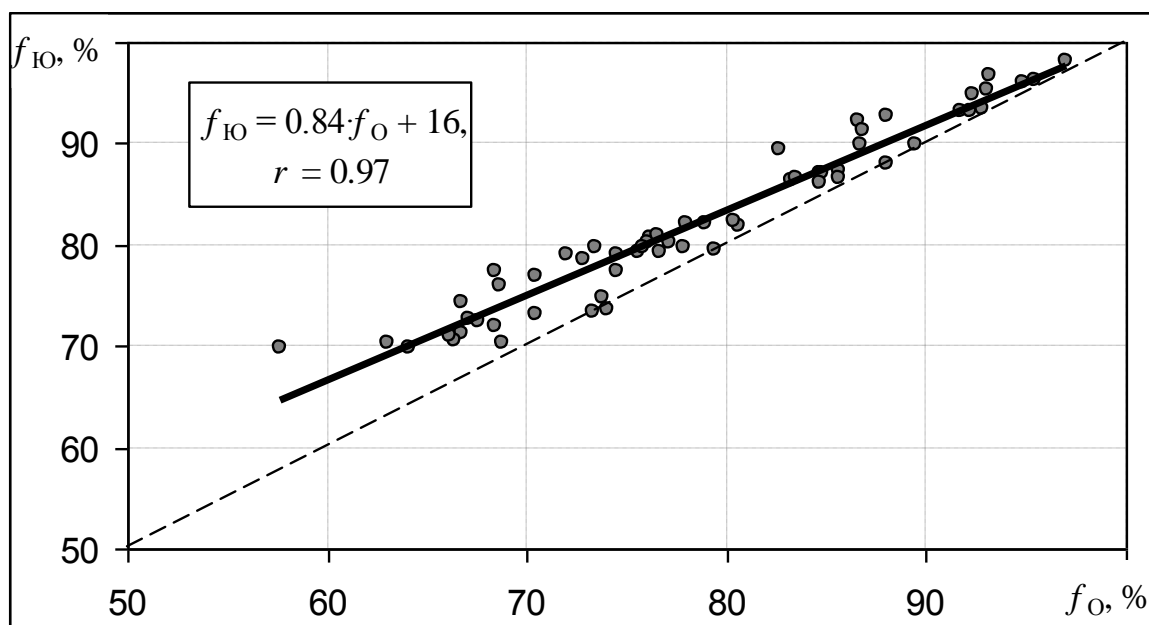


Рисунок 13.12 – Зв’язок середньомісячних значень відносної вологості повітря на метеостанціях «порт-Южний» $f_{Ю}$ та «порт-Одеса» $f_{О}$, %, за період з січня 1984 р. по грудень 1988 р. [173]: — – лінія зв’язку; - - – лінія рівних значень

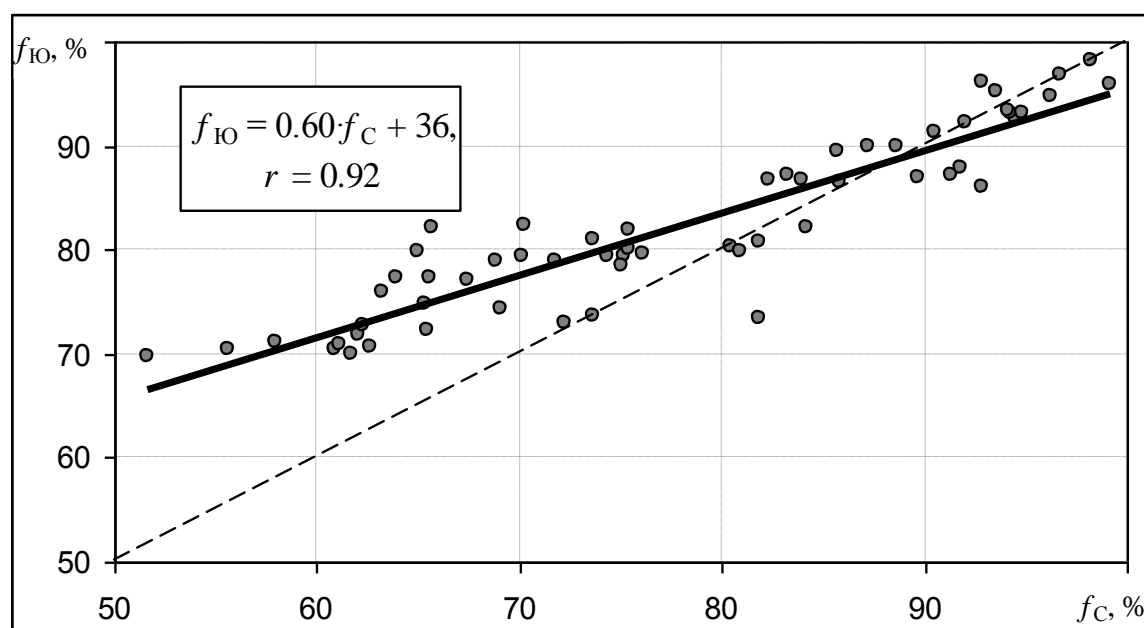


Рисунок 13.13 – Зв’язок середньомісячних значень відносної вологості повітря на метеостанціях «порт-Южний» $f_{Ю}$ та «Сербка» $f_{С}$, %, за період з січня 1984 р. по грудень 1988 р. [173]: — – лінія зв’язку; - - - – лінія рівних значень

Таблиця 13.4 – Рівняння зв'язків між значеннями відносної вологості повітря на метеостанціях «порт-Южний» $f_{Ю}$ та «Одеса» $f_{О}$, %, коефіцієнти кореляції між ними r для окремих місяців року за період з січня 1984 р. по грудень 1988 р.

Місяць	Рівняння зв'язку	r	Місяць	Рівняння зв'язку	r
I	$f_{Ю, I} = 0,57 \cdot f_{О, I} + 42,1$	0,93	VII	$f_{Ю, VII} = 1,17 \cdot f_{О, VII} - 4,9$	0,94
II	$f_{Ю, II} = 1,07 \cdot f_{О, II} - 5,3$	0,97	VIII	$f_{Ю, VIII} = 0,42 \cdot f_{О, VIII} + 43,8$	0,84
III	$f_{Ю, III} = 0,88 \cdot f_{О, III} + 12,5$	0,98	IX	$f_{Ю, IX} = 0,56 \cdot f_{О, IX} + 35,7$	0,82
IV	$f_{Ю, IV} = 0,78 \cdot f_{О, IV} + 21,1$	0,51	X	$f_{Ю, X} = 1,01 \cdot f_{О, X} + 0,30$	0,94
V	$f_{Ю, V} = 0,57 \cdot f_{О, V} + 36,8$	0,99	XI	$f_{Ю, XI} = 0,72 \cdot f_{О, XI} + 25,9$	0,98
VI	$f_{Ю, VI} = 1,13 \cdot f_{О, VI} - 6,3$	0,96	XII	$f_{Ю, XII} = 1,68 \cdot f_{О, XII} - 54,3$	0,92

13.5 Визначення об'ємів припливу-стоку вод через з'єднувальний канал «лиман-море» та мінералізації морських вод

Об'єми припливу-стоку води через з'єднувальний канал «лиман-море» $W_{кан, j}$, млн. м³, за місяці року визначались за формулою

$$W_{кан, j} = 86400 N_j Q_{кан, j} 10^{-6}, \quad (13.24)$$

де N_j – кількість діб, коли канал був відкритим в j -му місяці;

$Q_{кан, j}$ – середні за місяць витрати води в з'єднувальному каналі, м³/с;

86400 – кількість секунд в одній добі, с;

10^{-6} – коефіцієнт розмірності, який переводить дані з м³ в млн. м³.

Середньомісячні витрати води в з'єднувальному каналі $Q_{кан, j}$ визначались з використанням гідравлічної формули Шезі-Маннінга [184, 185]:

$$Q_{кан, j} = w_{кан, j} V_{кан, j} = \frac{w_{кан, j}}{n_{кан}} R_{кан, j}^{2/3} I_{кан, j}^{1/2}, \quad (13.25)$$

де $w_{кан, j}$ – площа водного перерізу каналу, м²;

$V_{кан, j}$ – середня за місяць швидкість течії в каналі, м/с;

$n_{кан}$ – коефіцієнт шорсткості русла каналу, який в розрахунках береться як стала величина, що дорівнює $n_{кан} = 0,050$;

$R_{кан, j}$ – гідравлічний радіус русла каналу, який приблизно дорівнює середній глибині каналу $R_{кан, j} = h_{кан, j}$, м;

$I_{кан, j}$ – уклон водної поверхні в каналі.

Уклон водної поверхні в каналі $I_{кан, j}$ визначався за формулою

$$I_{кан, j} = \frac{\zeta_{Ю, j} - \zeta_{Т, j-1}}{l_{кан}}, \quad (13.26)$$

де $\zeta_{Ю, j}$ – рівень води в морі в розрахунковий місяць (j) року, мБС;

$\zeta_{Т, j-1}$ – рівень води в лимані наприкінці попереднього ($j-1$) відносно розрахункового місяця року, мБС;

$l_{кан} = 3300$ м – довжина каналу.

Площа водного перерізу з'єднувального каналу $w_{кан, j}$, м², визначалась за формулою (12.8), а середня глибина в каналі $h_{кан, j}$, м, – за формулою (12.9).

Відмітка рівня води в каналі $\zeta_{кан, j}$, мБС, яка використовується для розрахунків $w_{кан, j}$ та $h_{кан, j}$, визначається як

$$\zeta_{кан, j} = \frac{\zeta_{Т, j-1} - \zeta_{Ю, j}}{2}. \quad (13.27)$$

В зв'язку з тим, що відстань між гирлом з'єднувального каналу зі сторони моря та гідрометеорологічною станцією (ГМС) «порт-Южний» становить лише 12,5 км, в розрахунках прийнято, що середні за розрахункові місяці року відмітки рівня моря в районі з'єднувального каналу за період з серпня 1980 р. по грудень 2012 р., дорівнюють середньомісячним рівням води на ГМС «порт-Южний» $\zeta_{Ю, j}$, мБС (рис. 13.14 та 13.15) [147, 168].

За період з січня 1953 р. по липень 1980 р., а також для тих місяців, для яких рівні води на ГМС «порт-Южний» відсутні – липень 1981 р. та лютий 1985 р., середні за місяць відмітки рівня води Чорного моря в районі з'єднувального каналу визначались з використанням зв'язків між середньомісячними рівнями води на ГМС «порт-Южний» $\zeta_{Ю, j}$, мБС, та сумарними витратами води річок Дніпро $Q_{Дніп, j}$ і Дунай $Q_{Дун, j}$, м³/с, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р. (рис. 13.16, табл. 13.5).

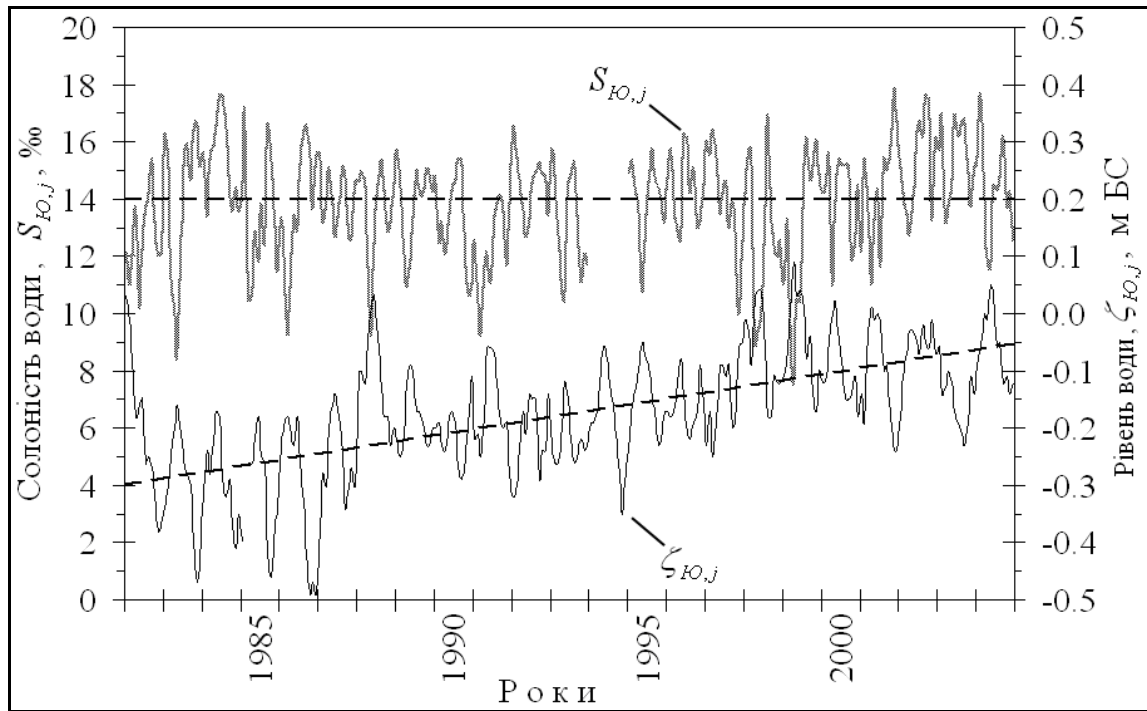


Рисунок 13.14 – Мінливість середньомісячних рівнів $\zeta_{Ю,j}$, мБС, та солоності води $S_{Ю,j}$, ‰, на ГМС «порт-Южний», за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р.

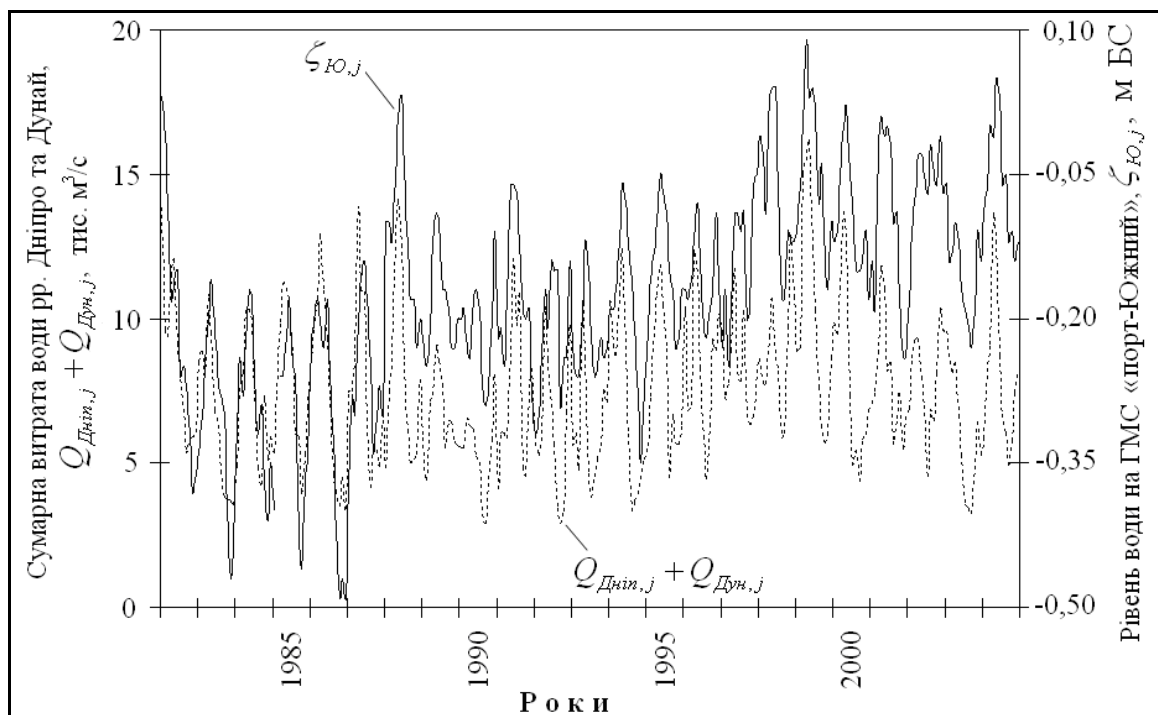


Рисунок 13.15 – Мінливість середньомісячних рівнів води на ГМС «порт-Южний» $\zeta_{Ю,j}$, мБС, та сумарних витрат води річок Дніпро $Q_{Дніп,j}$ та Дунай $Q_{Дун,j}$, тис. м³/с, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р.

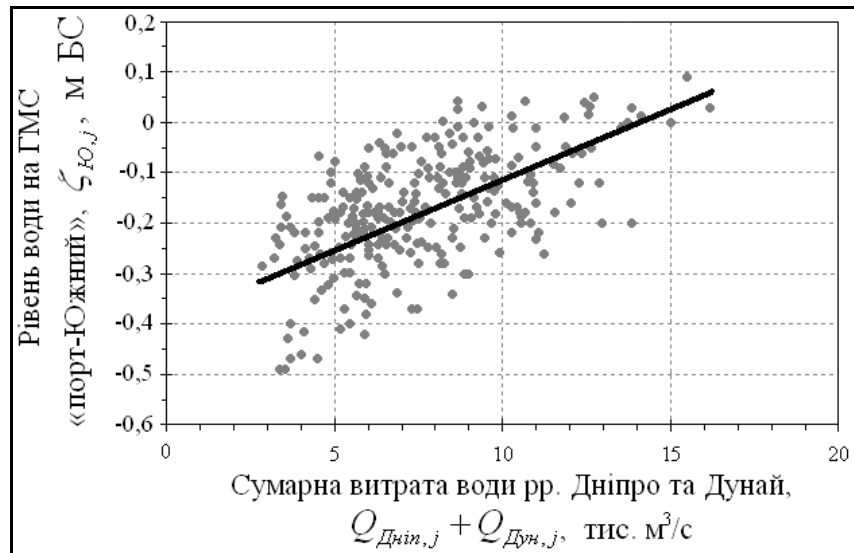


Рисунок 13.16 – Зв’язок середньомісячних рівнів води на ГМС «порт-Южний» $\zeta_{Ю,j}$, мБС, та сумарних витрат води річок Дніпро $Q_{Дніп,j}$ та Дунай $Q_{Дун,j}$, тис. м³/с, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р.

Таблиця 13.5 – Параметри рівняння зв’язку $\zeta_{Ю,j} = a(Q_{Дніп,j} + Q_{Дун,j})^b$ між середньомісячними рівнями води на ГМС «порт-Южний» $\zeta_{Ю,j}$, мБС, та сумарними витратами води річок Дніпро $Q_{Дніп,j}$ та Дунай $Q_{Дун,j}$, м³/с, для місяців року, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р.

Місяці	a	b	Місяці	a	b
I	361,60	0,0321	VII	406,57	0,0201
II	331,47	0,0422	VIII	383,32	0,0266
III	314,76	0,0476	IX	360,54	0,0331
IV	371,21	0,0295	X	316,37	0,0475
V	355,15	0,0350	XI	253,30	0,0724
VI	392,69	0,0246	XII	272,95	0,0634

В розрахунках прийнято, що середньомісячні величини солоності води Чорного моря в районі морського гирла каналу за розрахункові місяці $S_{Ю,j}$, ‰, за період з січня 1982 р. по грудень 2012 р., дорівнюють середнім за місяці року величинами солоності води на ГМС «порт-Южний» (рис. 13.14) [147, 168].

За період з січня 1953 р. по грудень 1981 р., а також для тих місяців, для яких величини солоності води на ГМС «порт-Южний» $S_{Ю,j}$ відсутні – з січня по грудень 1994 р., середні за місяць величини солоності води в морі в

районі морського гирла з'єднувального каналу визначались з використанням зв'язків між середньомісячними величинами солоності води на ГМС «порт-Южний» $S_{Ю,j}$, ‰, та витратами води р. Дніпро (Каховська ГЕС) $Q_{Дніп,j}$, м³/с, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р. (рис. 13.17, табл. 13.6) або за даними про внутрішньорічний розподіл середньомісячних значень солоності води на ГМС «порт-Южний» (рис. 13.18).

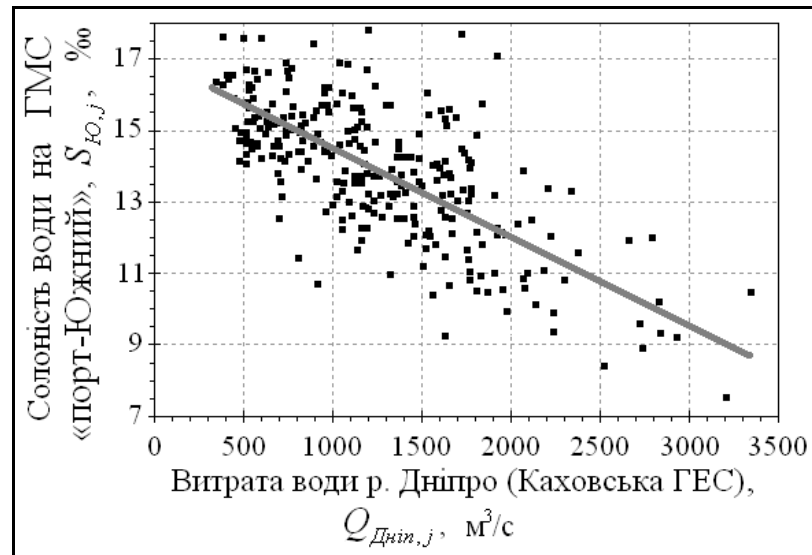


Рисунок 13.17 – Зв'язок середньомісячних величин солоності води Чорного моря на ГМС «порт-Южний» $S_{Ю,j}$, ‰, та витрат води р.Дніпро (Каховська ГЕС) $Q_{Дніп,j}$, м³/с, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р.

Таблиця 13.6 – Параметри рівняння зв'язку $S_{Ю,j} = aQ_{Дніп,j}^b$ між середніми за місяці величинами солоності води на ГМС «порт-Южний» $S_{Ю,j}$, ‰, та витратами води р. Дніпро $Q_{Дніп,j}$, м³/с, для місяців року, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р.

Місяці	a	b	Місяці	a	b
I	60,095	-0,2016	VII	42,860	-0,1603
II	41,728	-0,1475	VIII	36,675	-0,1354
III	64,778	-0,2224	IX	25,824	-0,0820
IV	69,896	-0,2454	X	45,113	-0,1689
V	74,158	-0,2476	XI	59,778	-0,2072
VI	80,974	-0,2563	XII	79,259	-0,2420

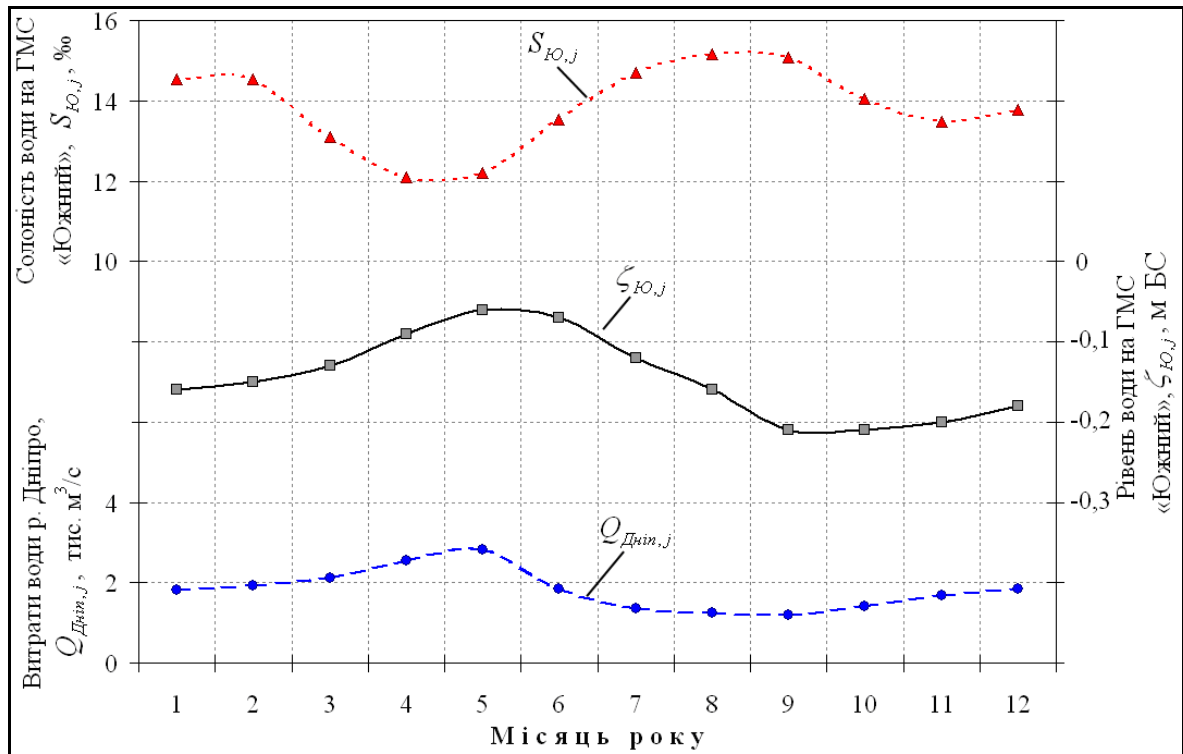


Рисунок 13.18 – Внутрішньорічний розподіл середньомісячних рівнів $\zeta_{Ю,j}$, мБС, і солоності води $S_{Ю,j}$, ‰, на ГМС «порт-Южний» та середньомісячних витрат води р. Дніпро (Каховська ГЕС) $Q_{Дніп,j}$, м³/с

13.6 Результати моделювання водно-сольового балансу лиману при різних варіантах водообміну з морем

Розрахунки водно-сольового балансу Тилігульського лиману в період з січня 1953 р. по грудень 2012 р. виконувалися для трьох варіантів функціонування водойми (водообміну з Чорним морем): **1 варіант** – при умовах, які фактично спостерігалися за розрахунковий період; **2 варіант** – при умові, що лиман був закритою водоймою, тобто водообмін з морем був відсутній; **3 варіант** – при умові, що в розрахунковий період забезпечувався безперервний водообмін з морем через з'єднувальний канал.

Моделювання за **1 варіантом** дозволило виконати калібрування та верифікацію розроблених моделей водного та сольового балансів водойми за ретроспективними даними. Моделювання водно-сольового балансу лиману за **2 варіантом** функціонування водойми дозволяє оцінити режим рівнів води та мінливість мінералізації води в лимані при відсутності водообміну з Чорним морем. Результати моделювання за **3 варіантом** функціонування водойми дозволяють оцінити режим рівнів і солоності води Тилігульського

лиману при безперервному водообміні з морем. Головна мета розрахунків за різними варіантами формування водно-сольового балансу полягала в оцінці ролі водообміну з морем через з'єднувальний канал в стабілізації рівня води та накопиченні в лимані солей.

Початкові значення рівня та мінералізації води в усіх трьох варіантах брались однаковими для всіх частин лиману і дорівнювали, відповідно, - 1,40 мБС та 8,00 г/дм³, тобто тим значенням, які спостерігались наприкінці 1952 р. [147].

Результати моделювання водно-сольового балансу лиману для різних варіантів водообміну з морем показані на рисунках: 13.19-13.24 (**1 варіант**); 13.25-13.26 (**2 варіант**); 13.27-13.30 (**3 варіант**).

З рис. 13.19 (**1 варіант**) видно, що при умовах функціонування лиману, які спостерігались в період 1953 - 2012 рр., використана модель водного балансу, дозволяє з високою точністю (в середньому $\pm 0,1$ м) розрахувати режим рівнів води в лимані за період 60 років та виявити періоди водообміну лиману з морем, наприклад, в 1954-1958 рр., коли інформація про строки з'єднання лиману з морем була відсутня, а наводилися лише загальні відомості про те, що в лиман надходила морська вода через прорви на пересипі між лиманом і морем [155].

З рис. 13.20-13.22 видно, що розрахункові значення солоності води загалом співпадають з фактичними. Найменші відхилення розрахованих значень солоності води (рис. 13.21) від фактичних (виміряних) спостерігаються в I частині та в середньому для всього лиману (рис. 13.20).

В частинах II, III та IV ці відхилення мають більші значення [147]. Останнє пояснюється тим, що запропонована балансова модель не може врахувати те, що значна частина річкових вод і атмосферних опадів, які мають меншу густину, ніж солоні води лиману, в періоди інтенсивних водопіль, паводків та після значних дощів, практично не змішуючись з водами IV та III частин лиману, надходять («зісковзують») в його II та I частини, а далі через канал виходять в море [32].

Це припущення також підтверджується даними визначення мінералізації води по довжині лиману 21 та 23 березня 2014 р. (майже в кінці весняного водопілля на річках і балках басейну лиману). Встановлено, що найбільша мінералізація води була в верхів'ях лиману (23,83 г/дм³ – на ділянці с.Софіївка), у бік нижньої (південної) частини лиману мінералізація води поступово зменшувалась (наприклад, 23,51 г/дм³ – на ділянці с.Ташине, 23,06 г/дм³ – на ділянці с.Бесарабка), а найменша мінералізація води (22,58 г/дм³) була в створі автомобільного моста через канал поблизу смт Коблеве [186].

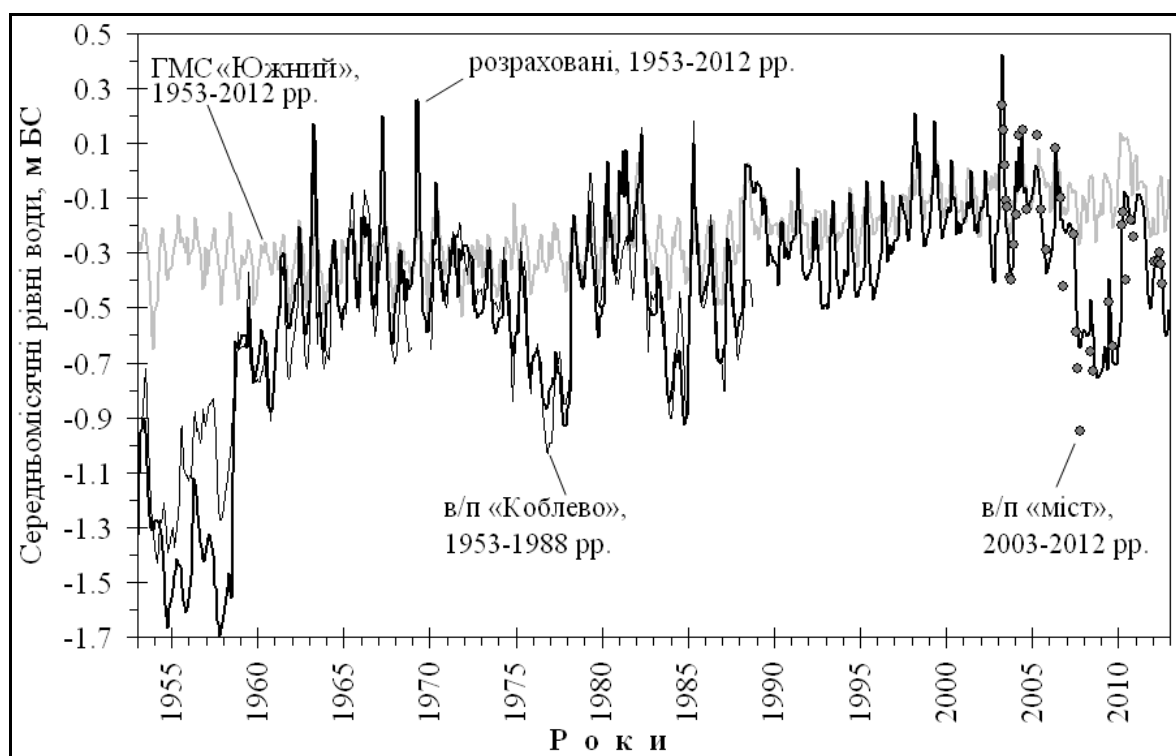


Рисунок 13.19 – Мінливість середньомісячних рівнів води Тилігульського лиману та Чорного моря за період з 1953 по 2012 рр. (1 варіант)

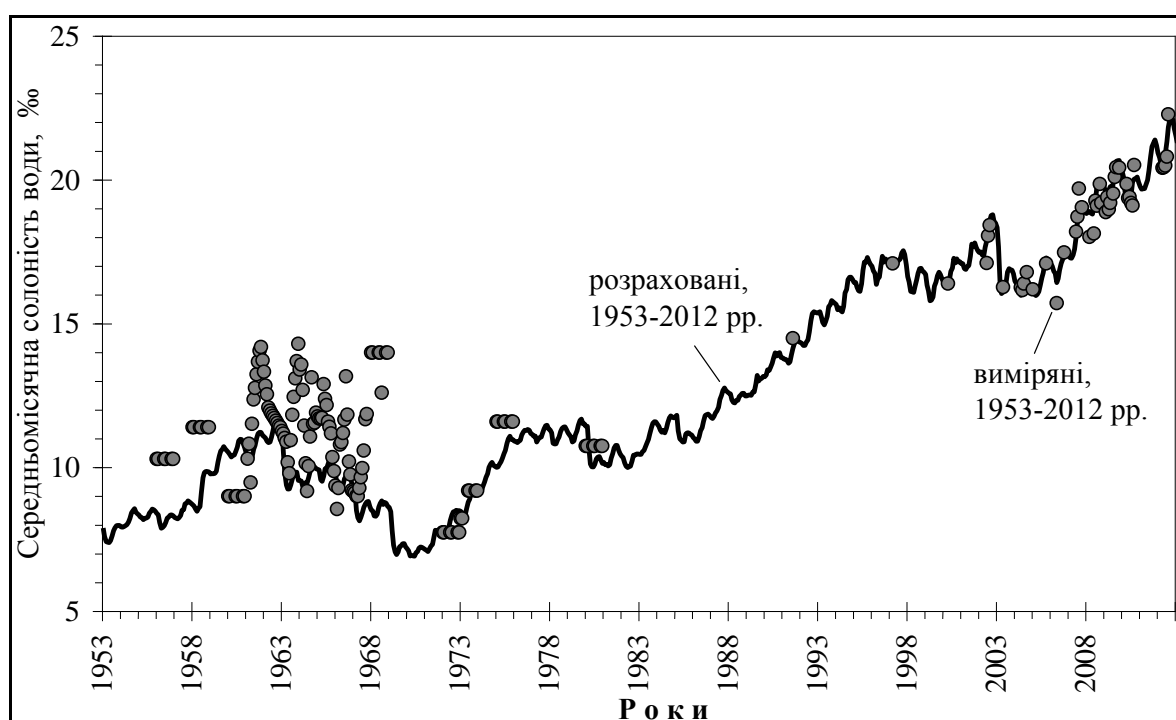


Рисунок 13.20 – Мінливість середньомісячних значень солоності води в цілому для Тилігульського лиману за період з 1953 по 2012 рр. (1 варіант)

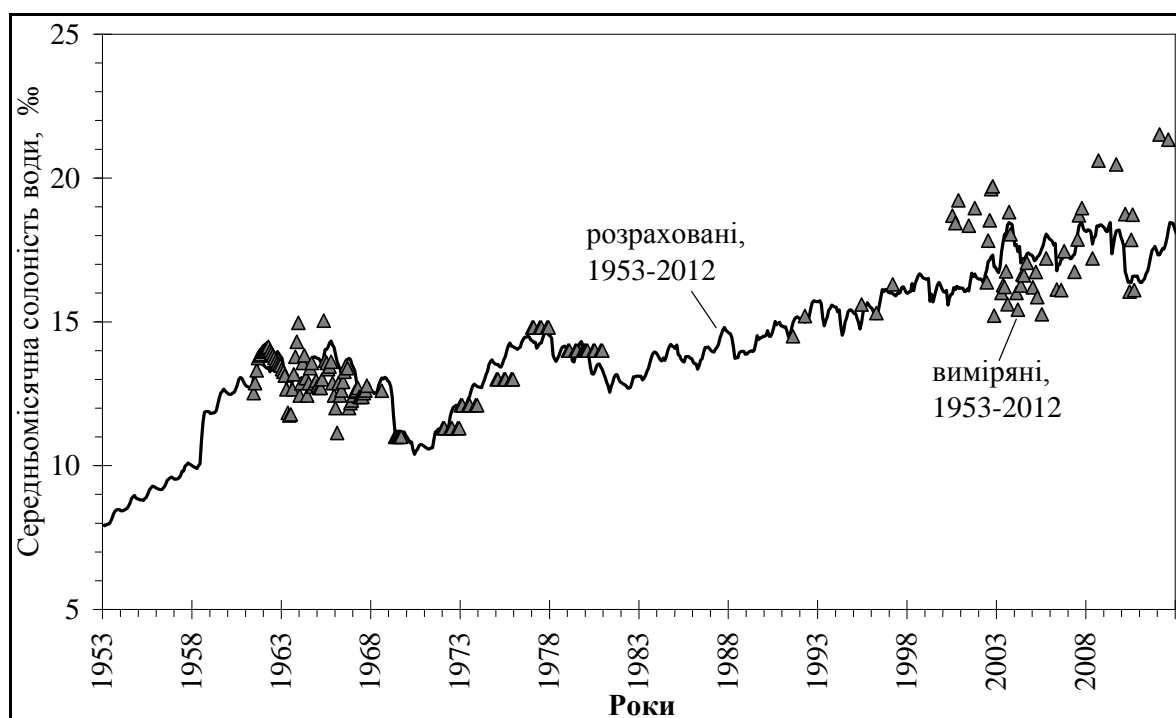


Рисунок 13.21 – Мінливість середньомісячних значень солоності води І частини Тилігульського лиману за період з 1953 по 2012 рр. (1 варіант)

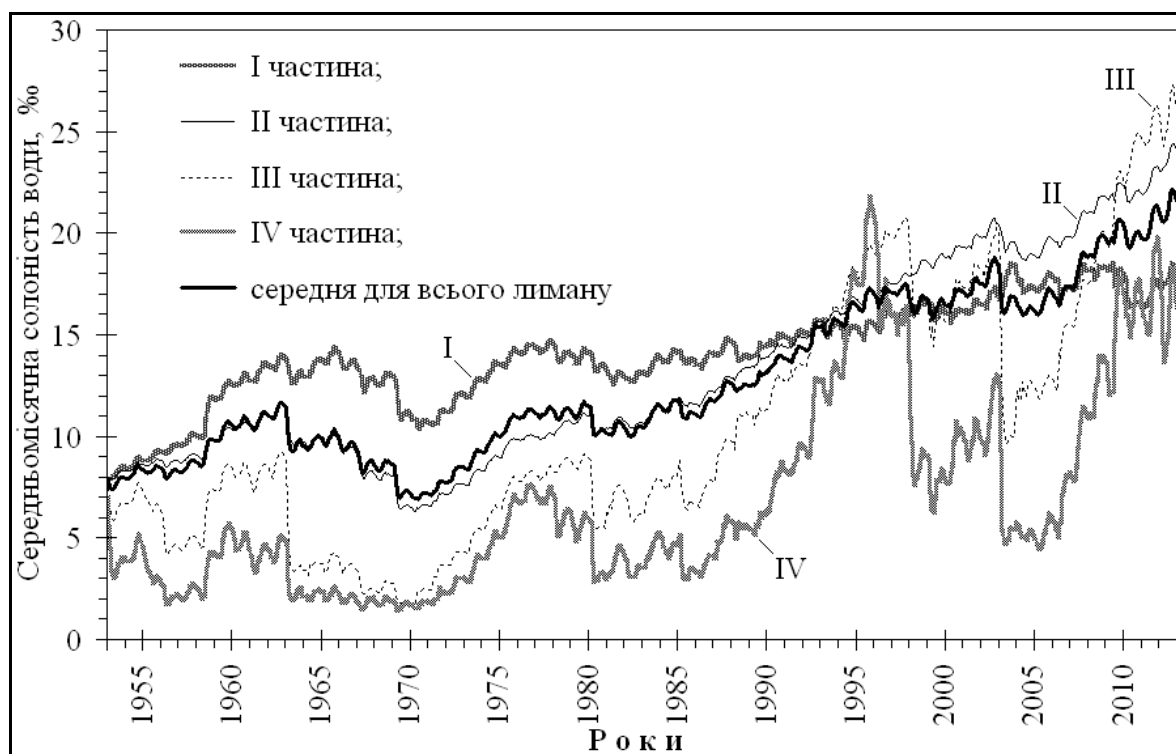


Рисунок 13.22 – Мінливість середньомісячних значень солоності води різних частин і всього Тилігульського лиману за період з 1953 по 2012 рр. (1 варіант)

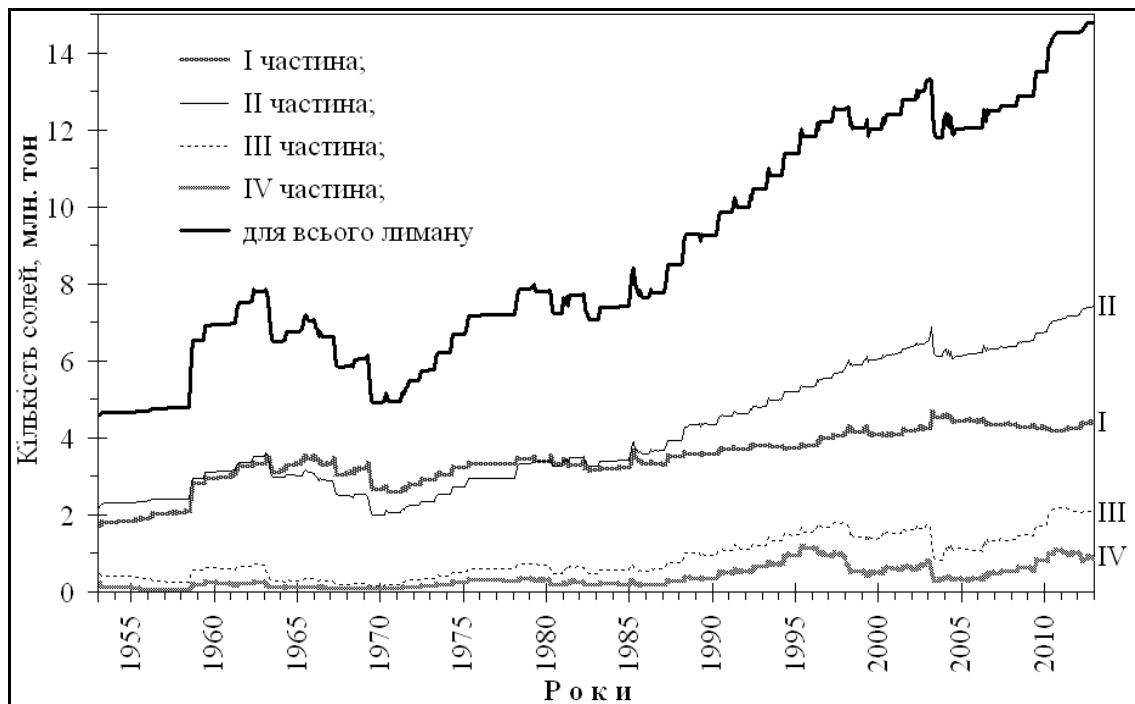


Рисунок 13.23 – Мінливість загальної кількості солей в Тилігульському лимані та його різних частинах за період з 1953 по 1992 рр. (1 варіант)

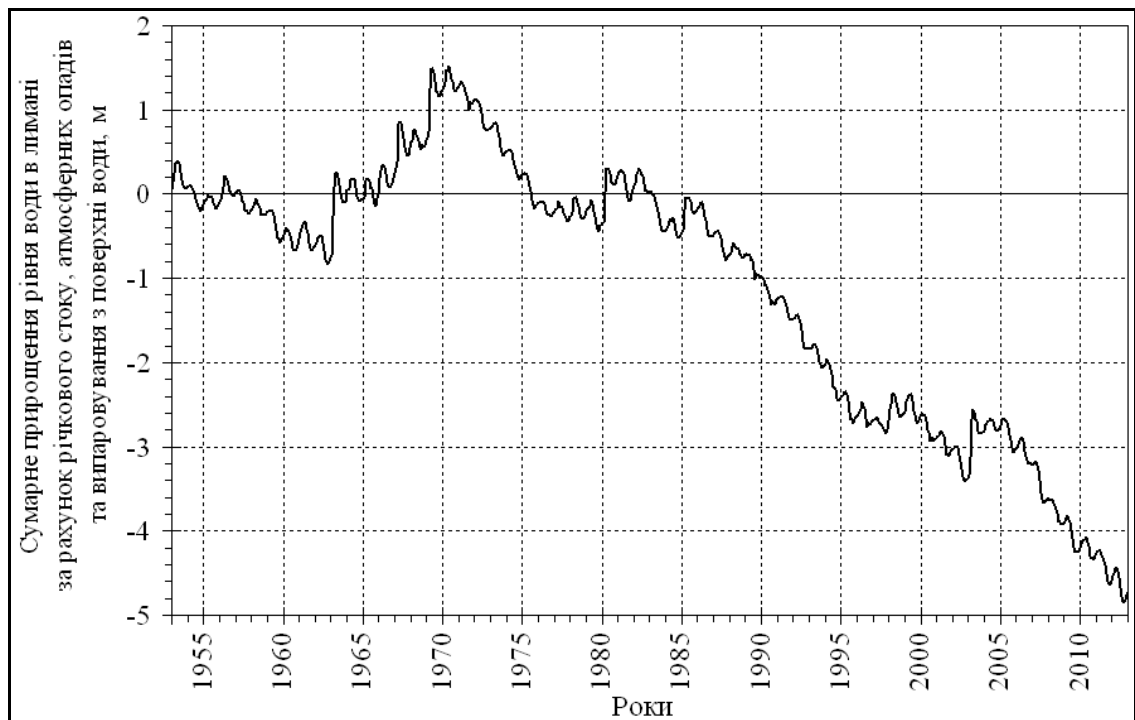


Рисунок 13.24 – Сумарне прирощення рівня води (м) в Тилігульському лимані, отримане з врахуванням атмосферних опадів, припливу води з водорозбірного басейну лиману та випаровування з водної поверхні, за період з 1953 по 2012 рр. (1 варіант)

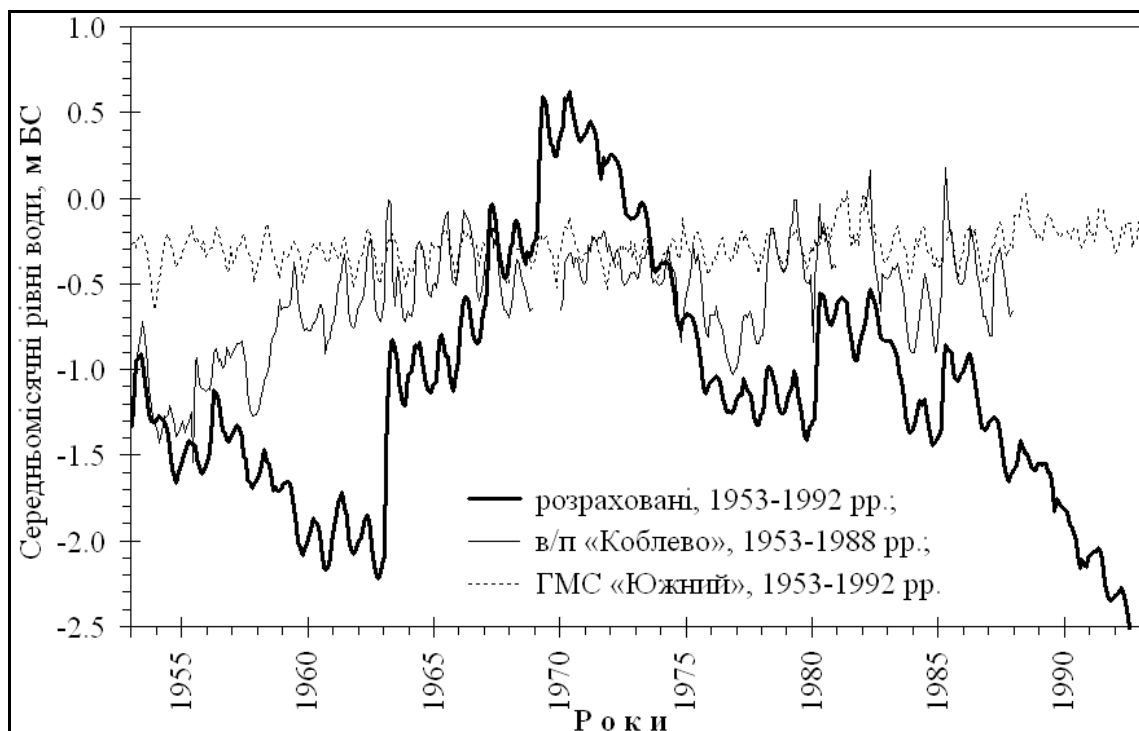


Рисунок 13.25 – Мінливість середньомісячних рівнів води Тилігульського лиману та Чорного моря за період з 1953 по 1992 рр. (2 варіант)

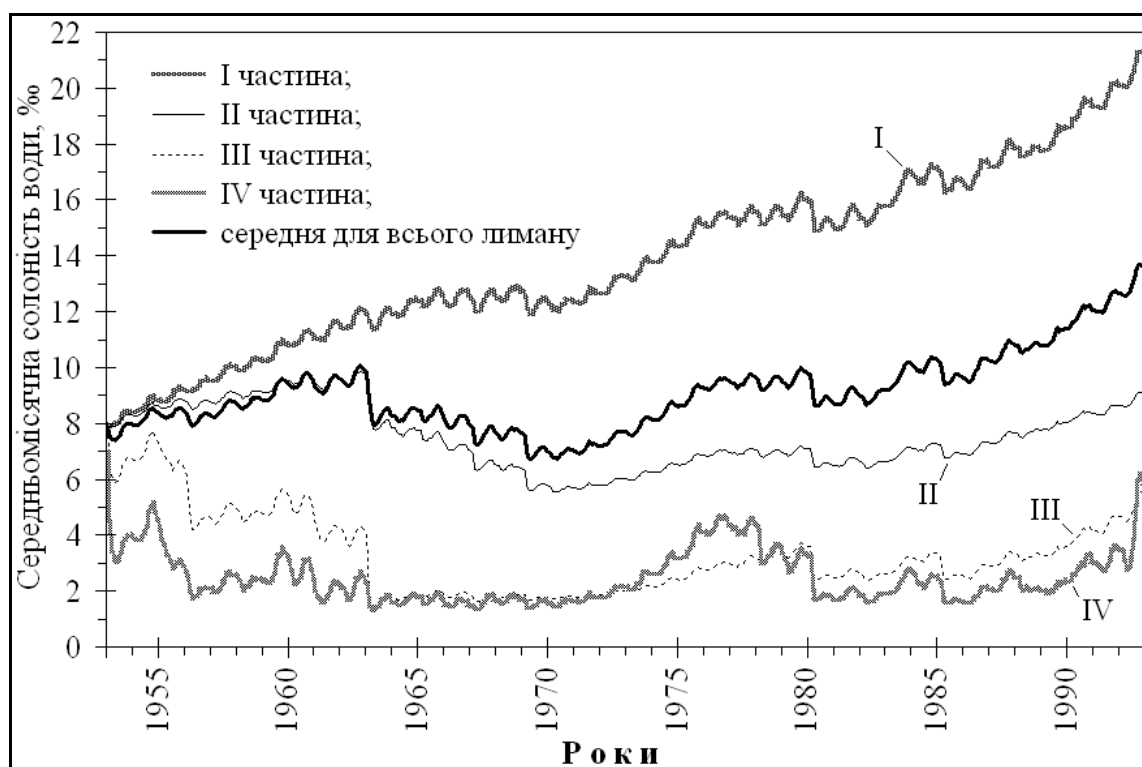


Рисунок 13.26 – Мінливість середньомісячних значень солоності води різних частин і всього Тилігульського лиману за період з 1953 по 1992 рр. (2 варіант)

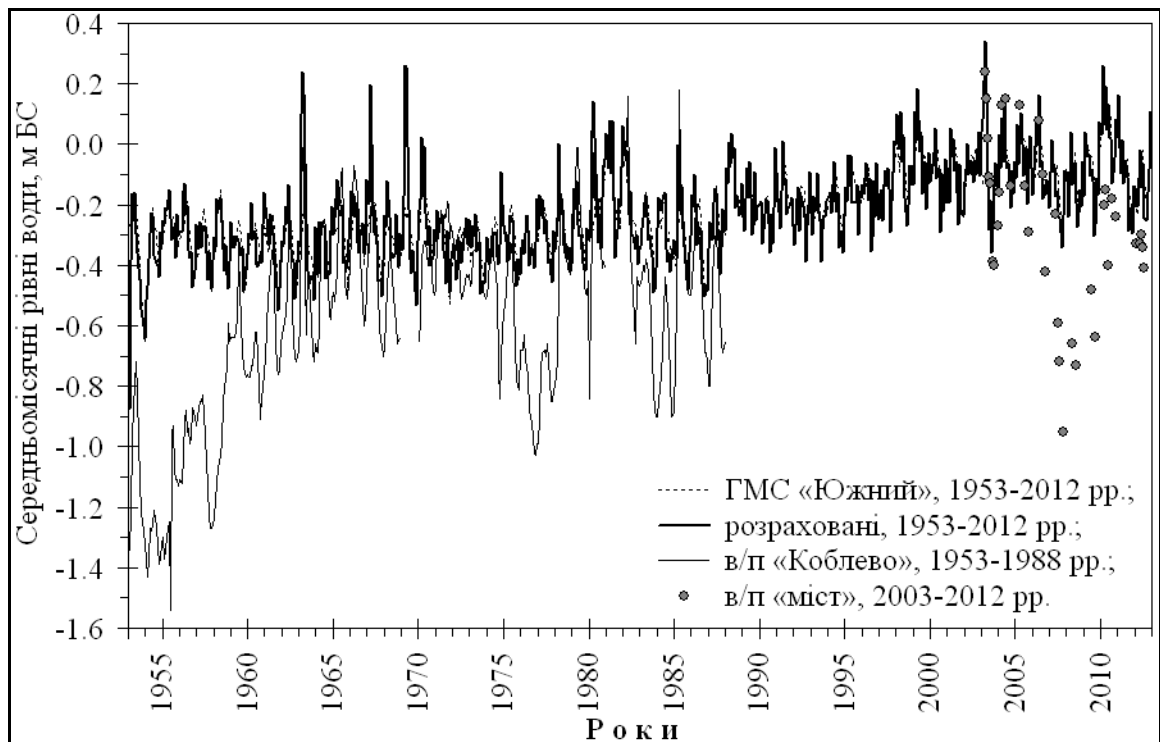


Рисунок 13.27 – Мінливість середньомісячних рівнів води Тилігульського лиману та Чорного моря за період з 1953 по 2012 рр. (3 варіант)



Рисунок 13.28 – Мінливість середньомісячних значень солоності води різних частин і всього Тилігульського лиману за період з 1953 по 2012 рр. (3 варіант)

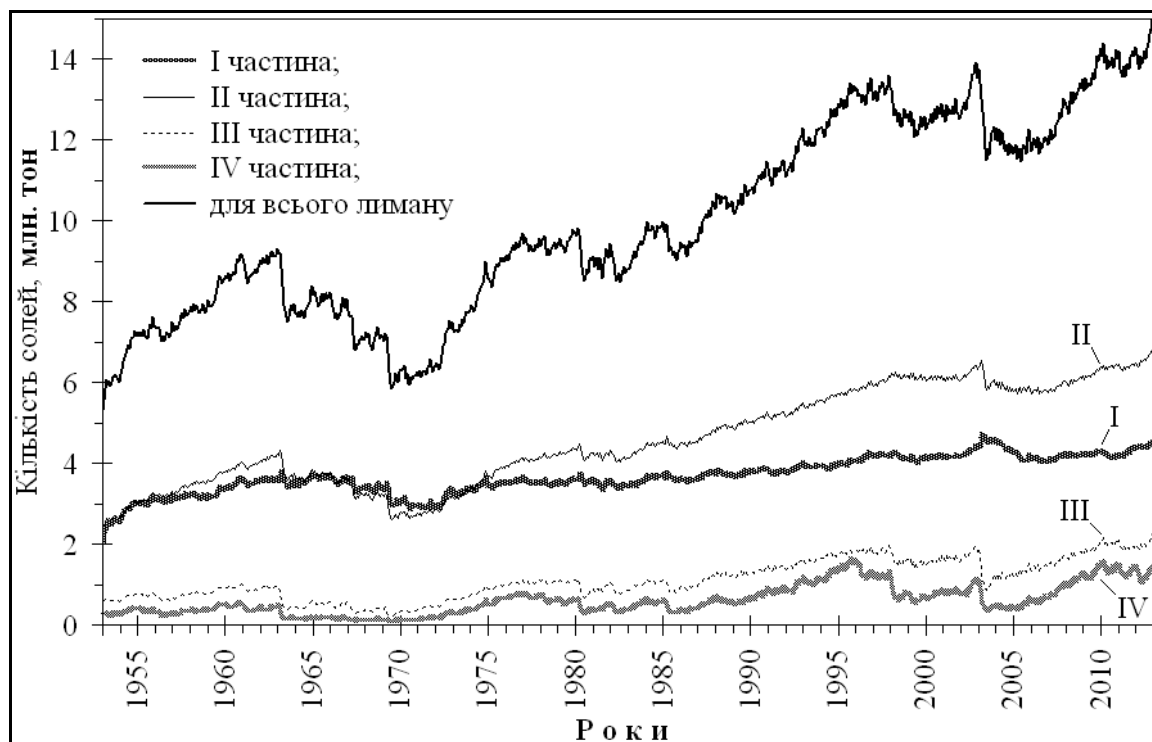


Рисунок 13.29 – Мінливість загальної кількості солей в Тилігульському лимані та його різних частинах за період з 1953 по 2012рр. (3 варіант)

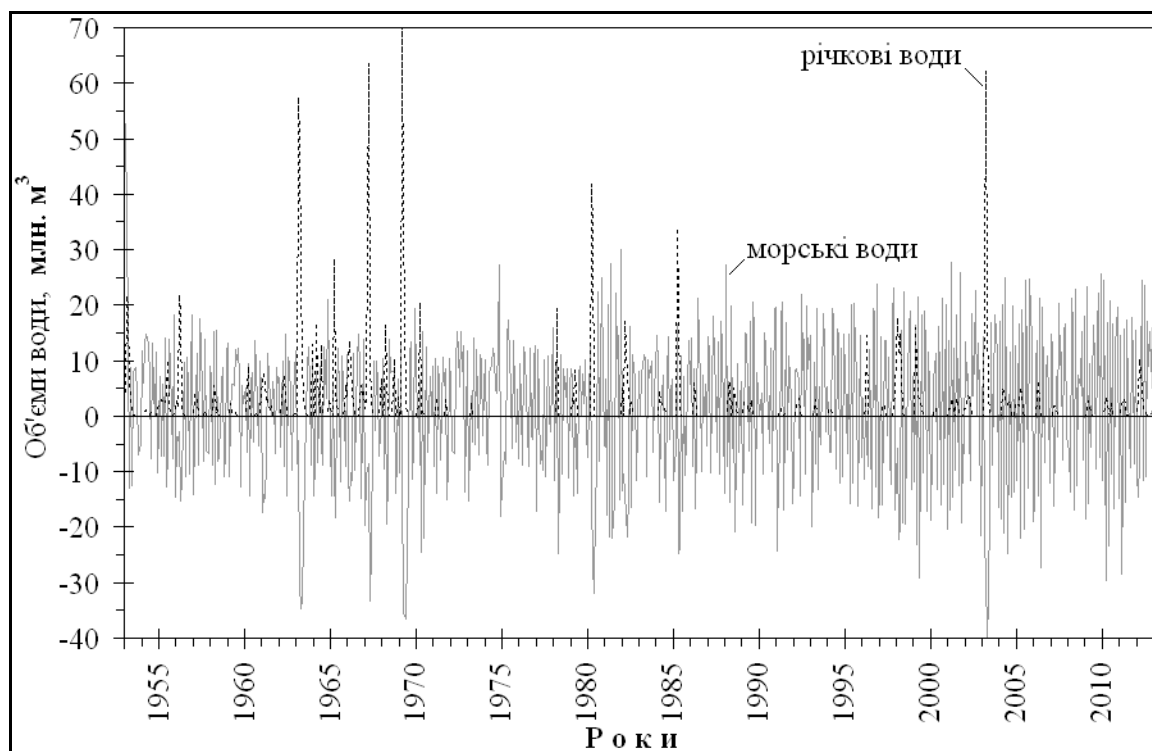


Рисунок 13.30 – Мінливість щомісячних об'ємів річкового стоку та водообміну Тилігульського лиману з Чорним морем за період з 1953 по 2012 рр. (3 варіант)

При цьому, мінералізація води північно-східного озера на пересипу лиману (західна межа якого вільно з'єднується з лиманом через канал) 23 березня 2014 р. дорівнювала лише $18,66 \text{ г/дм}^3$ (рис. 13.31), при цьому канал «лиман-море» був закритий і морські води в лиман не надходили (мінералізація води в морі в цей час становила $12,65 \text{ г/дм}^3$).

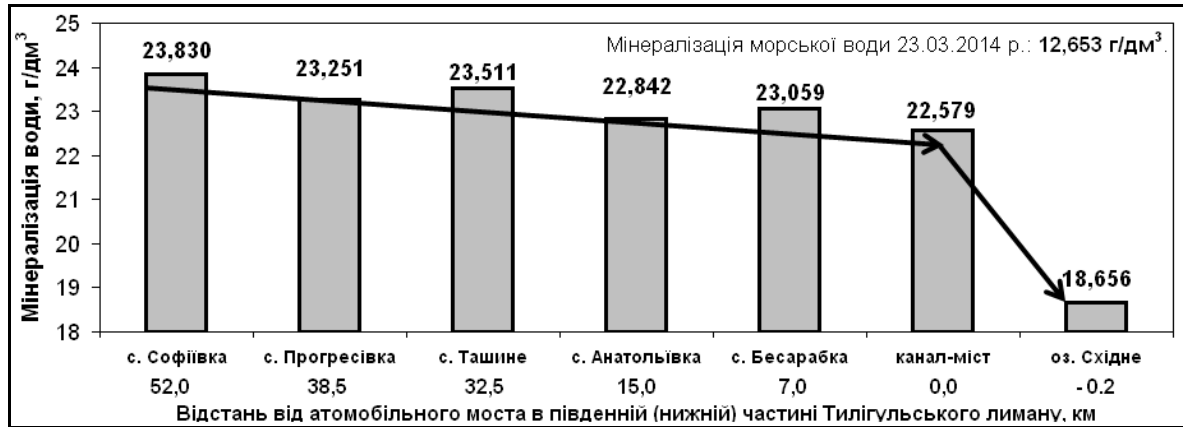


Рисунок 13.31 – Мінералізація води на різних ділянках Тилігульського лиману та в прилеглої до з'єднувального каналу частині моря наприкінці березня 2014 р.

Через це розрахункова солоність води в IV та III частинах лиману майже завжди на декілька проміле (г/дм^3) менша від фактичної, а в I та особливо II частинах навпаки – на 1-3 ‰ вища. Якщо ж приплив прісних вод йде поступово, то розрахункові й фактичні значення солоності води в усіх частинах лиману майже повністю співпадають, наприклад, в 1972-1973 рр. та 1979-1980 рр. Слід відмітити, що середні розрахункові та фактичні значення солоності води для всього лиману за період з 1972 по 2012 рр. (40 років) добре узгоджуються (рис. 13.20), тобто загальна кількість солей в лимані (рис. 13.23) обчислюється вірно. Тому розроблена модель може вважатися надійною для оцінки водно-сольового режиму лиману за багаторічний період, при різних гідрометеорологічних умовах і режимах функціонування каналу між лиманом і морем.

В цілому, за період з 1953 по 2012 рр. загальна кількість солей в лимані зросла більш ніж в 3 рази (з 4,6 млн. тон – в 1953 р. до 14,6 млн. тон – у 2012 р.) (рис. 13.23), за рахунок періодичного припливу морських вод. Треба відмітити, що при відсутності в період 1953 - 2012 рр. припливу в Тилігульський лиман морських вод, загальне прирощення рівня води за рахунок опадів, річкового стоку та випаровування було б від'ємним та дорівнювало у 2012 р. значенню мінус 4,8 м (рис. 13.24). Це, головним чином, пов'язано з тим, що річні шари випаровування з водної поверхні

лиману в середньому перевищують річні шари атмосферних опадів на 262 мм (рис. 13.32). Тільки в багатоводному 1980 р. річний шар атмосферних опадів на 29,4 мм перевищував шар випаровування з водної поверхні, а в інші роки – випаровування перевищувало опади. Найбільше перевищення дорівнює 551 мм (в 1983 р.), найменше – 42,5 мм (в 2010 р.) [173].

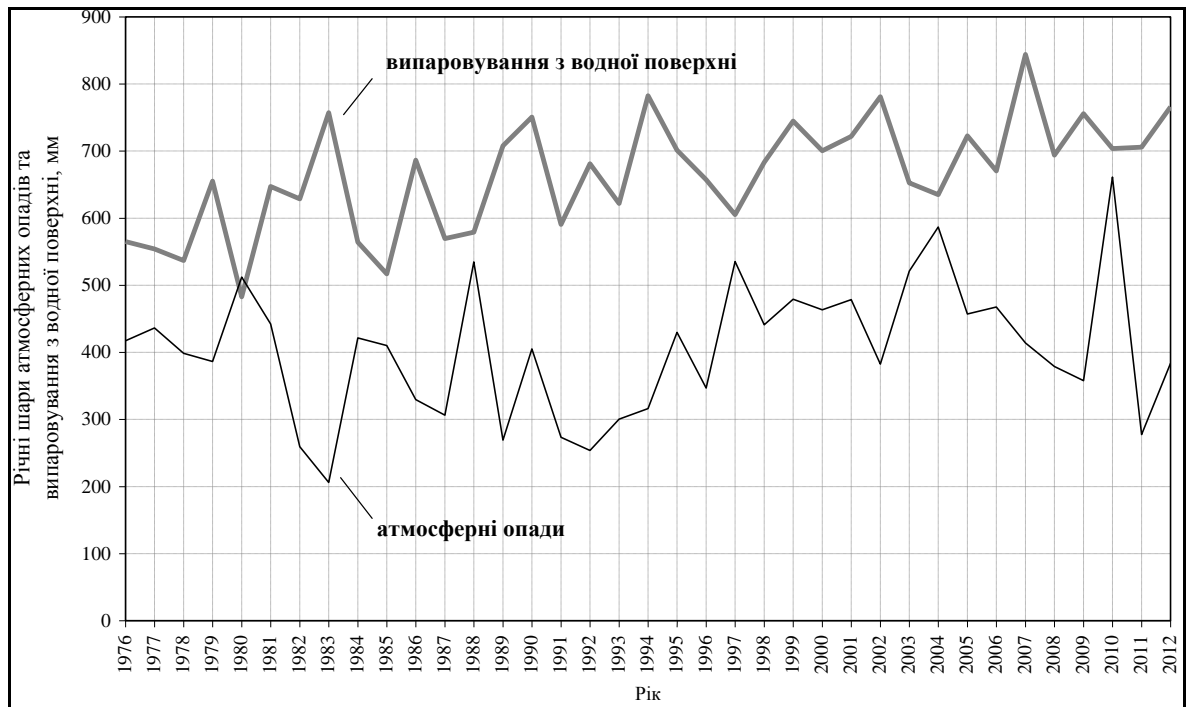


Рисунок 13.32 – Мінливість річних шарів атмосферних опадів та випаровування з водної поверхні в районі Тилігульського лиману (ГМС «порт-Южний») за період з 1976 по 2012 рр. [173]

З урахуванням того, що початкова відмітка рівня води в лимані в січні 1953 р. становила мінус 1,4 мБС, відмітка рівня води в лимані в грудні 2012 р. дорівнювала б значенню мінус 6,2 мБС, тобто рівні води Тилігульського і Куяльницького лиманів були б майже рівними [147, 145, 187].

Таким чином, результати розрахунків водно-сольового балансу лиману за умовами **1 варіанту** дозволяють зробити висновок про можливість використання балансової моделі для оцінки впливу водообміну з морем на водно-сольовий режим лиману за **2 та 3 варіантами**.

З рис. 13.25 (**2 варіант**) видно, що при відсутності водообміну з морем коливання розрахункових рівнів води відбувалися б синхронно з фактичними. В періоди 1953-1966 рр. та 1975-1992 рр. розрахункові рівні були б меншими за фактичні, а з середини 1992 р. відмітка рівня води в лимані вже була б менша ніж мінус 2,5 мБС. Таке співвідношення

розрахункових та фактичних рівнів води пов'язано з відсутністю припливу морських вод. Однак, в період з 1967 по 1974 рр. розрахункові рівні води в лимані були б вищими за фактичні (з максимальним перевищенням майже 1 м – в 1969-1970 рр.). Це пояснюється тим, що в лимані затримувалися б води весняних водопіль та паводків в роки високої водності, як, наприклад, у 1969 р. В цей же період відбувалося б значне зменшення солоності води в лимані (рис. 13.26). Наприклад, середня солоність води в лимані за період з 1963 по 1970 рр. зменшилася б більш ніж на 3,2 ‰.

Загалом, солоність води майже всіх частин лиману за період з 1953 по 1992 рр. була б меншою ніж спостережена. Лише в I-й частині лиману розрахункова солоність води, починаючи з 1969 р. перевищувала б спостережену на 1-4 ‰, що пов'язано зі збільшенням кількості солей в цій частині лиману та пропорційним їх зменшенням в інших. В той же час загальна кількість солей в лимані за період майже 40 років збільшилася б приблизно на 1,5 млн. тон (з 4,6 до 6,1 млн. тон). Прирощення рівня води за рахунок опадів, річкового стоку та випаровування за період з 1953 по 1992 рр. було б від'ємним та дорівнювало би в кінці 1992 р. мінус 0,9 м. Це призвело б до того, що відмітка рівня води в лимані вже в середині 1992 р. була б менша мінус 2,5 мБС (рис. 13.25), тобто приблизно 50 % IV частини та 10 % III частини лиману були б пересохлими.

Аналіз результатів розрахунку складових водно-сольового балансу лиману за **3 варіантом** (рис. 13.27-13.30) дозволяє зробити висновок, що варіант функціонування лиману при безперервному водообміні з морем є одним з найвигідніших для підтримки стабільних і задовільних гідроекологічних умов в лимані. З рис. 13.27-13.30 видно:

- а)* розраховані рівні води майже завжди вищі фактичних;
- б)* коливання рівнів води в лимані повністю синхронні з коливаннями рівня води в морі;
- в)* об'єми припливу-стоку води через канал «лиман-море» майже співпадають за величинами та в середньому дорівнюють 15-30 млн. м³, що приблизно становить 2-5 % від об'єму наповнення лиману;
- г)* розрахункова солоність води у цілому на декілька проміле (г/дм³) нижча за фактичну та ту, що розрахована за **1 варіантом**.

Моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману при відсутності водообміну з морем, за ретроспективний період з січня 1953 р. по грудень 1992 р., показало, що рівні та мінералізація води в лимані загалом були б меншими ніж при наявності періодичного (декілька місяців на рік) або безперервного водообміну. Але при зниженні рівня води в лимані до відміток менших мінус 2,5 мБС, що відбулося б вже в середині 1992 р., приблизно 50 % IV частини та 10 % III частини лиману пересохли. Таке зменшення

рівнів і, відповідно, об'ємів води в лимані призвело до зростання мінералізації води, особливо в І частині лиману, де наприкінці 1992 р. вона б дорівнювала $21,25 \text{ г/дм}^3$, тобто була б на $5,55 \text{ г/дм}^3$ вища ніж при періодичному водообміні з морем через сполучний канал в період з липня 1958 р. по грудень 1992 р.

Результати моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману в умовах водообміну, якій періодично відбувався через канал «лиман-море» з липня 1958 р. по грудень 2012 р., та при безперервному водообміні (з січня 1953 р. по грудень 2012 р.) показали, що головною перевагою безперервного водообміну над періодичним є певна стабілізація рівнів води в лимані в інтервалі від мінус $0,55 \text{ мБС}$ до $0,34 \text{ мБС}$, з мінливістю майже ідентичною мінливості рівнів води в морі. В умовах періодичного водообміну рівні води в лимані змінювалися в більшому інтервалі – від мінус $1,10 \text{ мБС}$ до $0,43 \text{ мБС}$. В той же час, середній багаторічний рівень води в лимані при безперервному водообміні з морем дорівнював би мінус $0,21 \text{ мБС}$, тобто був би лише на $0,16 \text{ м}$ вищим ніж при періодичному водообміні. З порівняння мінералізації води в лимані при безперервному та періодичному варіантах водообміну з морем видно, що вона поступово зростає і в кінці грудня 2012 р. має близькі значення: $19,54 \text{ г/дм}^3$ – при безперервному водообміні, та $21,78 \text{ г/дм}^3$ – при періодичному.

Середня багаторічна мінералізація води в лимані за період функціонування каналу «лиман-море» (з липня 1958 р. по грудень 2012 р.) при безперервному водообміні склала б $14,23 \text{ г/дм}^3$, що на $1,07 \text{ г/дм}^3$ більше ніж при періодичному водообміні. Загальна кількість солей в лимані в кінці 2012 р. була б також майже однаковою: $14,95 \text{ млн. тон}$ – при безперервному водообміні, та $14,79 \text{ млн. тон}$ – при періодичному. Однак, починаючи з липня 2001 р., безперервний водообмін з морем забезпечує нижчу мінералізацію води в лимані (в середньому на $0,92 \text{ г/дм}^3$), ніж при періодичному водообміні. Причому ця різниця до кінця 2012 р. постійно зростає, що на нашу думку пов'язано зі зменшенням річкового стоку і підвищенням ролі водообміну з морем у формуванні водно-сольового балансу лиману. Цей результат спростовує широко поширену думку, що запускати морську воду в лиман можна тільки у весняні місяці, коли солоність морських вод мінімальна. Інакше буде відбуватися інтенсивне засолення лиману.

Отже, як періодичний, так і безперервний варіанти водообміну лиману з морем у ретроспективний період (1958-2012 рр.) призводять до поступового майже постійного збільшення кількості солей у воді лиману та зростання мінералізації води, але при безперервному водообміні лиману з морем, рівні води є більш стабільними та вищими ніж при періодичному водообміні, що не призводило б до тривалих (від 1-2 місяців до 2,5 років) періодичних

обміління і пересихання мілководних прибережних ділянок лиману та гідравлічно-пов'язаних з лиманом водойм, що відбувалося в періоди, коли рівні води в лимані були менші мінус 0,5 мБС (наприклад, з липня 1975 р. по лютий 1978 р. або з липня 1983 р. по січень 1985 р. та майже всі місяці періоду з липня 2007 р. по лютий 2010 р.). Крім того, в умовах зменшення річкового стоку, яке відбувається в останнє десятиріччя, постійний водообмін з морем сприяє зменшенню темпів зростання середньої солоності води в лимані.

14 ОЦІНКА РІВНІВ І МІНЕРАЛІЗАЦІЇ ВОДИ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ТА ЙОГО ЧАСТИН ПРИ РІЗНИХ ВАРІАНТАХ ФУНКЦІОНУВАННЯ ВОДОЙМИВ УМОВАХ МАЙБУТНЬОГО КЛІМАТУ (ДО 2100 РОКУ)

Результати моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману при різних варіантах водообміну з морем за ретроспективний період з 1953 по 2012 рр. показали, що для встановлення стабільного водно-сольового режиму в лимані у майбутньому (без ризиків пересихання його мілководних частин) безперервний водообмін лиману з морем є необхідним. З урахуванням цього, в даному розділі наведені результати моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману при безперервному та періодичному (з квітня по червень) водообміні з морем в умовах глобальних кліматичних змін для періоду 2011-2100 рр. Також представлені оцінки мінливості рівнів і мінералізації води різних частин лиману в умовах альтернативного варіанта функціонування водойми, коли IV частина водойми функціонує як прісноводне водосховище окремо від інших частин лиману, а I, II та III частини – функціонують при безперервному водообміні з морем.

Моделювання багаторічної мінливості рівнів і мінералізації води Тилігульського лиману та його частин при різних варіантах управління водно-сольовим режимом водойми в майбутньому (до 2100 року) виконувалося на основі моделі водно-сольового балансу (див. розділ 13) за даними найбільш реалістичного сценарію змін «помірного» клімату A1B (див. розділ 10), реалізованого в регіональній кліматичній моделі REMO (сценарій M10) проекту ENSEMBLES [132, 188].

14.1 Вихідні дані для моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману у майбутньому (до 2100 року)

Визначення шарів атмосферних опадів та випаровування з водної поверхні лиману в умовах майбутнього клімату (до 2100 р.) виконувалося за даними вузла модельної сітки, розташованого поблизу південно-західної межі Тилігульського лиману. Вибір цієї точки зумовлений тим, що вона знаходиться в районі метеостанції «порт-Южний», дані якої (атмосферні опади, температура та відносна вологість повітря) використані раніше для калібрування та верифікації моделі водно-сольового балансу лиману за

період 1980-2012 рр. [147]. Мінливість шарів атмосферних опадів і випаровування з водної поверхні та їх внутрішньорічний розподіл в умовах майбутнього клімату показані, відповідно, на рис. 14.1 та 14.2.

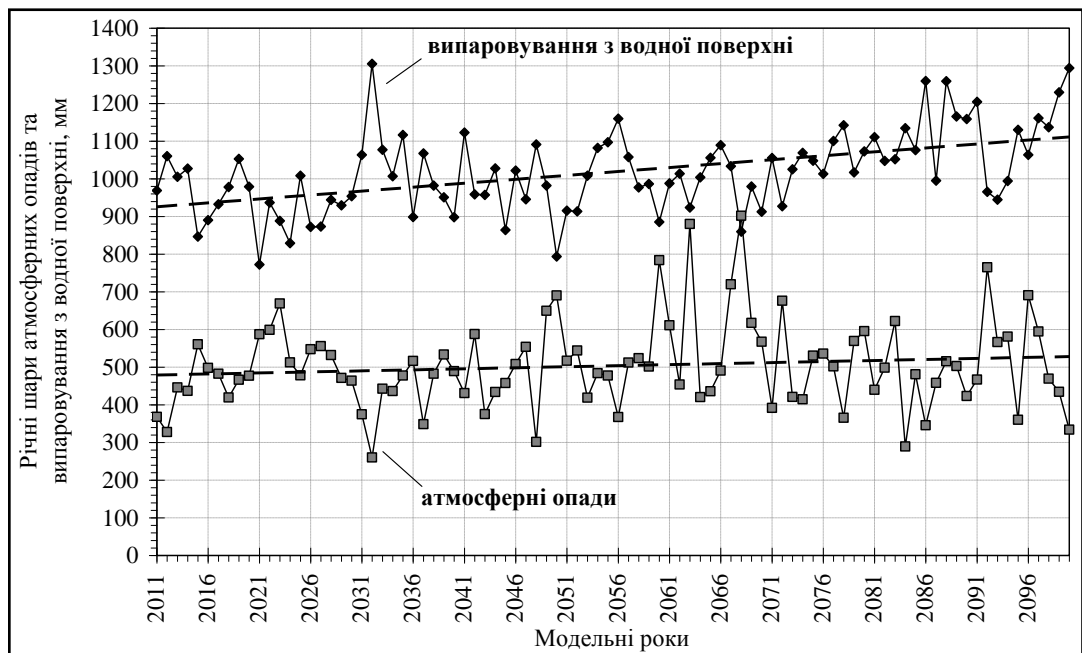


Рисунок 14.1 – Мінливість річних шарів атмосферних опадів та випаровування з водної поверхні в районі метеостанції «порт-Южний», визначених за сценарієм M10 для модельного періоду з 2011 по 2100 рр.

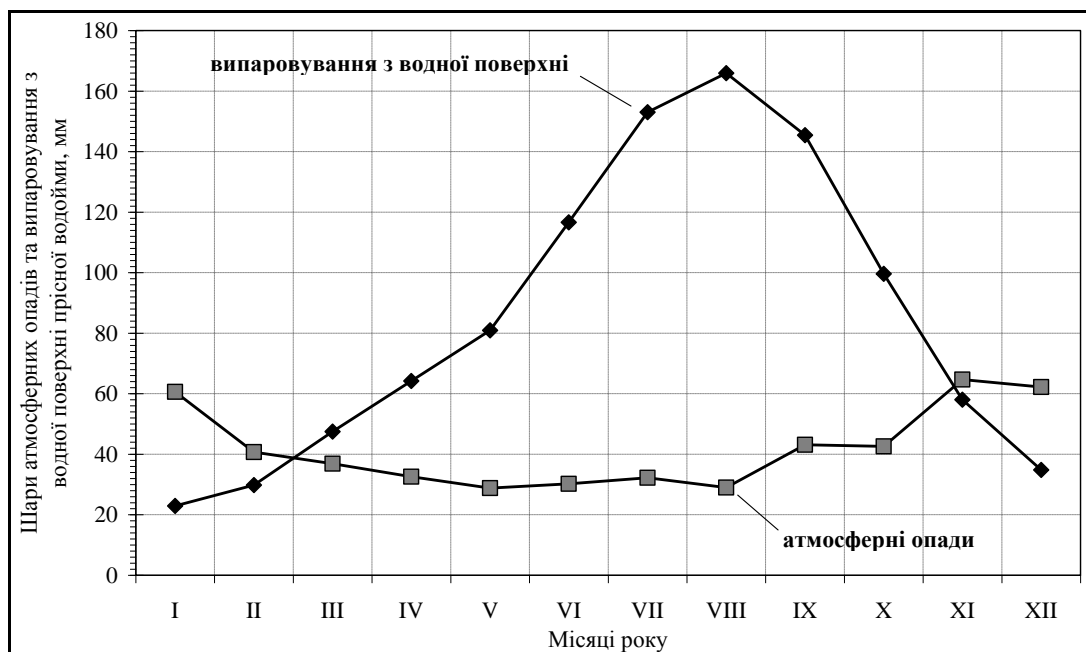


Рисунок 14.2 – Внутрішньорічний розподіл атмосферних опадів та випаровування з водної поверхні в районі метеостанції «порт-Южний», визначених за сценарієм M10 для модельного періоду з 2011 по 2100 рр.

Об'єми припливу прісних вод із водозбірного басейну до лиману були визначені Н.С. Лободою та Ю.В. Божок за метеорологічними даними сценарію глобального потепління М10 для періоду 2011 – 2100 рр. з використанням моделі «клімат-стік» (див. розділ 11). При цьому розглядалися ті вузли модельної сітки, які увійшли у межі водозбору лиману. Оскільки р.Тилігул є головним постачальником прісної води, то детальні розрахунки були виконані саме для неї і представлені у вигляді середньомісячних витрат природного стоку (рис. 14.3). Для інших річок Тилігульського лиману були визначені середньомісячні витрати у середні за водністю роки.

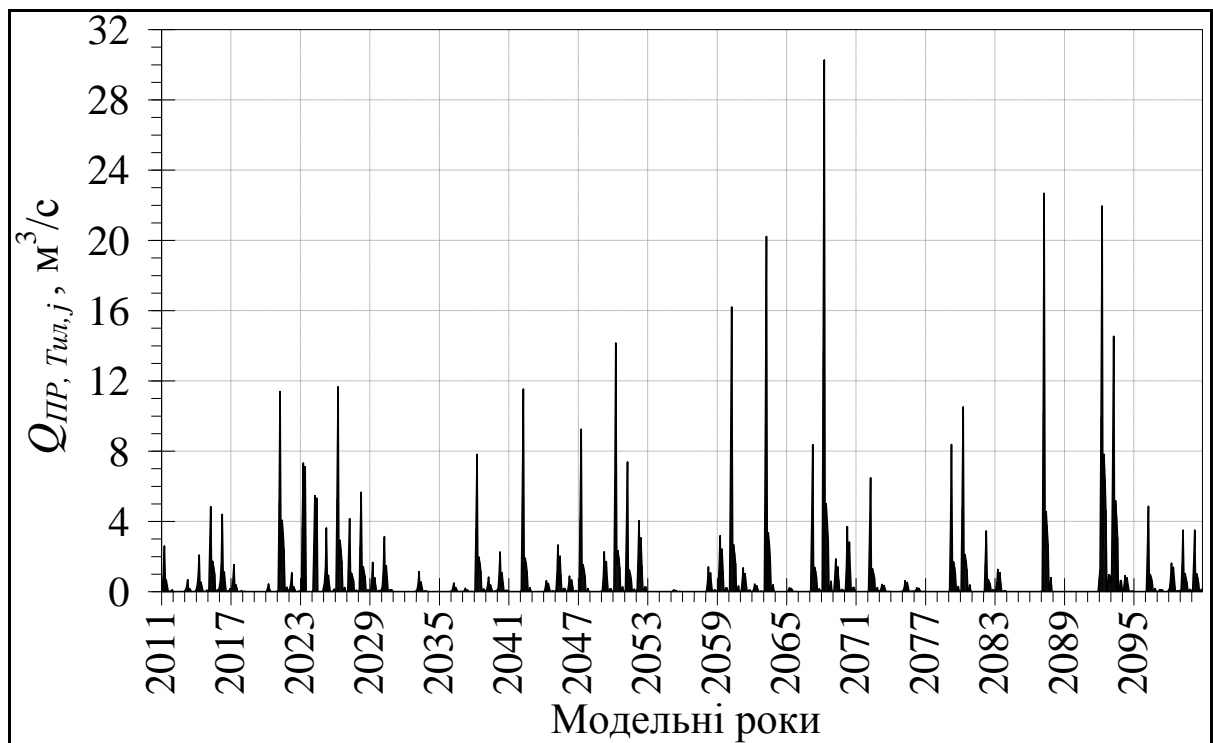


Рисунок 14.3 – Середньомісячні витрати природного стоку р. Тилігул $Q_{PP, Tyl, j}$, m^3/s , розраховані за моделлю «клімат-стік» згідно із сценарієм М10 для модельного періоду з 2011 по 2100 рр.

Для обчислення середньомісячних витрат (m^3/s) природного стоку $Q_{PP, k, j}$ інших річок та бокового припливу води до лиману були отримані перехідні коефіцієнти α_k від $Q_{PP, Tyl, j}$ до $Q_{PP, k, j}$ (табл. 14.1), які визначались на основі зв'язків між $Q_{PP, k, j}$ та $Q_{PP, Tyl, j}$, побудованих за даними середніх за водністю років для модельних періодів: 2001-2040, 2041-2070, 2071-2100 рр. Приклад такого зв'язку для р. Балай показано на рис. 14.4.

Таблиця 14.1 – Середньомісячні витрати ($\text{м}^3/\text{с}$) природного $Q_{\text{ПР},k,j}$ та побутового $Q_{\text{ПОБ},k,j}$ стоку річок басейну Тилігульського лиману та бокового припливу води до лиману, визначені за моделлю «клімат-стік» для сценарію М10 в середні за водністю роки для модельних періодів: 2001-2040, 2041-2070, 2071-2100 рр., а також перехідні коефіцієнти $\alpha_k = Q_{\text{ПОБ},k,j} / Q_{\text{ПР},\text{Тил},j}$ та $\beta_k = Q_{\text{ПОБ},k,j} / Q_{\text{ПР},k,j}$

Річка, боковий приплив	Перехідні коефіцієнти		Витрата води, м ³ /с	Місяць												За рік
	α_k	β_k		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
2001-2040 рр.																
Тилігул	–	0,50	$Q_{\text{ПР, Тил, } j}$	0,018	0,043	1,46	3,71	0,49	2,17	1,02	0	0	0,12	0,12	0,012	0,76
			$Q_{\text{ПОБ, Тил, } j}$	0,009	0,022	0,73	1,85	0,24	1,08	0,51	0	0	0,059	0,059	0,006	0,38
Балай	0,080	0,33	$Q_{\text{ПР, Бал, } j}$	0,001	0,004	0,12	0,30	0,039	0,17	0,082	0	0	0,010	0,010	0,001	0,061
			$Q_{\text{ПОБ, Бал, } j}$	0,001	0,001	0,039	0,10	0,013	0,058	0,027	0	0	0,003	0,003	0	0,020
Царега	0,079	0,30	$Q_{\text{ПР, Цар, } j}$	0,001	0,003	0,12	0,29	0,039	0,172	0,081	0	0	0,009	0,009	0,001	0,061
			$Q_{\text{ПОБ, Цар, } j}$	0	0,001	0,035	0,088	0,012	0,052	0,024	0	0	0,003	0,003	0	0,018
Хуторська	0,009	0	$Q_{\text{ПР, Хут, } j}$	0	0	0,013	0,034	0,004	0,020	0,009	0	0	0,001	0,001	0	0,007
			$Q_{\text{ПОБ, Хут, } j}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
боковий приплив	0,037	0,40	$Q_{\text{ПР, бок.пр., } j}$	0,001	0,002	0,054	0,14	0,018	0,080	0,038	0	0	0,004	0,004	0	0,028
			$Q_{\text{ПОБ, бок.пр., } j}$	0	0,001	0,022	0,055	0,007	0,032	0,015	0	0	0,002	0,002	0	0,011

Примітки: k – позначення водотоку (річки, балки) та бокового припливу води;

j – позначення місяцю року;

α_k – перехідний коефіцієнт від $Q_{\text{ПР}, \text{Тил}, j}$ до $Q_{\text{ПР}, k, j}$;

β_k – перехідний коефіцієнт від $Q_{\text{ПР}, k, j}$ до $Q_{\text{ПОБ}, k, j}$.

Продовження табл. 14.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
2041-2070 pp.																
Тилігул	—	0,58	$Q_{ПР, Тил, j}$	0,042	0,10	1,51	3,84	0,51	2,91	1,37	0	0	0,25	0,25	0,029	0,90
			$Q_{ПОВ, Тил, j}$	0,025	0,059	0,88	2,23	0,29	1,69	0,79	0	0	0,14	0,14	0,017	0,52
Балай	0,082	0,45	$Q_{ПР, Бал, j}$	0,004	0,008	0,12	0,32	0,042	0,24	0,11	0	0	0,021	0,021	0,002	0,074
			$Q_{ПОВ, Бал, j}$	0,002	0,004	0,056	0,14	0,019	0,11	0,051	0	0	0,009	0,009	0,001	0,033
Царега	0,093	0,28	$Q_{ПР, Цар, j}$	0,004	0,010	0,14	0,36	0,047	0,27	0,13	0	0	0,023	0,023	0,003	0,083
			$Q_{ПОВ, Цар, j}$	0,001	0,003	0,039	0,10	0,013	0,076	0,036	0	0	0,006	0,006	0,001	0,024
Хуторська	0,010	0	$Q_{ПР, Хут, j}$	0	0,001	0,014	0,037	0,005	0,028	0,013	0	0	0,002	0,002	0	0,009
			$Q_{ПОВ, Хут, j}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
боковий приплив	0,038	0,50	$Q_{ПР, бок.пр., j}$	0,002	0,004	0,058	0,15	0,019	0,11	0,052	0	0	0,010	0,010	0,001	0,035
			$Q_{ПОВ, бок.пр., j}$	0,001	0,002	0,029	0,074	0,010	0,056	0,026	0	0	0,005	0,005	0,001	0,017
2071-2100 pp.																
Тилігул	—	0,47	$Q_{ПР, Тил, j}$	0,11	0,26	0,88	2,23	0,29	1,90	0,89	0	0	0,071	0,071	0,072	0,56
			$Q_{ПОВ, Тил, j}$	0,050	0,12	0,41	1,05	0,14	0,89	0,42	0	0	0,033	0,033	0,034	0,27
Балай	0,099	0,27	$Q_{ПР, Бал, j}$	0,010	0,025	0,087	0,22	0,029	0,19	0,088	0	0	0,007	0,007	0,007	0,056
			$Q_{ПОВ, Бал, j}$	0,003	0,007	0,023	0,059	0,008	0,050	0,024	0	0	0,002	0,002	0,002	0,015
Царега	0,111	0,06	$Q_{ПР, Цар, j}$	0,012	0,028	0,10	0,25	0,033	0,21	0,10	0	0	0,008	0,008	0,008	0,063
			$Q_{ПОВ, Цар, j}$	0,001	0,002	0,005	0,014	0,002	0,012	0,006	0	0	0	0	0	0,004
Хуторська	0,010	0	$Q_{ПР, Хут, j}$	0,001	0,002	0,009	0,022	0,003	0,018	0,009	0	0	0,001	0,001	0,001	0,006
			$Q_{ПОВ, Хут, j}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
боковий приплив	0,039	0,25	$Q_{ПР, бок.пр., j}$	0,004	0,010	0,035	0,088	0,012	0,074	0,035	0	0	0,003	0,003	0,003	0,022
			$Q_{ПОВ, бок.пр., j}$	0,001	0,003	0,009	0,022	0,003	0,019	0,009	0	0	0,001	0,001	0,001	0,006

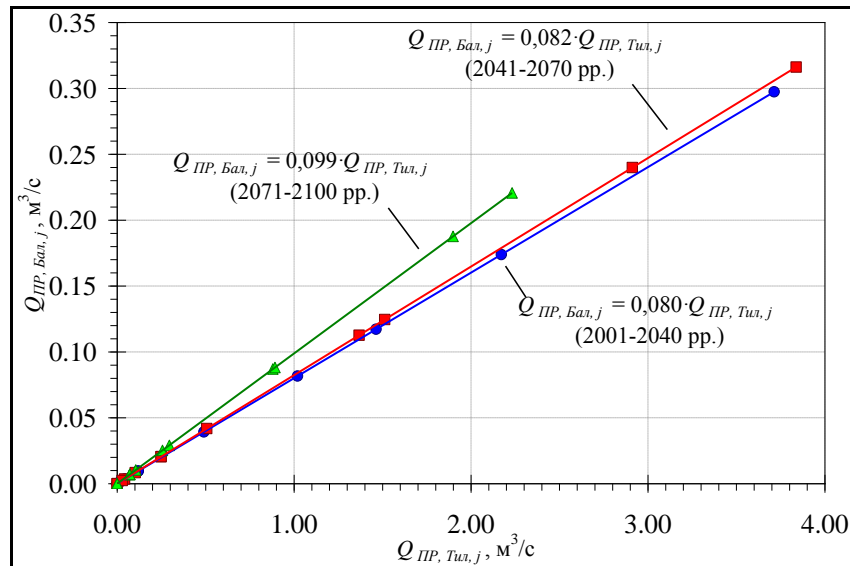


Рисунок 14.4 – Зв'язки середньомісячних витрат ($\text{м}^3/\text{с}$) природного стоку р. Тилігул $Q_{\text{ПР}, \text{Тил}, j}$ та р. Балай $Q_{\text{ПР}, \text{Бал}, j}$, визначені за даними моделі «клімат-стік» для сценарію М10 в середні за водністю роки для модельних періодів: 2001-2040, 2041-2070, 2071- 2100 рр.

За подібною схемою (на основі залежності, представленій на рис.14.5) був зроблений перехід від значень природного $Q_{\text{ПР}, k, j}$ до побутового $Q_{\text{ПОБ}, k, j}$ стоку.

Визначення об'ємів водообміну лиману з морем через з'єднувальний канал «лиман-море» відбувалося за гідравлічною формулою Шезі-Маннінга (13.25), виходячи з того, що довжина каналу дорівнює 3300 м, ширина каналу з глибиною не змінюється та дорівнює 30,0 м, а відмітка дна каналу за всією довжиною становить мінус 2,00 мБС. При обчисленні уклонів водної поверхні в каналі, необхідних для визначення об'ємів водообміну лиману з морем, використано внутрішньорічний розподіл середньомісячних рівнів води на ГМС «порт-Южний» (рис. 13.18) [147].

Для визначення мінералізації (солоності) морських вод використано її внутрішньорічний розподіл на ГМС «порт-Южний» (рис. 13.18) [147]. Мінералізація атмосферних опадів для усіх місяців року та частин лиману бралась рівною $0,035 \text{ г/дм}^3$ [147, 172]. Мінералізація вод річок і бокового припливу до лиману для усіх місяців року бралась рівною середньому багаторічному значенню для р. Тилігул – $1,295 \text{ г/дм}^3$ [15, 147].

Початкові значення рівня та мінералізації води для усіх частин лиману взяті однаковими, відповідно, мінус 0,40 мБС та $23,00 \text{ г/дм}^3$, які в середньому дорівнюють їх значенням наприкінці 2010 р. [2, 147, 154, 189-191].

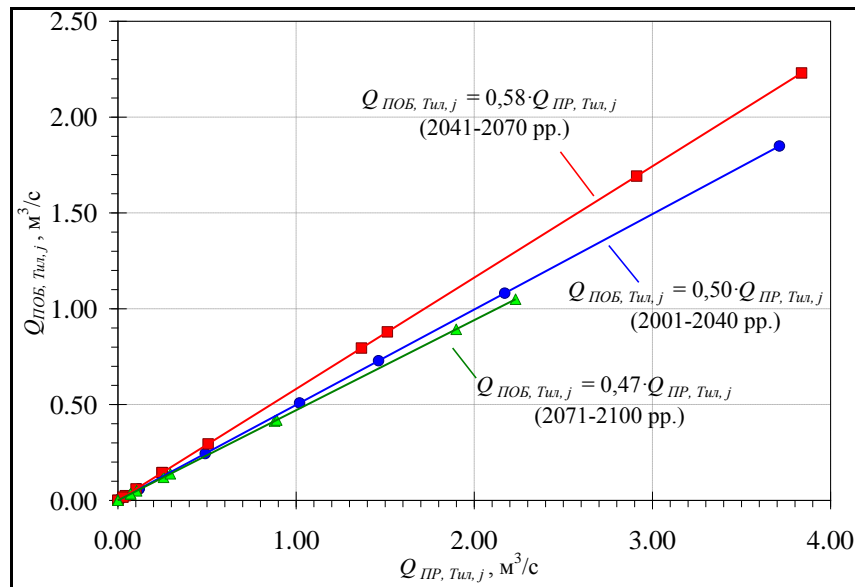


Рисунок 14.5 – Зв'язки середньомісячних витрат ($\text{м}^3/\text{с}$) природного $Q_{\text{ПР}, \text{Тил}, j}$ та побутового $Q_{\text{ПОБ}, \text{Тил}, j}$ стоку р. Тилігул, визначені за даними моделі «клімат-стік» для сценарію М10 в середні за водністю роки для модельних періодів: 2001-2040, 2041-2070, 2071- 2100 рр.

14.2 Результати моделювання водно-сольового балансу лиману за різних умов функціонування водойми у майбутньому

Розрахунки водно-сольового балансу Тилігульського лиману в умовах майбутнього клімату (за сценарієм М10) виконувалися для таких варіантів функціонування водойми:

- **варіант 1мПР**: за умов періодичного (квітень-червень) водообміну з морем та природного стоку з басейну лиману, визначеного за допомогою моделі «клімат-стік»;
- **варіант 3ПР**: за умов безперервного (всі місяці року) водообміну з морем та природного стоку з басейну лиману;
- **варіант 3ПОБ**: за умов безперервного водообміну з морем та побутового стоку з басейну лиману;
- **варіант 2аПР**: при альтернативному функціонуванні IV частини лиману, як безстічної (непроточної) водойми, ізольованої від III частини лиману, за умов природного стоку з басейну лиману та безперервного водообміну інших частин лиману з морем;
- **варіант 2аПОБ**: при альтернативному функціонуванні IV частини лиману, як безстічної (непроточної) водойми, ізольованої від III частини, за

умов побутового стоку з басейну лиману та безперервного водообміну інших частин лиману з морем;

- **варіант 2вПР**: при альтернативному функціонуванні IV частини лиману, як водосховища з НПР = 5,6 мБС, без припливу води від III частини, за умов природного стоку з басейну лиману та безперервного водообміну інших частин лиману з морем.

При позначенні варіантів функціонування лиману були використані числа та літери, які відповідають таким умовам:

- числа **1, 2, 3** відповідають варіантам (умовам) водообміну з морем, які прийняті раніше в розділі 12;

- літера «**м**» після числа **1** вказує на те, що **варіант 1**, який в розділі 12 означав функціонування лиману в умовах періодичного водообміну з морем, є модифікованим, і в якому щорічний період водообміну обмежується лише квітнем-червнем (3 місяця);

- літера «**а**» після числа **2** вказує на те, що **варіант 2**, який раніше в розділі 12 означав функціонування лиману без водообміну з морем, є альтернативним, і в якому лише IV частина лиману функціонує як безстічна водойма (без водообміну з III частиною), а інші частини лиману функціонують в умовах безперервного водообміну з морем;

- літера «**в**» після числа **2** вказує на те, що **варіант 2** є альтернативним, в якому лише IV частина лиману функціонує як водосховище з НПР = 5,6 мБС (без припливу води з III частини), а інші частини лиману функціонують в умовах безперервного водообміну з морем;

- літери «**ПР**» та «**ПОБ**» вказують на те, які значення стоку річок і бокового припливу з басейну лиману, відповідно, природного та побутового стоку, використані для обчислення об'ємів припливу вод до лиману.

Оцінка рівнів і мінералізації води Тилігульського лиману в період з 2011 по 2100 рр. в умовах майбутнього клімату (за сценарієм М10) та при різних варіантах водообміну з морем, а також пошук та наукове обґрунтування оптимального режиму функціонування лиману та його окремих частин виконувалися в такій послідовності.

На першому етапі, виконувалось порівняння рівнів та мінералізації води Тилігульського лиману та його частин, визначених за умов природного стоку з басейну лиману, при періодичному (**варіант 1мПР**) та безперервному (**варіант 3ПР**) водообмінах з морем (рис. 14.6-14.11).

З рис. 14.6 видно, що в умовах природного стоку з басейну лиману та при періодичному водообміні з морем, розмах коливання рівнів води в лимані за період з 2011 по 2100 рр. становитиме майже 1,5 м (від мінус 0,88 мБС до 0,59 мБС), а середній багаторічний рівень води в лимані буде дорівнювати мінус 0,29 мБС.

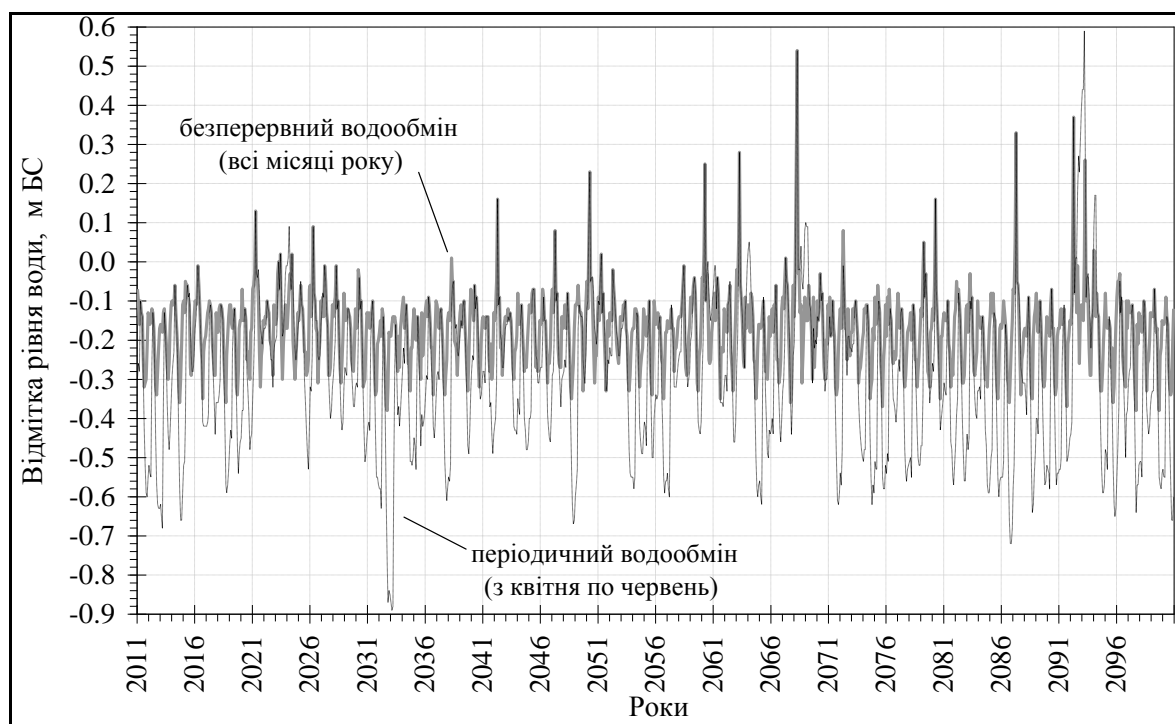


Рисунок 14.6 – Середньомісячні рівні води Тилігульського лиману, за умов природного стоку з басейну лиману, періодичного (**варіант 1мПР**) та безперервного (**варіант 3ПР**) водообміну з морем в період з 2011 по 2100 рр.

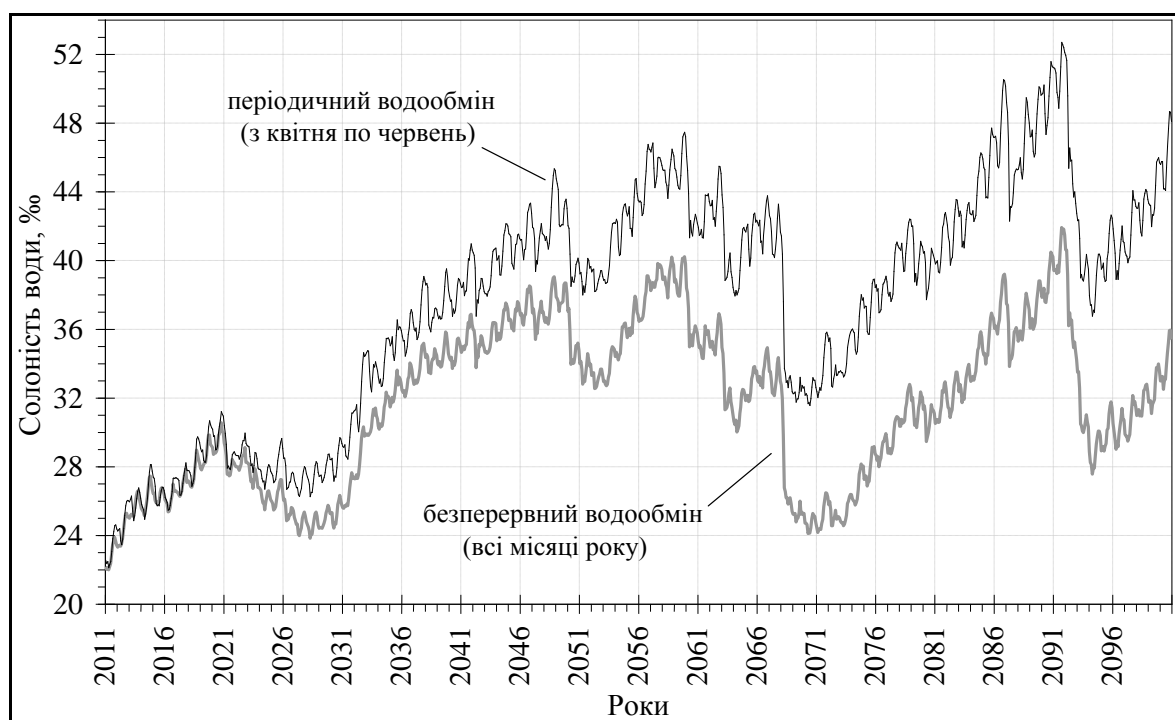


Рисунок 14.7 – Середньомісячна солоність води Тилігульського лиману за умов природного стоку з басейну лиману, періодичного (**варіант 1мПР**) та безперервного (**варіант 3ПР**) водообміну з морем в період з 2011 по 2100 рр.

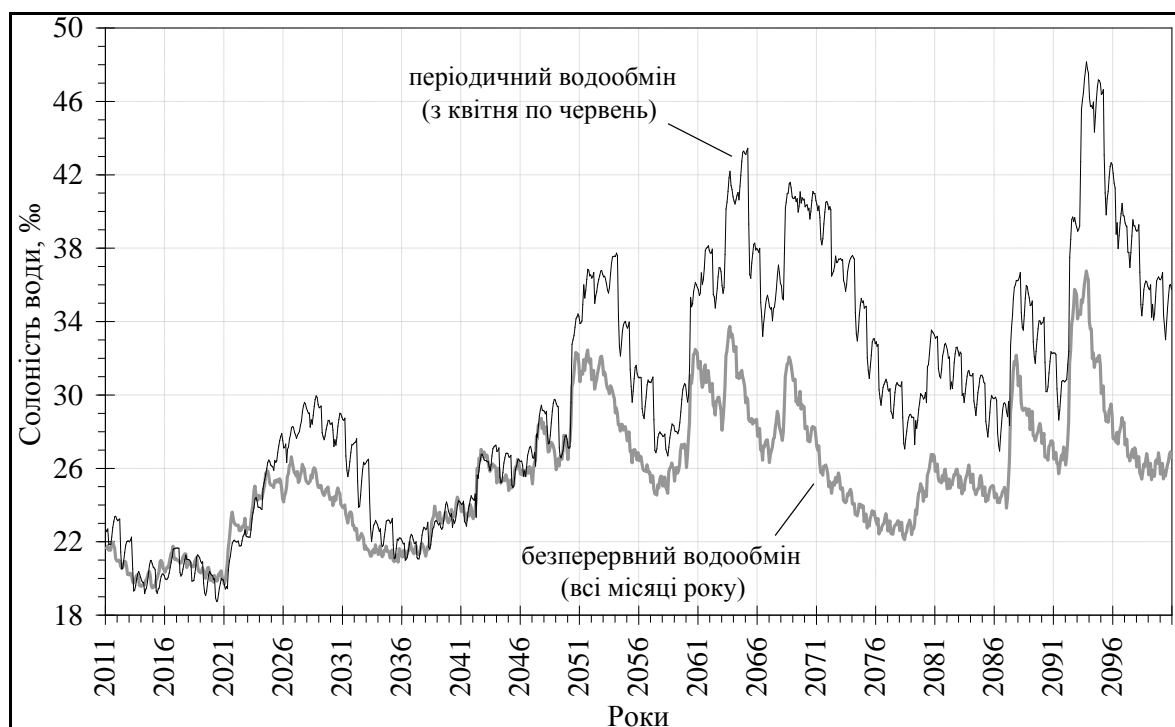


Рисунок 14.8 – Середньомісячна солоність води І частини лиману за умов природного стоку з басейну лиману, періодичного (**варіант 1мПР**) та безперервного (**варіант 3ПР**) водообміну з морем в період з 2011 по 2100 рр.

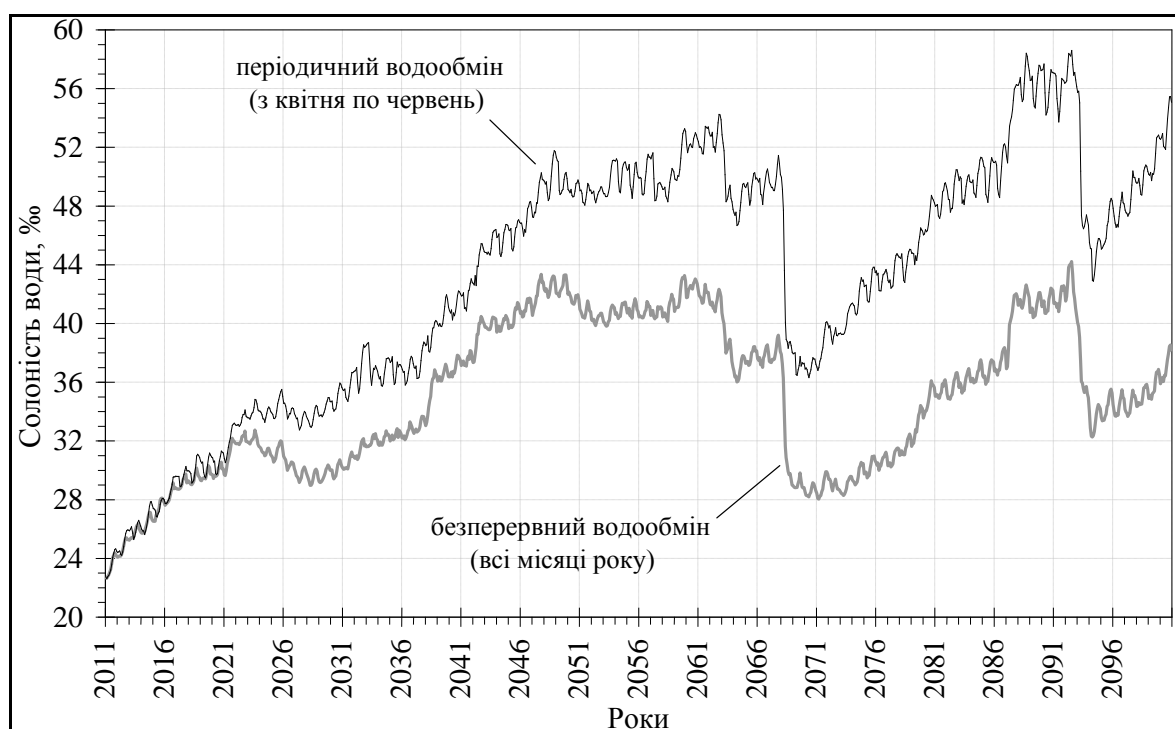


Рисунок 14.9 – Середньомісячна солоність води ІІ частини лиману за умов природного стоку з басейну лиману, періодичного (**варіант 1мПР**) та безперервного (**варіант 3ПР**) водообміну з морем в період з 2011 по 2100 рр.

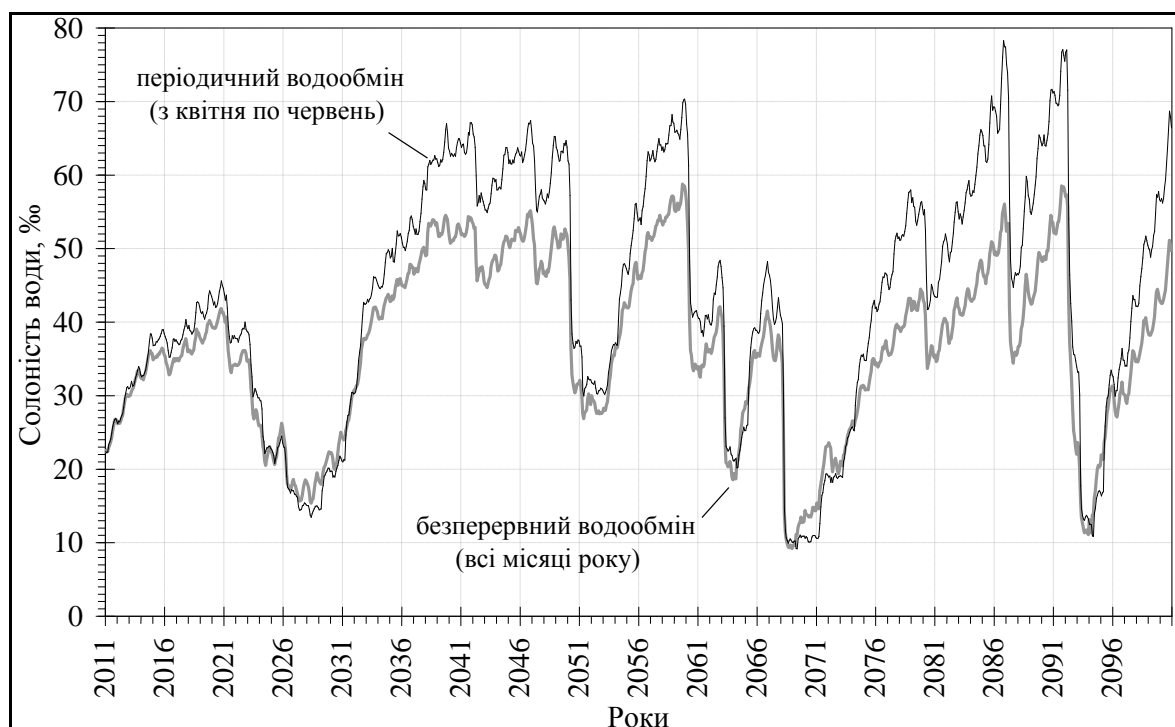


Рисунок 14.10 – Середньомісячна солоність води III частини лиману за умов природного стоку з басейну лиману, періодичного (**варіант 1мПР**) та безперервного (**варіант 3ПР**) водообміну з морем в період з 2011 по 2100 рр.

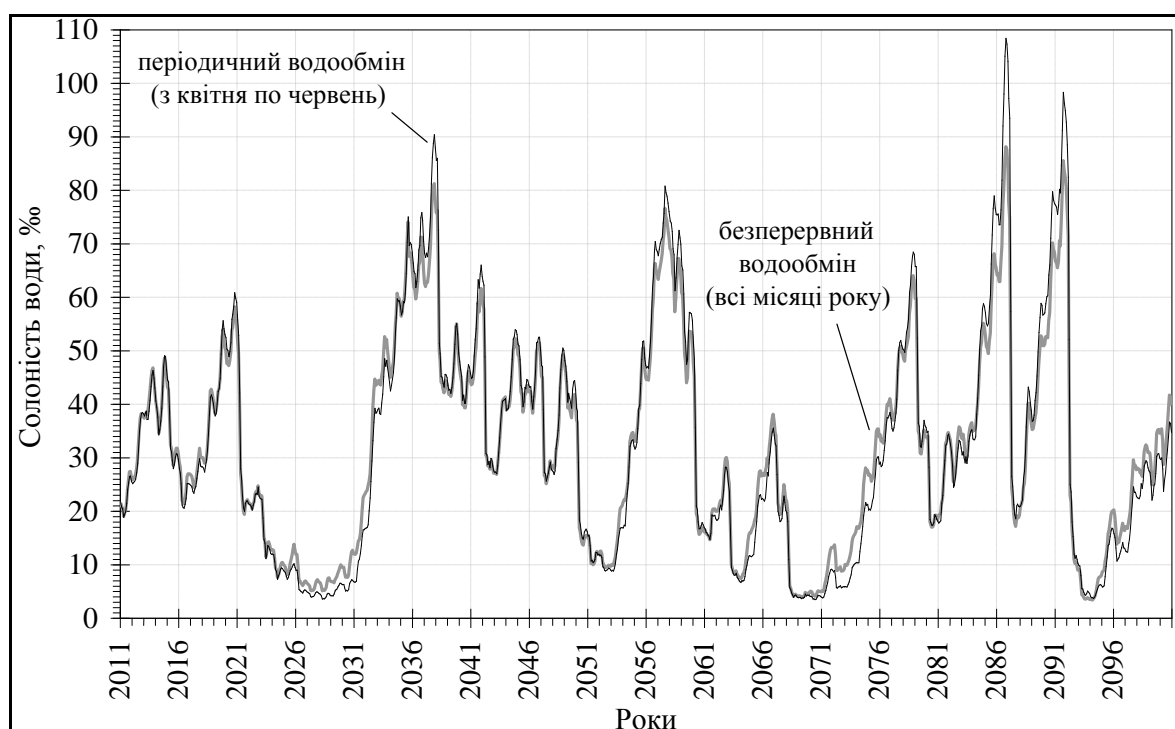


Рисунок 14.11 – Середньомісячна солоність води IV частини лиману за умов природного стоку з басейну лиману, періодичного (**варіант 1мПР**) та безперервного (**варіант 3ПР**) водообміну з морем в період з 2011 по 2100 рр.

При безперервному водообміні з морем мінливість рівнів води в лимані буде в 1,6 разів менша, змінюючись в інтервалі від мінус 0,38 мБС до 0,54 мБС, а середній багаторічний рівень води буде дорівнювати мінус 0,17 мБС.

Загалом за розрахунковий період середнє перевищення рівнів води в лимані при безперервному водообміні з морем над рівнями води при періодичному водообміні буде дорівнювати 0,12 м, з максимумом 0,74 м – в березні 2033 р. Однак, в багатоводний період з липня 2092 р. по квітень 2094 р. рівні води в лимані при періодичному водообміні можуть перевищувати рівні води при безперервному – в середньому на 0,23 м, з максимумом 0,59 м – в лютому 2093 р.

З порівняння середньомісячних значень мінералізації (солоності) води в лимані при безперервному та періодичному варіантах водообміну з морем (рис. 14.7) видно, що вона в обох варіантах поступово зростає і наприкінці грудня 2100 р. буде дорівнювати $35,41 \text{ г/дм}^3$ – при безперервному водообміні та майже $48,09 \text{ г/дм}^3$ – при періодичному. Отже, за 90 років, навіть в умовах природного стоку з басейну лиману, мінералізація його води може збільшитися на $12,41 \text{ г/дм}^3$ – при безперервному водообміні та на $25,09 \text{ г/дм}^3$ – при періодичному.

З порівняння мінливості мінералізації води, як середньої для всього лиману (рис. 14.7), так і для окремих його частин (рис. 14.8-14.11), видно, що в обох варіантах збільшення або зменшення мінералізації води може відбуватися як поступово (впродовж декількох років), так і стрибкоподібно (інколи впродовж одного-двох місяців). Причому одночасно (наприклад, в період з січня 2021 по грудень 2028 рр.) в I та II частинах лиману вона може збільшуватися (рис. 14.8-14.9), а в III та IV частинах – зменшуватися (рис. 14.10.-14.11). Це пов'язано з припливом значних об'ємів прісного природного стоку річок у верхів'я лиману весною (до $11,7 \text{ м}^3/\text{с}$ – в гирлі р. Тилігул) та значним припливом солоних вод в нижню частину лиману з моря (до $10,6 \text{ м}^3/\text{с}$ – весною при періодичному водообміні та до $8,2 \text{ м}^3/\text{с}$ – восени при безперервному). З порівняння мінералізації води у різних частинах лиману (рис. 14.8-14.11) витікає, що найменш мінливою вона буде в I частині ($19,49\text{-}36,75 \text{ г/дм}^3$ – при безперервному водообміні та $18,74\text{-}48,15 \text{ г/дм}^3$ – при періодичному), а найбільш мінливою – в IV частині ($3,42\text{-}88,18 \text{ г/дм}^3$ – при безперервному водообміні та $3,47\text{-}108,44 \text{ г/дм}^3$ – при періодичному). Крім того, необхідно відзначити, що мінералізація води в I, II та III частинах лиману при безперервному водообміні загалом менша ніж при періодичному (інколи на $15\text{-}20 \text{ г/дм}^3$), а в IV частині – в обох варіантах мінералізація води майже однакова і навіть інколи при безперервному водообміні вона на $5\text{-}6 \text{ г/дм}^3$ вища ніж при періодичному. Отже, з результатів

аналізу рис. 14.6-14.11 видно, що в умовах майбутнього клімату (за сценарієм M10) та існування непорушеного водогосподарської діяльністю (природного) стоку з басейну Тилігульського лиману безперервний водообмін з морем має більші переваги над періодичним. Це, насамперед, пов'язано зі значно меншою мінливістю рівнів і мінералізації води в лимані та його I, II та III частинах.

Результати, представлені на рис. 14.6-14.11, показують, що стабілізація рівнів і мінералізації води в лимані та його окремих частинах можлива лише в умовах безперервного водообміну лиману з морем. З врахуванням вищесказаного, на другому етапі розраховувалась можлива мінералізації води лиману та його частин (рис. 14.12) за умов змін клімату за сценарієм M10 та збереження рівня водогосподарської діяльності, який відповідає нашій сучасності. Це означає, що приплив прісних вод до лиману забезпечується не природним, а трансформованим (побутовим) стоком. Водообмін з морем прийнятий як безперервний, що відповідає **варіанту ЗПОБ**.

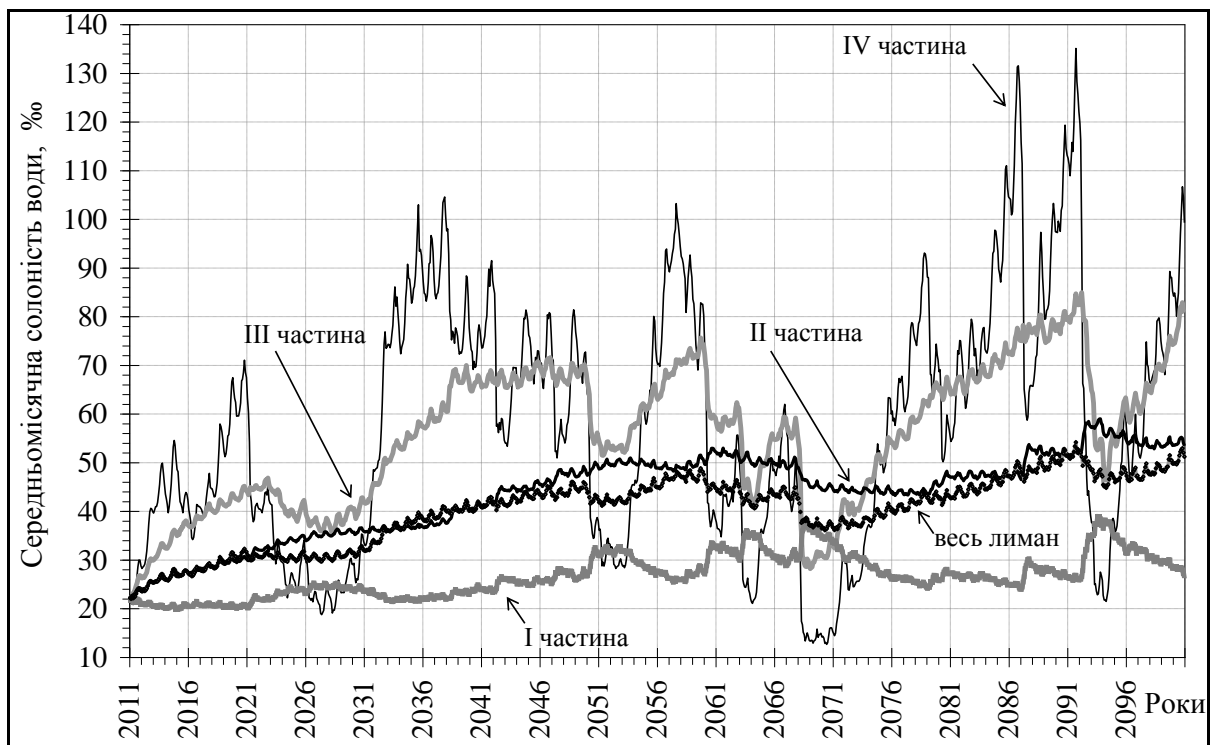


Рисунок 14.12 – Середньомісячна мінералізація (солоність) води Тилігульського лиману та його частин, за умов безперервного водообміну з морем та побутового стоку з басейну лиману (**варіант ЗПОБ**) в період з 2011 по 2100 рр.

З рис. 14.12 видно, що за умов надходження побутового стоку з басейну лиману, при безперервному водообміні з морем мінералізація

(солоність) води Тилігульського лиману та його частин є значно вищою, ніж, наприклад, в умовах природного стоку та періодичного водообміну (рис. 14.7-14.11). Усього за 90 років (з 2011 по 2100 рр.) середня для лиману мінералізація води збільшиться на $28,24 \text{ г/дм}^3$ та буде дорівнювати наприкінці ХХІ ст. $51,24 \text{ г/дм}^3$. Мінливість середньої для лиману мінералізації води також буде збільшуватися від $22,05$ до $54,18 \text{ г/дм}^3$. Найменший діапазон змін мінералізації води буде спостерігатися в І частині лиману – від $19,99$ до $38,95 \text{ г/дм}^3$, а найбільший в ІV частині – від $12,68$ до $135,11 \text{ г/дм}^3$.

Отже, при формуванні побутового стоку на басейні лиману, навіть при безперервному водообміні з морем, за період з 2011 по 2100 рр. загалом буде відбуватися інтенсивне засолення лиману. Але впродовж 1-3 років з високими середньомісячними витратами (більш ніж $5,0 \text{ м}^3/\text{с}$) побутового стоку в періоди весняних водопіль (наприклад, в 2021, 2067-2068, 2092-2093 рр.) мінералізація води в ІV частині лиману може значно зменшуватися, інколи аж на 113 г/дм^3 (з $135,11 \text{ г/дм}^3$ – у вересні 2091 р., до $21,49 \text{ г/дм}^3$ – у квітні 2094 р.).

Результати, наведені на рис. 14.12, показують, що для стабілізації рівнів і мінералізації води лиману та його окремих частин у майбутньому необхідний пошук альтернативного варіанту функціонування водойми.

З врахуванням цього, на третьому етапі порівнювались рівні та мінералізація води в ІV частині лиману, розраховані за умов природного (**варіант 2аПР**) та побутового (**варіант 2аПОБ**) стоку з басейну лиману, коли його ІV частина функціонує як безстічна водойма (без водообміну з ІІІ частиною), а інші частини функціонують при безперервному водообміні з морем (рис. 14.13 та 14.14). У розрахунках в першому наближенні вважалось, що при рівнях води вищих за відмітку мінус $0,40 \text{ мБС}$ розтікання води з ІV частини лиману в гирлові ділянки річок Тилігул і Балай або інших водотоків, які впадають в цю частину, не відбувається, а максимальна площа її водної поверхні дорівнює $30,48 \text{ млн. м}^2$ (табл. 12.2).

З рис. 14.13 видно, що при функціонуванні ІV частини лиману як безстічної водойми (без водообміну з ІІІ частиною) в умовах побутового стоку з її басейну, стабілізація та зменшення мінливості мінералізації води, порівняно з попереднім варіантом функціонування лиману (рис. 14.12), майже не відбувається. В одні періоди (наприклад, 2021-2030, 2051-2060 рр.) мінералізація води буде на $10-50 \text{ г/дм}^3$ меншою, а в інші (наприклад, 2031-2040 рр.) – на $10-25 \text{ г/дм}^3$ більшою. Крім того, мінливість мінералізації води ІV частини залишається дуже значною – від $9,95$ до $119,44 \text{ г/дм}^3$.

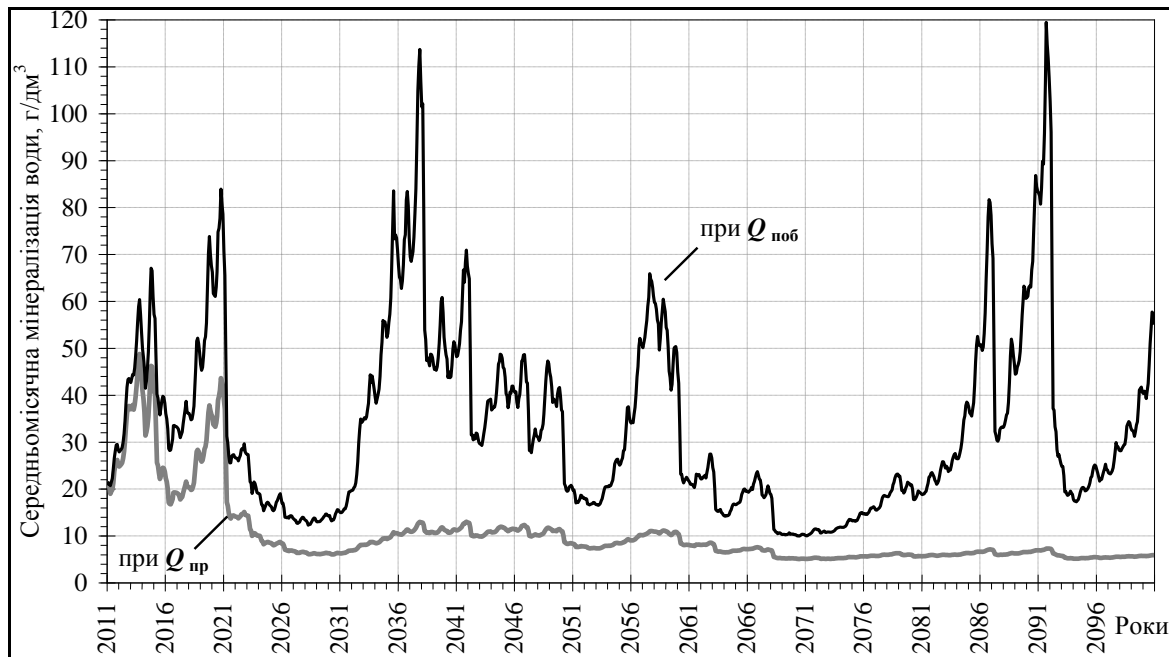


Рисунок 14.13 – Середньомісячна мінералізація води IV частини лиману, при її альтернативному функціонуванні як безстічної водойми, ізольованої від III частини лиману, за умов природного (**варіант 2аПР**) та побутового (**варіант 2аПОБ**) стоку з басейну лиману в період з 2011 по 2100 рр.

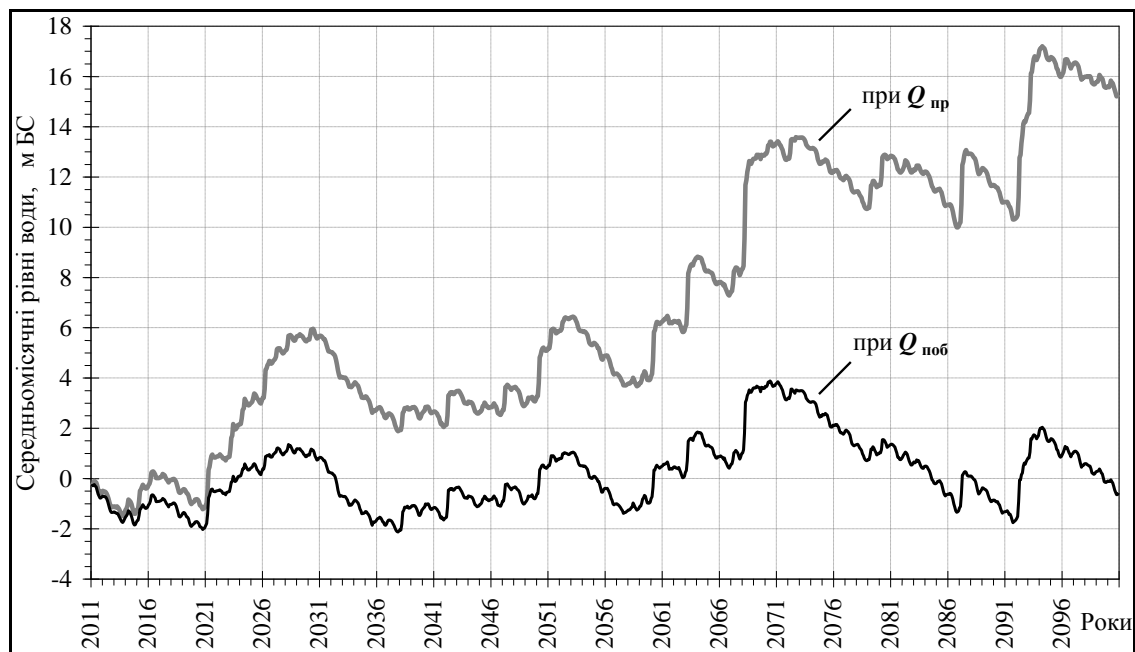


Рисунок 14.14 – Середньомісячні рівні води IV частини лиману, при її альтернативному функціонуванні, як безстічної водойми, ізольованої від III частини лиману, за умов природного (**варіант 2аПР**) та побутового (**варіант 2аПОБ**) стоку з басейну лиману в період з 2011 по 2100 рр.

Це пояснюється значною мінливістю рівнів води цієї частини лиману, які будуть змінюватися від мінус 2,13 мБС до 3,88 мБС (рис. 14.14) при середньому рівні 0,18 мБС.

Отже, такий варіант функціонування IV частини лиману не може бути обраний як альтернативний. Однак, якщо замість побутового стоку до IV частини лиману буде надходити природний стік, то водно-сольовий режим цієї водойми значно поліпшується (рис. 14.12-14.14). З рис. 14.13 видно, що в умовах природного стоку мінералізація води IV частини лиману буде значно меншою ніж в умовах побутового стоку і дорівнюватиме в середньому за період з 2011 по 2100 рр. $10,3 \text{ г/дм}^3$.

Крім того, починаючи з серпня 2021 р., після проходження весняного водопілля (з середньомісячними витратами води у квітні в гирлі р. Тилігул $11,4 \text{ м}^3/\text{с}$) та дощових паводків в червні-липні (з середньомісячними витратами води в гирлі р. Тилігул $3,3\text{-}4,1 \text{ м}^3/\text{с}$), мінералізація води IV частини поступово зменшується (до $5,89 \text{ г/дм}^3$ – наприкінці XXI сторіччя) і в середньому дорівнює лише $7,83 \text{ г/дм}^3$. Незначні збільшення мінералізації води (на $3\text{-}7 \text{ г/дм}^3$) будуть тільки в маловодні періоди (наприклад, 2031-2038, 2053-2058 рр.). В цілому, за період з серпня 2021 р. по грудень 2100 р. зміни мінералізації води відбуватимуться в межах $10,02 \text{ г/дм}^3$: від $5,08 \text{ г/дм}^3$ – в червні 2070 р. до $15,10 \text{ г/дм}^3$ – в жовтні 2022 р.

Мінливість мінералізації води в IV частини лиману пов'язана з поступовим підвищенням рівня води (рис. 14.14), який наприкінці 2100 р. буде дорівнювати 15,28 мБС. Збільшення рівня води в IV частини лиману, пов'язане з перевищенням в багатоводні роки об'ємів атмосферних опадів та природного стоку річок Тилігул і Балай над випаровуванням з водної поверхні, що буде призводити до накопичення води в IV частині лиману.

Зрозуміло, що такий варіант функціонування цієї частини лиману є гіпотетичним і в реальних умовах він майже неможливий, але при його вдосконаленні шляхом введення в розрахунки науково-обґрунтованої відмітки нормального підпертого рівня (НПР) води та при обов'язковій умові існування природного стоку з басейну лиману, цей альтернативний варіант функціонування IV частини лиману може розглядатися як найвигідніший для стабілізації її водно-сольового режиму. Крім того, опріснення та збільшення об'єму води цієї частини лиману дасть можливість її використання, наприклад, для вирощування в промислових масштабах багатьох видів прісноводних риб, що повністю компенсує втрати в галузі рибного господарства, пов'язані з ліквідацією ставків і водосховищ в річках і балках на водозбірному басейні.

З врахуванням цього, встановлено оптимальне значення НПР води для IV частини лиману, яке прийнято рівним 5,6 мБС. Вибір такого значення

НПР майже унеможливилює підтоплення населених пунктів (наприклад, с.Каїри, с.Марьянівка, с.Косівка), автомобільних шляхів та господарських об'єктів, розташованих поблизу цієї частини лиману. В той же час, залишається можливість підтримки рівнів та об'ємів води (до 300 млн. м³ при НПР = 5,6 мБС), при яких мінералізація води в IV частині не буде перевищувати 14-15 г/дм³ (верхня межа існування багатьох видів прісноводних тварин і рослин в водоймах, де висока мінералізація води сформована іонним стоком річок та солями атмосферних опадів).

Розміри IV частини лиману, при її функціонуванні як водосховища з НПР = 5,6 мБС, обмежуються: дамбою між с.Марьянівка та с.Косівка – на півночі (гирло р.Тилігул), дамбою автомобільної дороги між с.Каїри та с.Петрівка – на південному заході (гирло р.Балай), греблею з автоматичним водовипуском між с.Прогресівка та с.Калинівка, яка буде відділяти IV частину від III частини лиману – на півдні (Калинівська коса).

Мінливість рівнів і мінералізації води, а також об'ємів скидів води з IV до III частини лиману, при функціонуванні IV частини як водосховища з НПР = 5,6 мБС в умовах природного стоку з басейну лиману (**варіант 2вПР**), а також мінливість рівнів і мінералізації води в іншій акваторії лиману, при його безперервному водообміні з морем, показані на рис. 14.15-14.17.

З рис. 14.15 видно, що з січня 2011 р. по березень 2021 р. рівні води в IV частині лиману не перевищуватимуть 0,28 мБС, але з березня по квітень 2021 р. вони підвищуються більш ніж на 0,8 м (з мінус 0,46 мБС – в березні, до 0,35 мБС – в квітні) і далі поступово будуть збільшуватися, досягнувши в квітні 2028 р. відмітки НПР = 5,6 мБС. Таке збільшення рівнів води буде пов'язано з припливом значних об'ємів природного стоку річок Тилігул і Балай, з високими середньомісячними витратами води в періоди весняних водопіль (11,7 м³/с – р. Тилігул, квітень 2026 р.) та дощових паводків в червні-липні (7,11 м³/с – р. Тилігул, червень 2023 р.). Починаючи з квітня 2028 р., при перевищенні відмітки НПР, періодично будуть відбуватися автоматичні скиди надлишків води з IV до III частин лиману (рис. 14.16). Значними вони будуть: в квітні 2063 р. – 56,1 м³/с, в квітні 2068 р. – 87,3 м³/с, та в квітні 2093 р. – 44,6 м³/с. Ці та інші скиди води з IV до III частин лиману матимуть важливе значення в зовнішньому водообміні IV частини, тому що дозволяють повністю або частково замінити змішану лиманно-річкову воду на прісну річкову воду та здійснити «промивку» водойми від накопичених за попередні роки біогенних та забруднювальних речовин. Крім того, такі скиди води з IV частини будуть впливати на збільшення рівнів води в іншій акваторії лиману. Наприклад, скиди води з IV частини в квітні 2068 р. призведуть до збільшення рівня води в іншій акваторії лиману на 0,3 м (рис. 14.15).

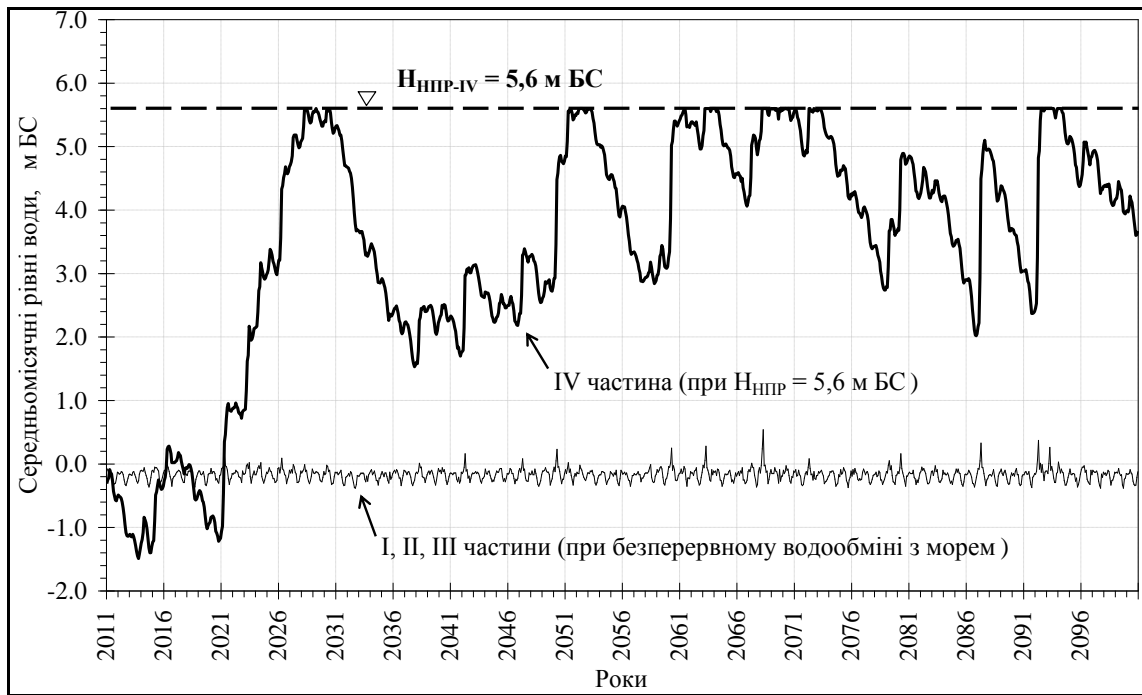


Рисунок 14.15 – Мінливість рівнів води IV частини, при її функціонуванні як водосховища з НПР = 5,6 мБС в умовах природного стоку з басейну та мінливість рівнів води в іншій акваторії лиману при безперервному водообміні з морем (**варіант 2вПР**) в період з 2011 по 2100 рр.

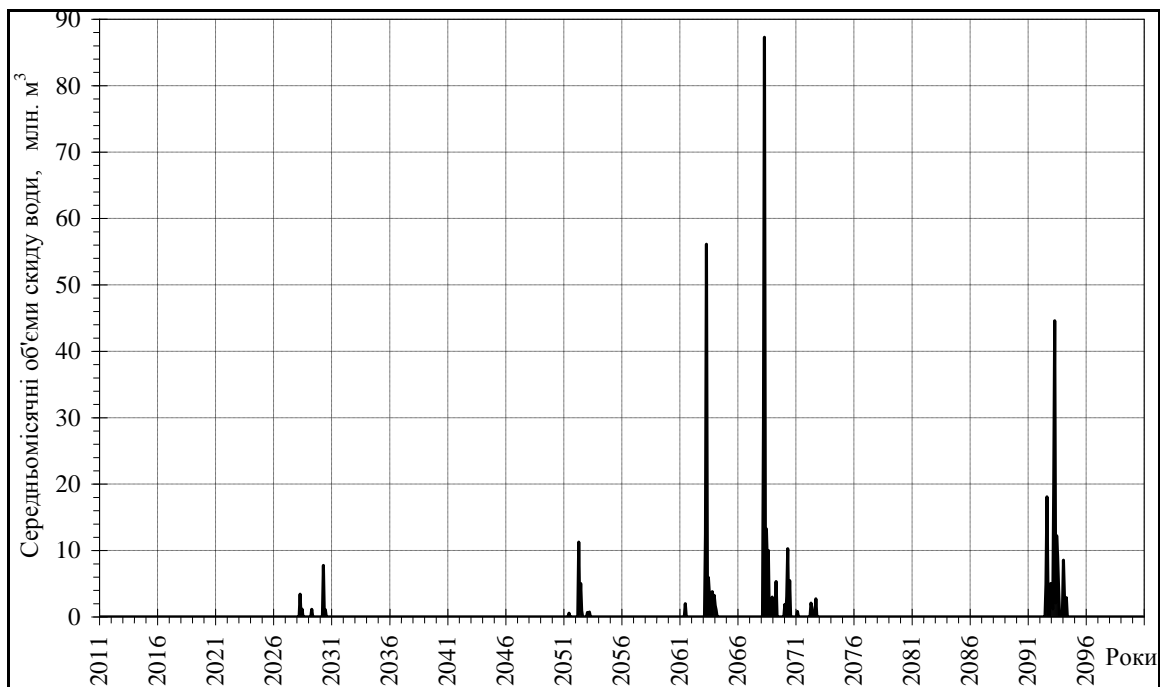


Рисунок 14.16 – Середньомісячні об'єми скидів води з IV до III частин лиману при функціонуванні IV частини як водосховища з НПР = 5,6 мБС в умовах природного стоку з басейну (**варіант 2вПР**) в період з 2011 по 2100 рр.

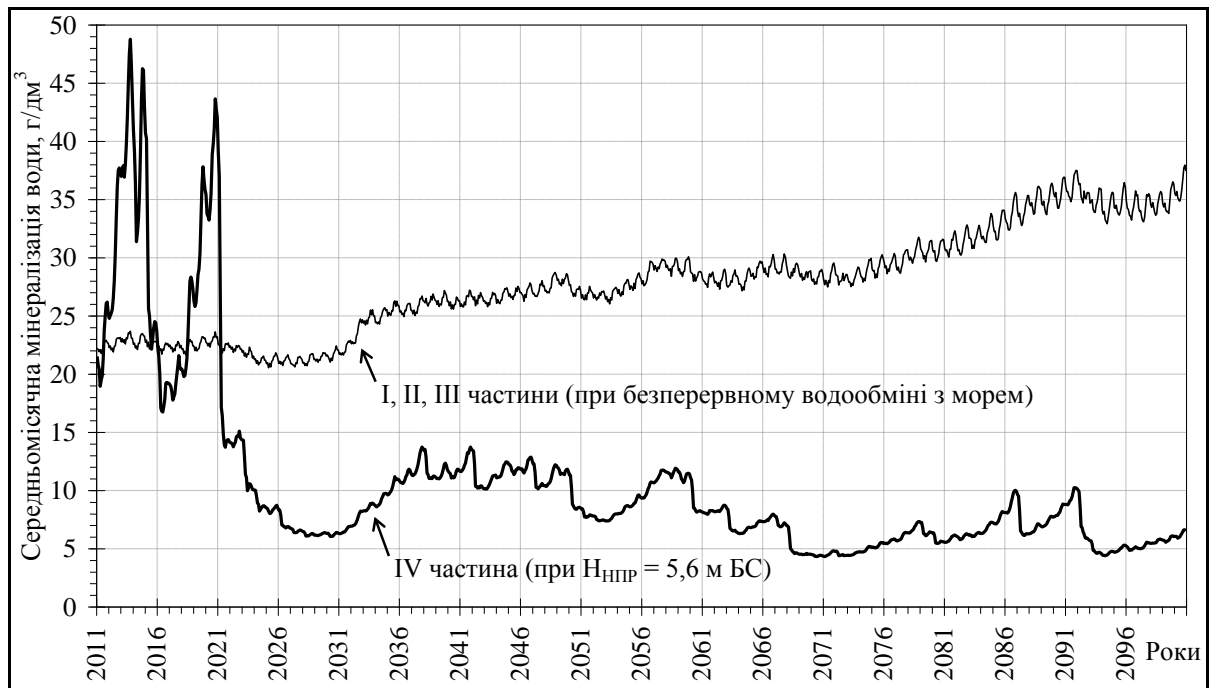


Рисунок 14.17 – Мінливість мінералізації води IV частини, при її функціонуванні як водосховища з НПР = 5,6 мБС в умовах природного стоку з басейну, та мінливість мінералізації води в іншій акваторії лиману, при безперервному водообміні з морем (**варіант 2вПР**) в період з 2011 по 2100 рр.

В той же час, після наповнення IV частини до відмітки НПР, в маловодні періоди рівні води можуть за декілька років знизитися більш ніж на 4,00 м (наприклад, з 5,60 мБС – в червні 2030 р., до 1,56 мБС – в грудні 2037 р.). Але, це буде призводити лише до незначного (на 4-8 г/дм³) збільшення мінералізації води в IV частині, як, наприклад, з 6,05 г/дм³ – в червні 2030 р., до 13,61 г/дм³ – в грудні 2037 р. (рис. 14.17).

Мінералізація води IV частини в середньому за період з 2023 по 2100 рр. (після зменшення з 43,65 г/дм³ – в жовтні 2020 р., до 15,10 г/дм³ – в жовтні 2022 р.) дорівнює 7,93 г/дм³, змінюючись від 4,32 г/дм³ – в червні 2070 р., до 14,34 г/дм³ – в січні 2023 р.

Отже, в майбутніх кліматичних умовах (за сценарієм М10) при функціонуванні IV частини як водосховища з НПР = 5,6 мБС, за умов надходження природного стоку з водозбірного басейну лиману, починаючи з середини 2022 р. по кінець 2100 рр. в цій частині лиману буде забезпечений режим рівнів води, при якому мінералізація води загалом буде поступово зменшуватися від 15 до 4 г/дм³, в середньому дорівнюючи 7,93 г/дм³.

Одночасно з функціонуванням IV частини як прісноводного водосховища, в іншій акваторії лиману мінливість рівнів і мінералізації води буде формуватися при безперервному водообміні лиману з морем, тому в I, II

та III частинах лиману за період з 2011 по 2100 рр. відбуватимуться стабілізація рівнів води (з мінливістю майже ідентичною мінливості рівнів води в морі) та поступове підвищення мінералізації води, яка наприкінці 2100 р. буде дорівнювати $37,46 \text{ г/дм}^3$, тобто за 90 років збільшиться менш ніж на 15 г/дм^3 .

Таким чином, в майбутніх кліматичних умовах (за сценарієм M10) для стабілізації мінливості рівнів і мінералізації води в Тилігульському лимані та його частинах, за умов як природного, так і побутового стоку з басейну лиману, обов'язковим є безперервний водообмін лиману з морем, особливо при функціонуванні його IV частини як окремого прісноводного (майже безстічного) водосховища з НПР = 5,6 мБС. При цьому залишається актуальною проблема відновлення природних водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману шляхом розчистки русел, ліквідації або оптимізації розміщення та функціонування штучних водойм, упорядкування структури землекористування, захисту водоохоронних зон та прибережних смуг.

15 ЧИСЕЛЬНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ГІДРОЛОГІЧНИХ ТА ГІДРОДИНАМІЧНИХ ПРОЦЕСІВ В ТИЛІГУЛЬСЬКОМУ ЛИМАНІ

Розуміння умов формування сучасного гідроекологічного режиму Тилігульського лиману та пошук шляхів його поліпшення неможливі без чіткого уявлення про особливості динаміки вод і просторово-часової мінливості їх термогалінної структури. Проведення постійного системного гідроекологічного моніторингу на акваторії лиману в даний час пов'язано зі значними організаційними та економічними труднощами, внаслідок його віддаленості від наукових центрів, значної просторової протяжності, відсутності сучасної приладової бази для польових спостережень. Тому найбільш перспективним і ефективним методом дослідження гідроекологічних процесів в лимані є чисельне математичне моделювання, яке базується на використанні обмеженого обсягу польових спостережень для калібрування та верифікації моделей.

Для вивчення особливостей просторово-часової мінливості гідрологічних характеристик та гідродинамічних процесів в Тилігульському лимані (течій, температури, солоності, рівня води, з урахуванням водообміну з морем) використовувались гідродинамічні моделі MECCA (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) [2, 189, 192] та Delft3D-FLOW [193, 194]. Обидві моделі реалізовані в σ -системі координат по вертикалі, проте для моделі MECCA в горизонтальній площині використовується традиційна рівномірна просторова розрахункова сітка [2], а рівняння моделі Delft3D-FLOW реалізовані в криволінійній, нерівномірній в горизонтальній площині системі координат, що дозволяє детальніше описати гідрологічні процеси і динаміку вод в області достатньо вузького прибережного мілководдя, з урахуванням складної конфігурації берегової лінії та рельєфу дна лиману.

15.1 Моделювання мінливості термогалінної структури вод

Результати адаптації та верифікації гідродинамічної моделі MECCA до умов Тилігульського лиману наведені в [10, 189, 195]. Тому в даному розділі розглянемо результати моделювання просторово-часової мінливості температури та солоності води в Тилігульському лимані, отримані з використанням гідродинамічної моделі Delft3D-FLOW (програмний код з відкритим доступом версії 6.01.09.4230) [193, 194].

Модель Delft3D-FLOW базується на чисельному рішенні рівняння Нав'є-Стокса для нестисливої рідини на мілкій воді в наближенні Бусінеска. Для рівняння швидкості вертикального руху приймається гідростатичне наближення. Вертикальні компоненти векторів швидкості течій розраховуються через рівняння нерозривності. Рівняння стану морської води визначається формулою ЮНЕСКО [196].

Кінцево-різницева апроксимація рівнянь моделі виконується на криволінійній розрахунковій сітці типу C за класифікацією Аракави: скалярні величини задаються в центрах елементарних розрахункових осередків, а нормальні компоненти швидкості – на їх відповідних гранях. Часовий крок рішення рівнянь обмежується умовою стабільності Куранта-Фрідрікса-Леві.

Вітрова напруга тертя на вільній поверхні $\vec{\tau}_s = (\tau_{sx}, \tau_{sy})$, визначається як:

$$|\vec{\tau}_s| = \rho_a c_d U_{10}^2, \quad (15.1)$$

де: ρ_a – густина повітря; $U_{10} = (U_x, U_y)$ – швидкість вітру на висоті 10 м; c_d – коефіцієнт поверхневого вітрового тертя, що може задаватись як константа або у відповідності до наступного емпіричного відношення:

$$c_d(U_{10}) = \begin{cases} c_d^A, & U_{10} < U_{10}^A \\ c_d^A + \frac{c_d^B - c_d^A}{U_{10}^B - U_{10}^A} (U_{10} - U_{10}^A), & U_{10}^A \leq U_{10} \leq U_{10}^B \\ c_d^B, & U_{10} \geq U_{10}^B \end{cases}, \quad (15.2)$$

де: $c_d^A = 1,255 \times 10^{-3}$, $c_d^B = 2,425 \times 10^{-3}$ – значення коефіцієнтів вітрового тертя; $U_{10}^A = 7$ м/с, $U_{10}^B = 25$ м/с – швидкість вітру на висоті 10 м [197].

Придонна напруга тертя на дні визначається через швидкість придонної течії. Передбачається, що вектор придонної напруги тертя $\vec{\tau}_b = (\tau_{bx}, \tau_{by})$ співпадає за напрямом з вектором швидкості придонної течії $\vec{u}_b = (u_b, v_b)$, а його величина визначається квадратичним законом:

$$\vec{\tau}_b = \frac{g \rho_0 \vec{u}_b |\vec{u}_b|}{c_{3D}^2}, \quad (15.3)$$

де: $g = 9,81$ м/с² – прискорення вільного падіння; ρ_0 – початкова густина води; c_{3D} – коефіцієнт донного тертя, який розраховується за формулою:

$$c_{3D} = \frac{\sqrt{g}}{\kappa} \ln \left(1 + \frac{\Delta z_b}{2z_0} \right), \quad (15.4)$$

де: $\kappa=0,4$ – стала Кармана, Δz_b – відстань від дна до точки, в якій визначається коефіцієнт, $z_0=0,04$ – параметр шорсткості дна [204].

Рейнольдсові напруги моделюються з використанням концепції турбулентної в'язкості. Вертикальна турбулентна в'язкість розраховується на основі k - ε моделі [198], в якій вирішується система двох нелінійних дифузійних рівнянь – для масової щільності турбулентної енергії k та швидкості дисипації турбулентної енергії ε . Коефіцієнти турбулентної в'язкості в горизонтальному та вертикальному напрямках визначаються наступним чином:

$$\nu_H = \nu_{3D} + \nu_H^{back}, \quad (15.5)$$

$$\nu_V = \nu_{mol} + \max \left(\nu_{3D}, \nu_V^{back} \right), \quad (15.6)$$

де: ν_{3D} – в'язкість, яка розраховується в k - ε моделі; ν_H^{back} , ν_V^{back} – порогові значення коефіцієнтів турбулентної в'язкості в горизонтальному та вертикальному напрямках, відповідно; ν_{mol} – коефіцієнт молекулярної в'язкості.

Перенос речовин та тепла в 3-D системі координат моделюється за допомогою рівняння адвекції-дифузії, до якого включений сумарний член для джерел і стоків тепла та солей. Коефіцієнти горизонтальної та вертикальної дифузії визначаються як:

$$D_H = D_{3D} + D_H^{back}, \quad (15.7)$$

$$D_V = \frac{\nu_{mol}}{\sigma_{mol}} + \max \left(D_{3D}, D_V^{back} \right), \quad (15.8)$$

де:

$$D_{3D} = \max \left(D_{3D}, 0,2 L_{oz}^2 \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{\delta \rho}{\delta z}} \right), \quad (15.9)$$

D_{3D} – дифузія, що розраховується в k - ε моделі; D_H^{back} , D_V^{back} – порогові значення коефіцієнтів дифузії в горизонтальному та вертикальному напрямках, відповідно; L_{oz} – масштаб довжини Озмідова; σ_{mol} – число Прандтля-Шмідта для молекулярного перемішування; z – глибина.

Теплообмін с атмосферою розраховується з використанням емпіричних формул [199, 200]. Повний питомий потік тепла Q_{tot} , який надходить на межу розділу «повітря-вода», записується у вигляді:

$$Q_{tot} = Q_{sn} + Q_{an} - Q_{br} - Q_{ev} - Q_{co}, \quad (15.10)$$

де Q_{sn} – короткохвильова складова сонячної радіації, що проникає до водної колонки через поверхню; Q_{an} – довгохвильовий потік тепла, що поглинається поверхнею; Q_{br} – зворотний довгохвильовий потік тепла, що відбивається поверхнею; Q_{ev} – втрати тепла на випаровування; Q_{co} – втрати тепла при контактному теплообміні моря з атмосферою.

Поглинання короткохвильової радіації водною колонкою та, відповідно, Q_{sn} залежить від ступеню прозорості води, яка задається в моделі як константа.

Умови модельних розрахунків. Для дискретизації гідродинамічних рівнянь у 3-D просторі використовувалась структурована ортогональна криволінійна система координат (ξ, η) – в горизонтальній площині, та прямолінійна Z-система координат – по вертикалі. Зауважимо, що хоча модель дозволяє застосовувати й криволінійну по вертикалі σ -систему координат, але при використанні Z-системи горизонтальні координатні лінії розташовані паралельно ізопікнам на ділянках з крутим рельєфом дна, що знижує штучне перемішування скалярних величин (температури та солоності вод) та дозволяє більш точно відтворити особливості мінливості вертикальної термогалінної структури вод в Тилігульському лимані.

Акваторія лиману покривалась спеціально згенерованою криволінійною розрахунковою сіткою, яка складається з 314×53 розрахункових осередків в горизонтальній площині (рис. 15.1б). Розміри осередків сітки плавно змінюються в межах 100-450 м – уздовж поздовжньої осі лиману, та 100-300 м – у поперечному напрямку. Сітка точно описує основні особливості геоморфологічної будови лиману, конфігурацію його берегів, має достатню розподільну здатність для відображення характерного розподілу глибин. У вертикальній площині задавались 43 розрахункових рівня в прямолінійній системі координат з різною товщиною шарів – від 0,2 до 1 м (рис. 15.1в). Глибини в лимані, приведені до позначки рівня води мінус 0,4 мБС, задавались на основі узагальнених даних промірних робіт, виконаних восени 2010 та 2012 рр.

Постановка задачі та вхідні дані. В результаті польових гідрологічних спостережень, виконаних фахівцями Одеського філіалу Інституту біології південних морів (Оф ІнБПМ) НАН України на акваторії Тилігульського

лиману, було встановлено, що вертикальна термохалінна структура вод в літній період 2010 та 2012 рр. значно різнилась [201]: у травні-серпні 2010 р. спостерігався різкий сезонний термоклин, а в 2012 р. його руйнування відбулось вже у червні. Саме цей факт був використаний для верифікації моделі.

Відповідно до поставленої задачі, моделювання динаміки вод та термогалинної структури вод Тилігульського лиману виконувалось на двох часових відрізках: з середини квітня по кінець серпня 2010 р. та з початку травня по кінець серпня 2012 р. Початок відрізка моделювання відповідав моменту відкриття з'єднувального каналу. Враховувались: водообмін лиману з морем через з'єднувальний канал, різниця місячних сум атмосферних опадів та випаровування, стік р.Тилігул.

Для завдання граничних умов на відкритій морській границі каналу, який з'єднує лиман з морем, використовувались дані систематичних спостережень за коливаннями рівня моря (з дискретністю 6 годин), температурою та солоністю морської води (середньодадні значення), виконані на морській гідрометеорологічній станції (ГМС) «порт-Южний», яка розташована на віддаленні ≈ 10 км від південної межі Тилігульського лиману. Витрати р. Тилігул задавались на підставі даних спостережень, виконаних на водпосту «Березівка», який розташований в 15 км від верхів'я лиману.

Часова мінливість напрямку та швидкості вітру, температури повітря, кількості атмосферних опадів задавалась з 6-годинною дискретністю за даними спостережень на ГМС «порт-Южний». Мінливість вологості повітря та балу хмарності (з дискретністю 6 годин) задавалась на підставі архівних даних гідрометеорологічних спостережень на континентальній ГМС «Сербка» [202], яка розташована на віддаленні ≈ 20 км від північної частини лиману у північно-західному напрямку. Випаровування з водної поверхні розраховувалось в самій моделі.

Вертикальний розподіл температури та солоності води в початковий момент часу задавався на підставі даних спостережень та вважався однорідним в горизонтальній площині. Початкова відмітка рівня води в лимані приймалась рівною -0,2 мБС – у 2010 р. та -0,3 мБС – у 2012 р., відповідно до даних спостережень. Часовий крок вирішення рівнянь моделі приймався рівним 30 с.

Оскільки моніторинг течій в лимані не проводився, то для калібрування і валідації гідротермодинамічної моделі використовувались дані епізодичних польових спостережень Оф ІнБПМ за мінливістю термохалінної структури та рівня води в Тилігульському лимані.

Калібрування моделі. Калібрування моделі проводилось для умов 2010 р. В ході чисельних експериментів з моделлю було визначено низку найбільш значущих коефіцієнтів, що регулюють ступінь впливу збурень, на модельовану мінливість вертикальної термохалінної структури вод. До них відносяться:

- число Стентона c_h – коефіцієнт тепловіддачі, який регулює інтенсивність втрат тепла при контактному теплообміні моря з атмосферою;
- число Дальтона c_e – коефіцієнт тепловіддачі, який регулює інтенсивність втрат тепла на випаровування;
- масштаб довжини Озмідова L_{oz} , який визначає інтенсивність турбулентного перемішування, викликаного нестійкістю внутрішніх хвиль у товщі води;
- коефіцієнт поверхневого тертя c_d , який визначає інтенсивність вітрової напруги тертя на верхній межі;
- порогові коефіцієнти горизонтальної та вертикальної турбулентної в'язкості та дифузії, які визначають інтенсивність турбулентного перемішування на підсітковому рівні.

Встановлені при калібруванні моделі значення перерахованих вище коефіцієнтів наведені в табл. 15.1.

Найбільший вплив на модельовану вертикальну термогалинну структуру вод чинить пороговий коефіцієнт вертикальної турбулентної в'язкості. Значення даного коефіцієнту додається до вертикальної турбулентної в'язкості, яка розраховується в k - ϵ моделі, що необхідно для придушення чисельних осциляцій, які виникають внаслідок застосування граничних умов на верхній та боковій границях моделі [194].

Порогові значення коефіцієнтів горизонтальної турбулентної в'язкості та дифузії визначались за допомогою «закону чотирьох третин», встановленого Річардсоном (1926), з урахуванням горизонтального кроку розрахункової сітки:

$$\nu_H^{back}, D_H^{back} = \gamma \Delta^{4/3}, \quad (11)$$

де Δ – горизонтальний крок розрахункової сітки; $\gamma = 0,03$ – безрозмірний емпіричний коефіцієнт [203].

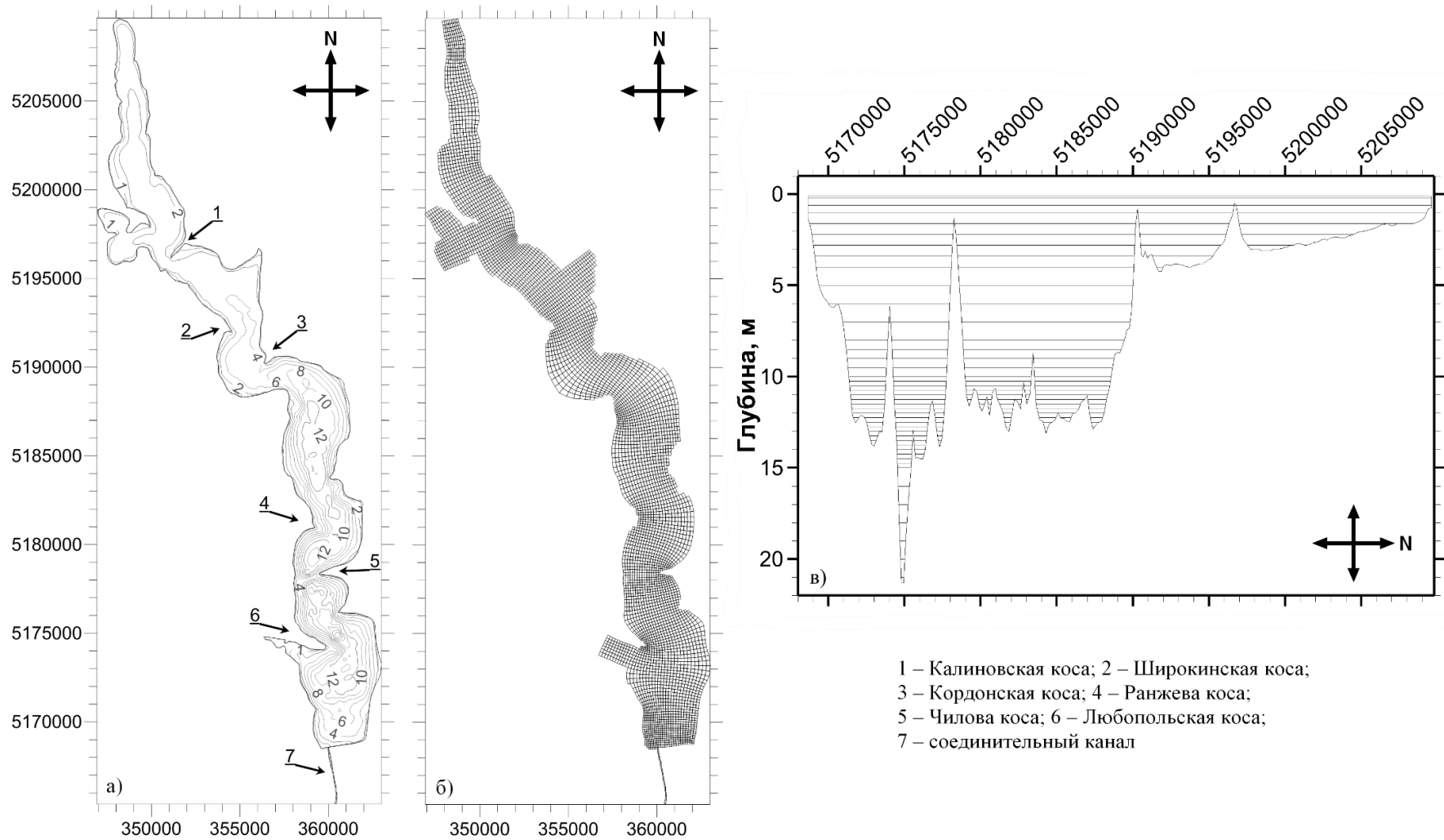


Рисунок 15.1 – Батиметрична карта Тилігульського лиману з глибинами, які відповідають відмітці рівня моря $-0,4$ м БС (а). Горизонтальна розрахункова сітка акваторії Тилігульського лиману (б). Вертикальний розподіл розрахункових рівнів в Z-системі (в).

Таблиця 15.1 – Значення основних коефіцієнтів моделі, визначені в ході калібрування

Параметр	Досліджений діапазон	Значення, що використовувалось	Джерело
Кількість розрахункових рівнів по вертикалі	26 – 46	43	[194]
Коефіцієнт поверхневого вітрового тертя, c_d	$0,8 - 2,5 \times 10^{-3}$	Перемінне	[194, 197]
Параметр шорсткості дна z_0 , м, для розрахунку коефіцієнту донного тертя	0,003 – 0,06	0,04	[204]
Пороговий коефіцієнт горизонтальної турбулентної в'язкості, ν_H^{back} , м ² /с	1 – 10	1	[194, 203]
Пороговий коефіцієнт горизонтальної турбулентної дифузії, D_H^{back} , м ² /с	1 – 10	1	[194, 203]
Пороговий коефіцієнт вертикальної турбулентної в'язкості, ν_V^{back} , м ² /с	0 – 0,001	$0,5 \times 10^{-5}$	[194]
Пороговий коефіцієнт вертикальної турбулентної дифузії, D_V^{back} , м ² /с	0 – 0,001	$0,2 \times 10^{-5}$	[194]
Масштаб довжини Озмідова, L_{Oz} , м	0 – 0,05	0	[194, 205]
Число Дальтона, c_e	$1,2 - 2,5 \times 10^{-3}$	$1,2 \times 10^{-3}$	[206]
Число Стентона, c_h	$1 - 1,6 \times 10^{-3}$	1×10^{-3}	[206]

Обговорення результатів калібрування та валідації моделі.

Інтегральним показником правильності врахування в моделі процесів, які формують водний баланс лиману (випаровування з водної поверхні, інтенсивність водообміну з морем через канал (рис. 15.2)), є мінливість рівня води в лимані. З рис. 15.3 випливає, що модельні результати задовільно узгоджуються з результатами епізодичних спостережень за рівнем води в лимані. Слід відзначити також значні згінно-нагінні коливання рівня води при поздовжніх по відношенню до осі лиману штормових вітрах. Наприклад,

16.05.2010 р. при ПдПдС вітрі швидкістю 10-12 м/с різниця між відмітками рівня води на південній та північній межах лиману склала 0,25 м.

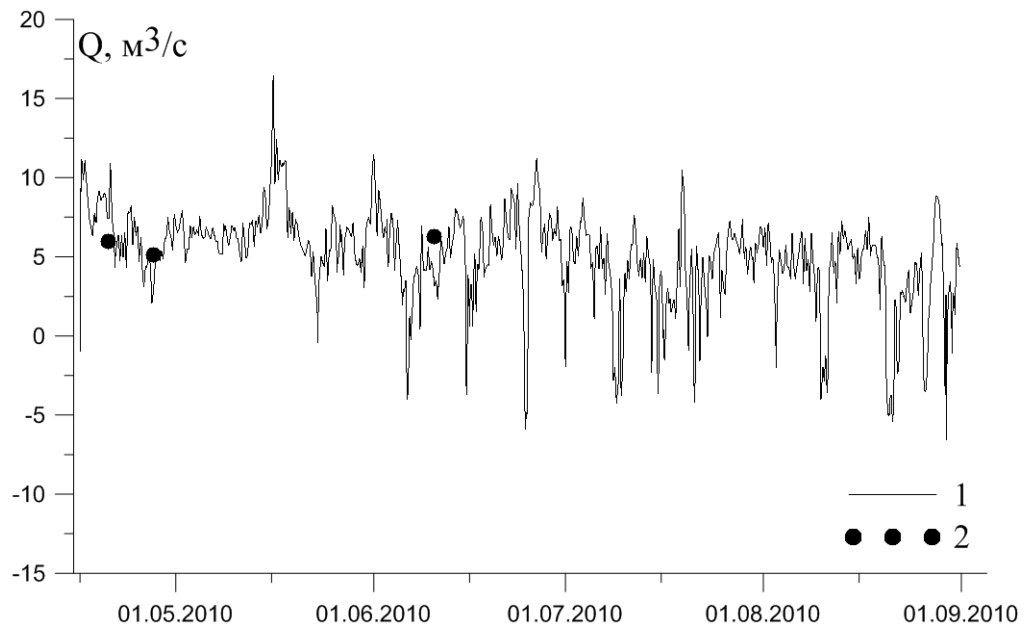


Рисунок 15.2 – Часова мінливість витрат води ($\text{м}^3/\text{с}$), в з'єднувальному каналі (біля виходу в лиман) отримана при моделюванні (1) та за даними епізодичних спостережень в лимані (2)

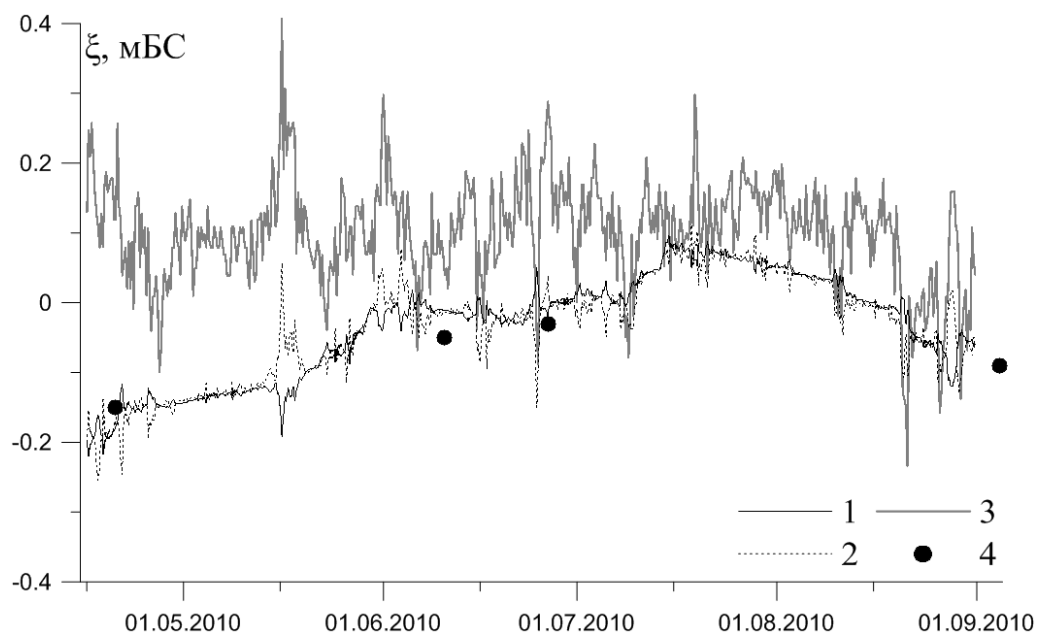


Рисунок 15.3 – Часова мінливість відміток рівня води (м БС), отримана при моделюванні біля південної (1) та північної (2) меж лиману; на відкритій морській границі каналу (гранична умова) (3) та за даними епізодичних спостережень в лимані (4)

На рис. 15.4-15.5 представлені результати моделювання часової мінливості вертикального розподілу температури води в центральній глибокій частині Тилігульського лиману в 2010 та 2012 рр., отримані з використанням значень коефіцієнтів моделі, визначених при її калібруванні. Видно, що модель правильно відтворила особливості формування вертикальної термічної структури вод лиману при умовах зазначених років, які описані вище.

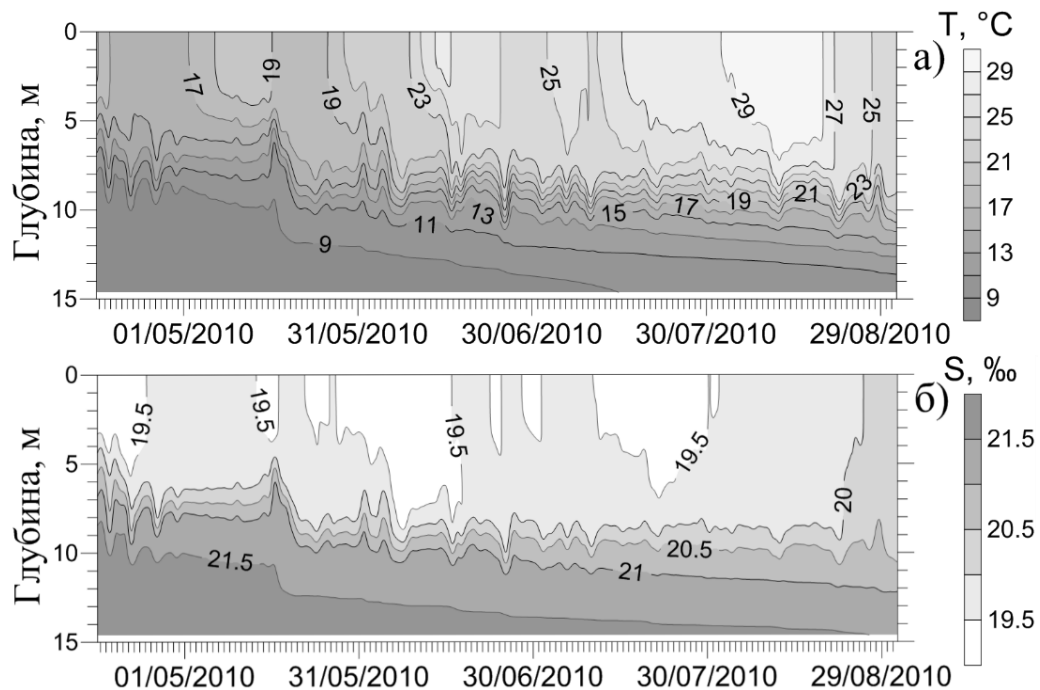


Рисунок 15.4 – Отримана при моделюванні часова мінливість вертикального розподілу температури, °С, (а) та солоності, ‰, (б) вод Тилігульського лиману (на ділянці акваторії між Ранжевою и Чіловою косами) в травні-серпні 2010 року

Протягом літніх місяців 2010 р. зберігається різкий сезонний термоклин на глибинах понад 7 м. Протягом розрахункового періоду відбувається поступовий прогрів квазіоднородного шару та опускання нижньої межі термоклину до дна. Солоність придонних вод на 1,5-2,0 ‰ перевищувала солоність вод поверхневого шару (рис. 15.4б).

Порівняння модельних кривих вертикального розподілу температури та солоності води з даними польових спостережень у відповідні моменти часу (рис. 15.6) свідчить про їх задовільне узгодження.

У 2012 р. значне ослаблення сезонного термоклину відбулося ще в травні (рис. 15.5). У червні температура води придонного шару підвищилась до 20,5 °С при температурі поверхневого шару 24-27 °С. Хоча і є деякі (в

межах декількох градусів) відхилення модельних і вимірних значень температури води у придонному шарі в окремі моменти часу, проте, на нашу думку, характер мінливості вертикальної термічної структури вод у 2012 р. відтворений моделлю правильно. Слід зазначити також добру відповідність між отриманою при моделюванні і встановленою з даних спостережень часовою мінливістю температури та солоності води в поверхневому шарі лиману в літні місяці 2012 р. (рис. 15.7). Деяке заниження моделлю, в порівнянні з даними спостережень, температури води в травні пояснюється тим, що спостереження виконувались в денний час доби в мілководній прибережній смузі, води якої навесні прогріваються значно більше, ніж на глибоких ділянках акваторії лиману.

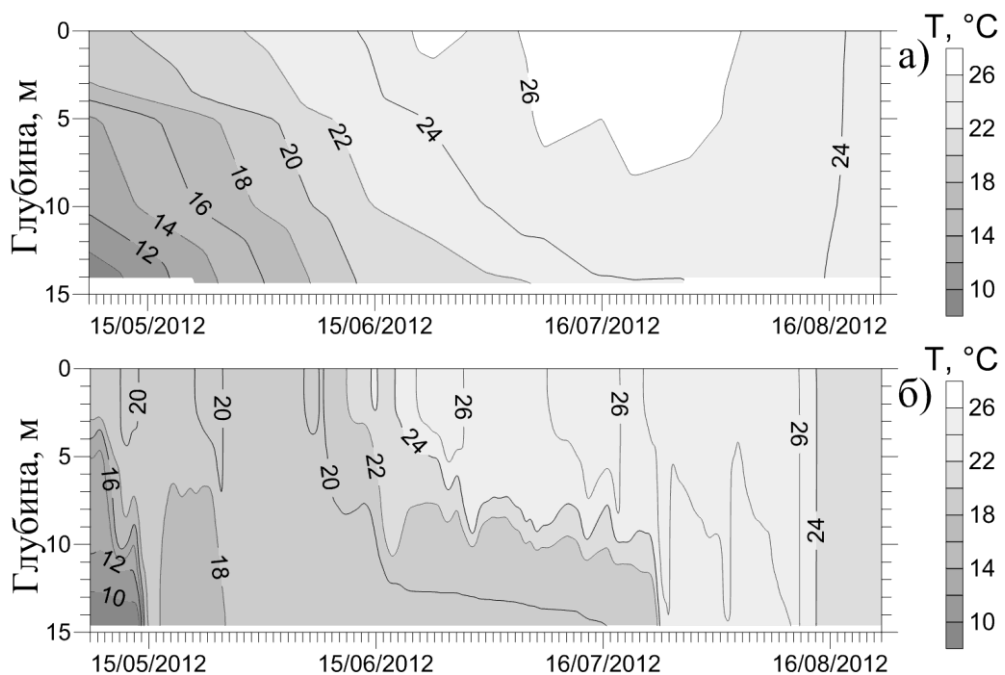


Рисунок 15.5 – Мінливість вертикального розподілу температури води в Тилігульському лимані (на ділянці акваторії між Ранжевою и Чіловою косами) в травні-серпні 2012 року, °C: а) за даними епізодичних рейдових спостережень; б) отримана в результаті моделювання

Аналіз результатів модельних розрахунків дозволив виявити й деякі особливості просторово-часової мінливості термогалінної структури вод в лимані. Насамперед, слід зазначити значні коливання глибини залягання верхньої границі різкого сезонного термокліну на північній та південній підводних межах глибоких улоговин у південній та центральній частинах лиману при сильних поздовжніх вітрах. Звали глибин в районах Чілової та Кордонської кіс є природними підводними перешкодами («стінками»), біля яких відбуваються інтенсивні висхідні та низхідні

вертикальні рухи вод (рис. 15.8). Наприклад, при сильному південному вітрі швидкістю 10-12 м/с 16 травня 2010 р. (рис. 15.8 а) на південному кордоні Чілової коси пікноклин опустився на глибину 11 м, у той час як на північному кордоні – піднявся до глибини 2 м.

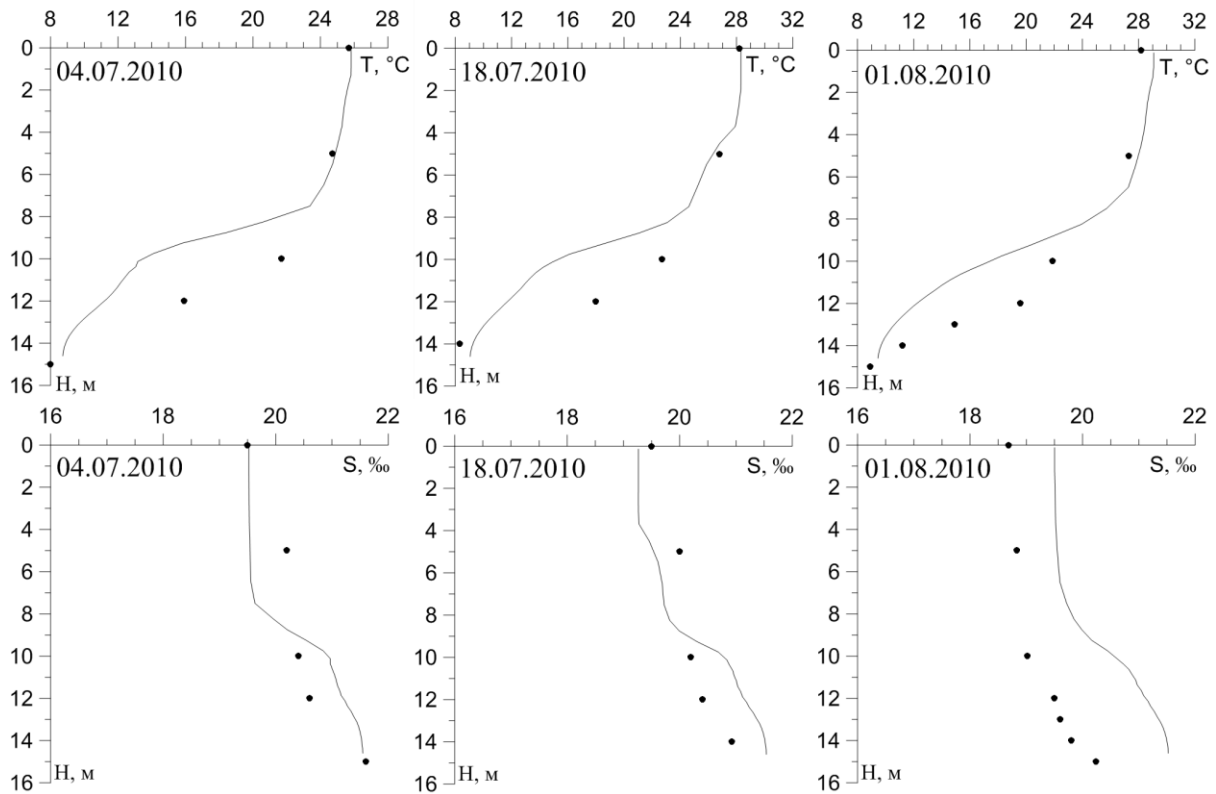


Рисунок 15.6 – Вертикальний розподіл температури, °С, та солоності води, ‰, отриманий в моделі (криві) та за даними натурних спостережень (точки) в центральній частині Тилігульського лиману (рейд між Чіловою та Ранжевою косами) у 2010 р.

Також сильні півздовжні вітри в теплий період року сприяють розвитку апвелінгу та підтоку відносно холодних, збіднених киснем та збагачених біогенними речовинами вод до поверхневого шару вод в мілководних районах Кордонської та Чілової кіс (рис. 15.9).

При незначному стоці р. Тілігул, або його відсутності, в літні місяці з інтенсивним випаровуванням, джерелом осолонення лиману є насамперед Балайська затока, а також мілководна північна частина лиману (рис. 15.10). При слабких вертикальних градієнтах температури води влітку (як, наприклад, у серпні 2012 р.) можливе утворення шарів зі зниженою солоністю в її вертикальному профілі (рис. 15.11).

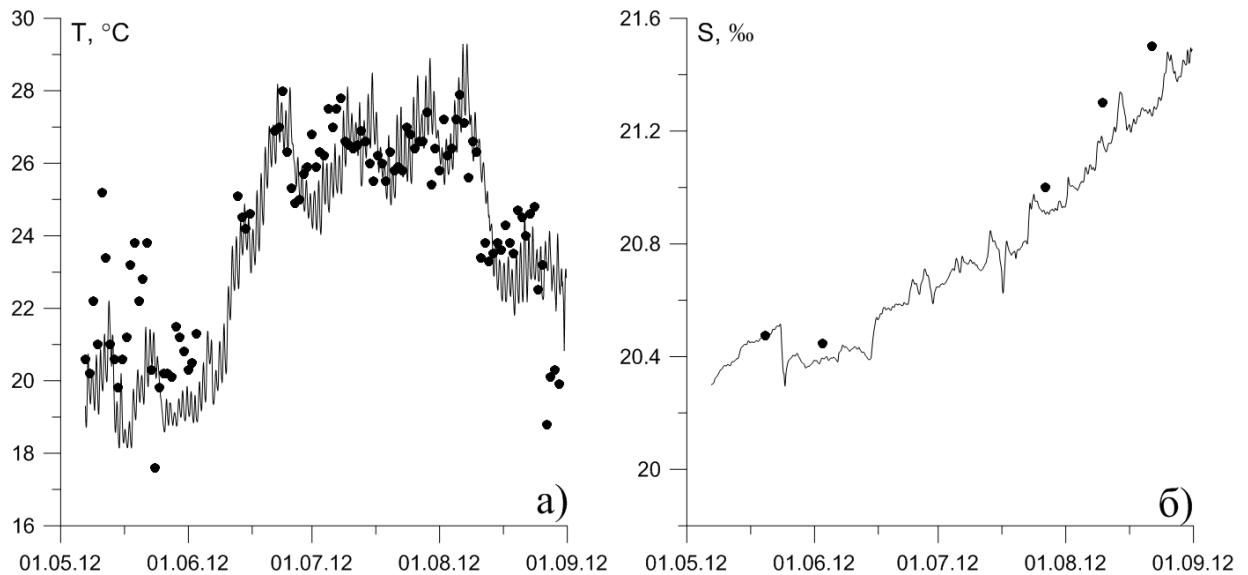


Рисунок 15.7 – Часова мінливість температури, °C, (а) та солоності, ‰, (б) вод поверхневого шару води, отримана при моделюванні (криві) та за даними епізодичних спостережень (крапки) на ділянці акваторії прилеглої до с. Пшенянове у 2012 р.

15.2 Циркуляція вод

Домінуючий вплив на формування циркуляції вод в лимані чинить вітрова дія. Вимірювання течій у Тилігульському лимані, виконані з 1979 по 1988 рр., показали, що поля вітрових течій мають виключно складний характер [33]. Спроби одержати на основі натурних інструментальних спостережень детальну картину течій в лимані при стабільних вітрах не принесли позитивних результатів. Тому для отримання цілісної картини баротропних вітрових течій у лимані В.М. Тімченком [33, 34] була використана діагностична гідродинамічна модель А.І. Фельзенбаума [207].

Результати розрахунків вітрової циркуляції вод у Тилігульському лимані за модифікованою моделлю МЕССА та їх аналіз наведені в роботі [2]. Тому детально зупинимось на результатах моделювання, отриманих за допомогою моделі Delft3D-FLOW [208].

Як і на попередньому етапі розрахунків акваторія Тилігульського лиману покривалась криволінійною розрахунковою сіткою 314×53 розрахункових осередків. Але, для спрощення, у вертикальній площині застосовувались 15 розрахункових рівнів перемінної товщини в σ -системі координат. Часовий шаг розв'язання рівнянь моделі брався рівним 30 с.

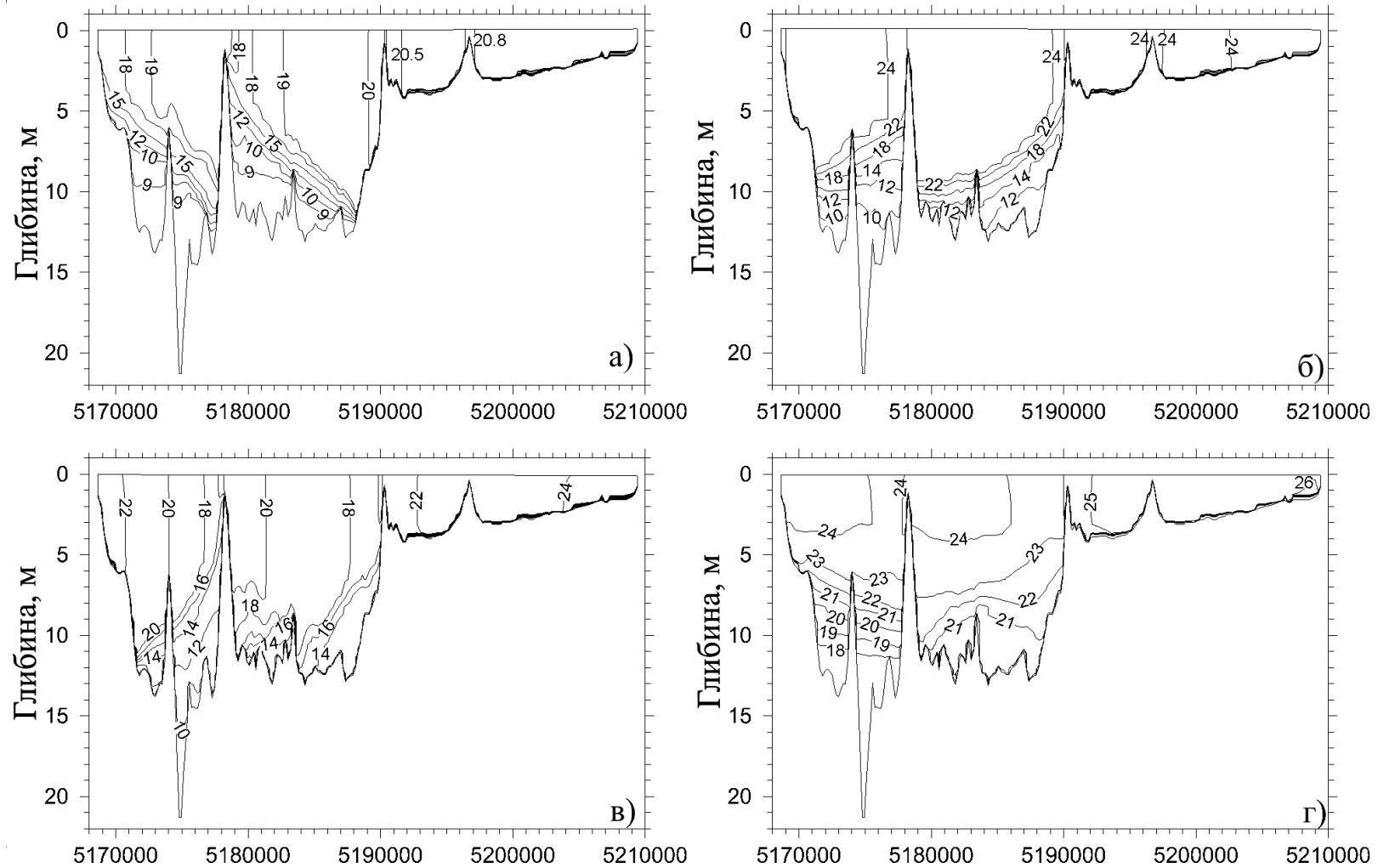


Рисунок 15.8 – Просторово-часова мінливість температури води, °C, в Тилигульському лимані, отримана при моделюванні: а – 16.05.2010 р., б – 25.06.2010 р.; в – 13.05.2012 р.; г – 17.06.2012 р.

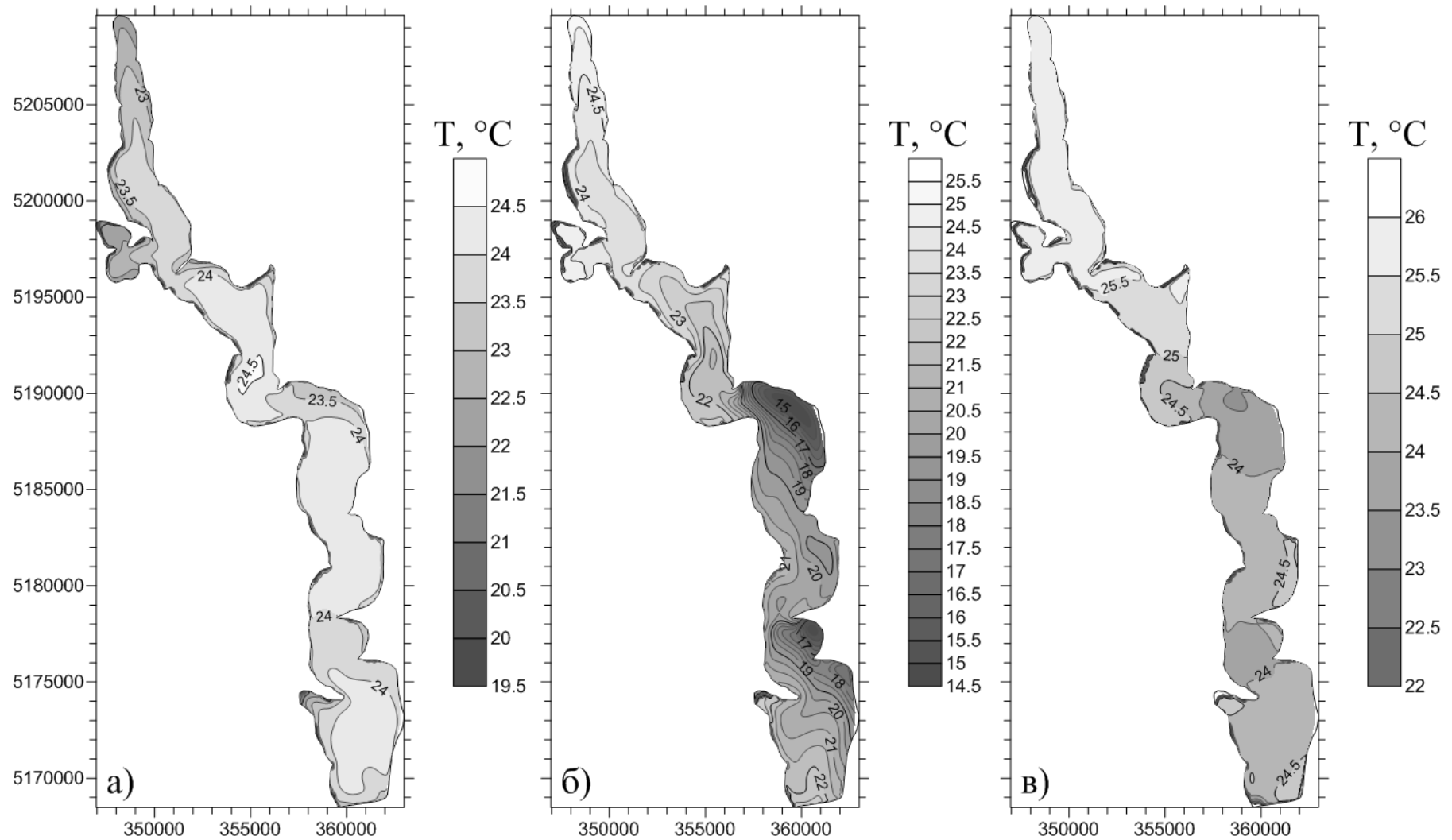


Рисунок 15.9 – Просторова мінливість температури води, $^{\circ}\text{C}$, поверхневого слою вод лиману, отримана при моделюванні: а – 25.06.2010 р., б – 13.05.2012 р.; в – 17.06.2012 р

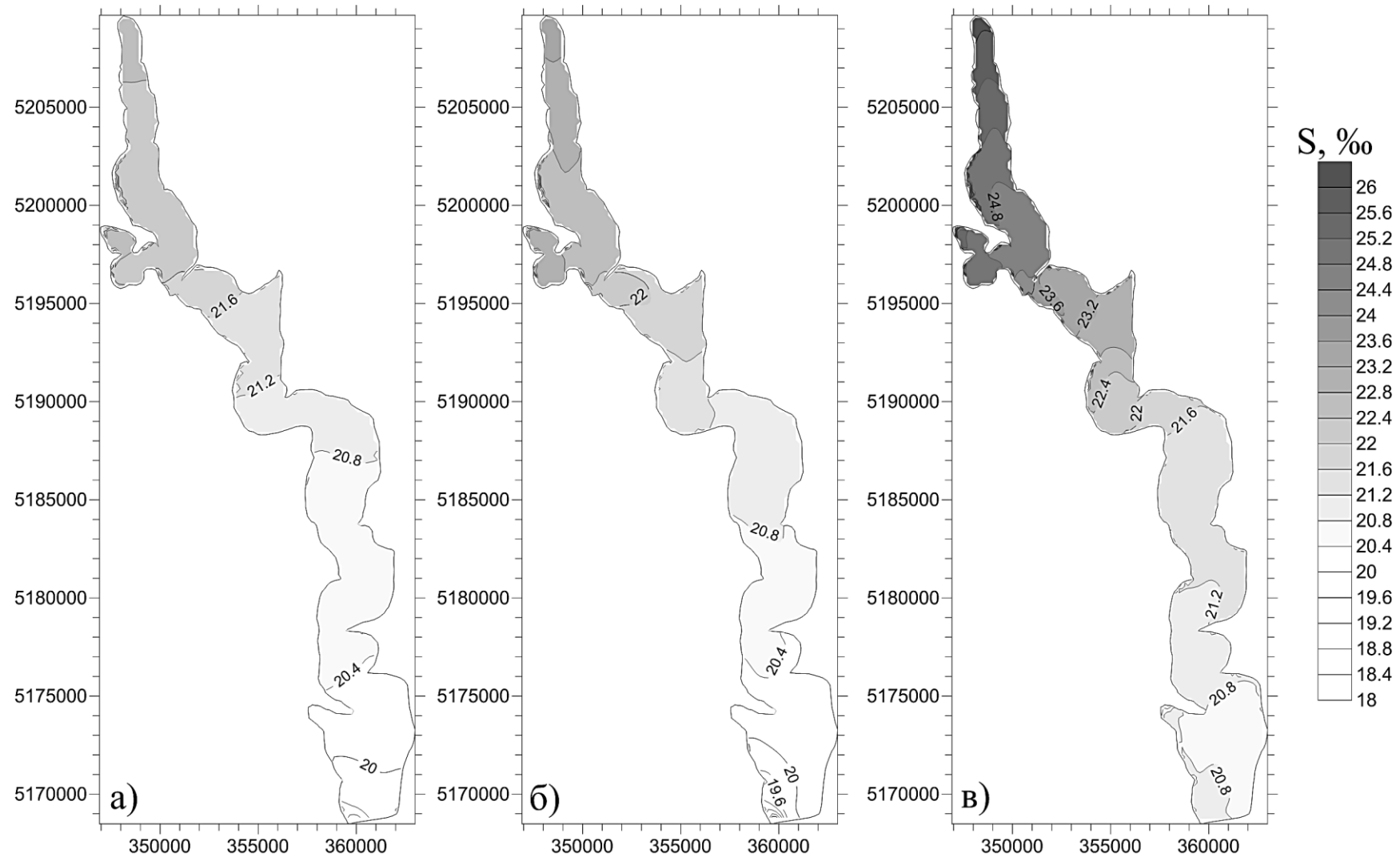


Рисунок 15.10 Просторова мінливість солоності води, ‰, поверхневого слою вод лиману, отримана при моделюванні:
а – 02.07.2012 р., б – 16.07.2012 р.; в – 12.08.2012 р

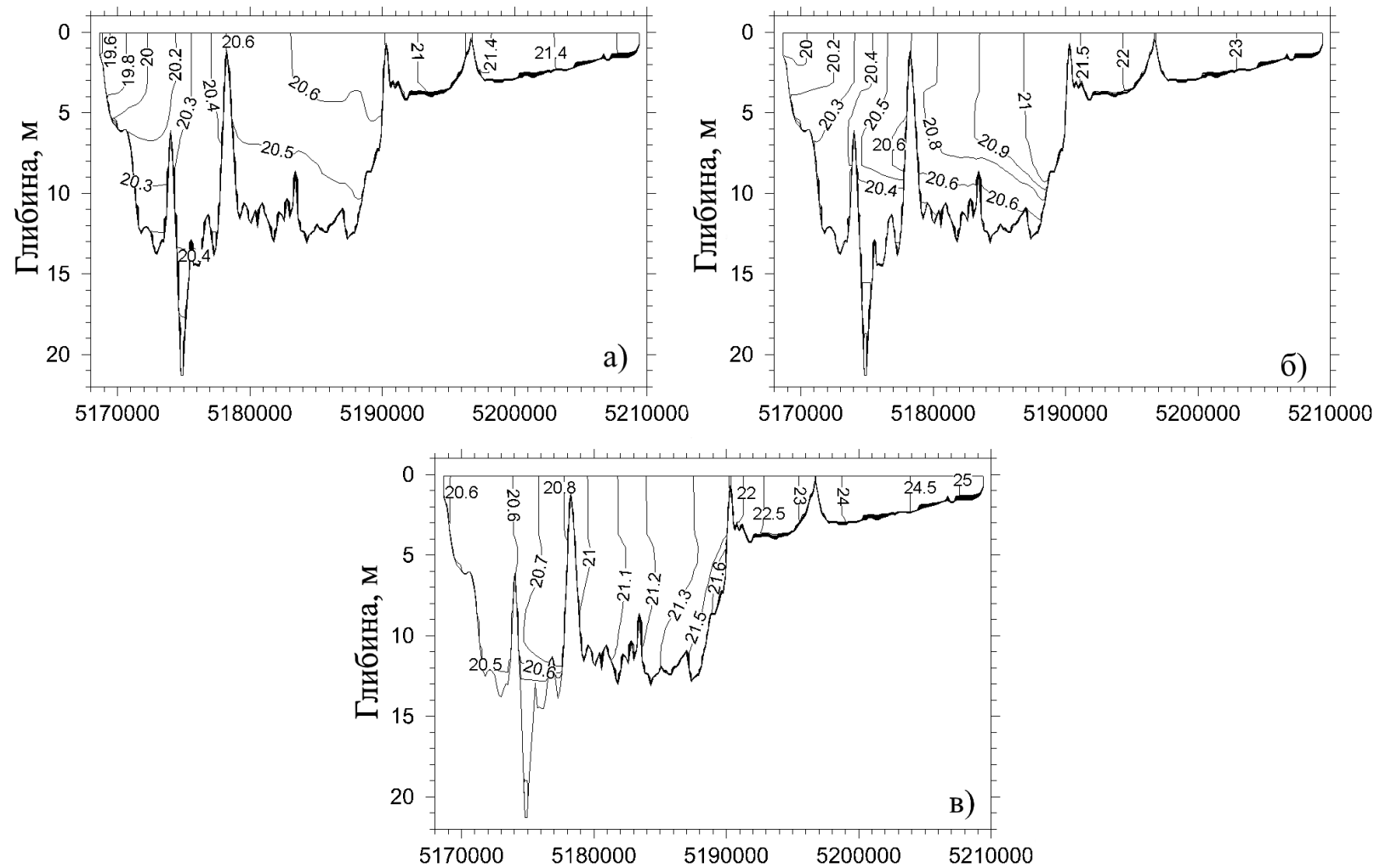


Рисунок 15.11 Просторово-часова мінливість солоності води, ‰, в Тилигульському лимані, отримана при моделюванні: а – 17.06.2012 р., б – 15.07.2012 р.; в – 05.08.2012 р.

Розрахунки вітрової циркуляції вод виконувались при стаціонарних вітрах швидкістю 5 м/с восьми основних румбів протягом 10 діб модельного часу для кожного напрямку вітру. Повторюваність вітрів різних напрямків за даними багаторічних спостережень на найближчих до лиману берегових гідрометеорологічних станціях (ГМС) «порт Южний» та «порт Очаків» наведена в таблиці 15.2. Водобмін лиману з морем через з'єднувальний канал не враховувався. Результати розрахунків наведені на рис. 15.12-15.22.

Таблиця 15.2 – Середня багаторічна повторюваність (%) протягом року вітрів різних напрямків за даними ГМС «порт Южний» (1980-2011 рр.) та «порт Очаків» (1950-2011 рр.) [209]

ГМС	Пн	ПнС	С	ПдС	Пд	ПдЗ	З	ПдЗ
Южний	32,8	6,0	11,8	4,5	20,2	5,6	10,4	6,8
Очаків	22,2	8,2	17,7	4,5	13,8	9,0	15,0	8,5

Розрахунки вітрової циркуляції вод в Тилігульському лимані показали, що через протяжність лиману у меридіональному напрямку, значну порізаність берегової лінії та мінливість просторової орієнтації різних її ділянок, просторова структура течій суттєво залежить від напрямку вітру.

При поздовжніх по відношенню до меридіональної осі лиману вітрах спостерігається інтенсифікація спрямованих за вітром потоків в прибережних, відносно мілководних областях (рис. 15.12, 15.16, 15.19). Уздовж повздовжньої осьової лінії лиману, якій відповідають максимальні в кожній частині лиману глибини, формуються придонні градієнтні протитечії, генеральний напрям яких протилежний вітру. Ці придонні компенсаційні протитечії суттєво впливають на поверхневі дрейфові течії, послаблюючи їх. При цьому вектори дрейфових течій відхиляються вправо від напрямку вітру.

При поперечних відносно осі лиману вітрах (рис. 15.14, 15.18), протяжні інтенсивні потоки вод уздовж берегів в центральній та південній частинах лиману не утворюються. Інтенсифікація прибережних течій має локальний характер, зумовлений конфігурацією берегової лінії. У відкритій, глибокій частині акваторії лиману дрейфові поверхневі течії більш інтенсивні, ніж у випадку поздовжніх вітрів, оскільки вони меншою мірою послаблюються придонними компенсаційними течіями.

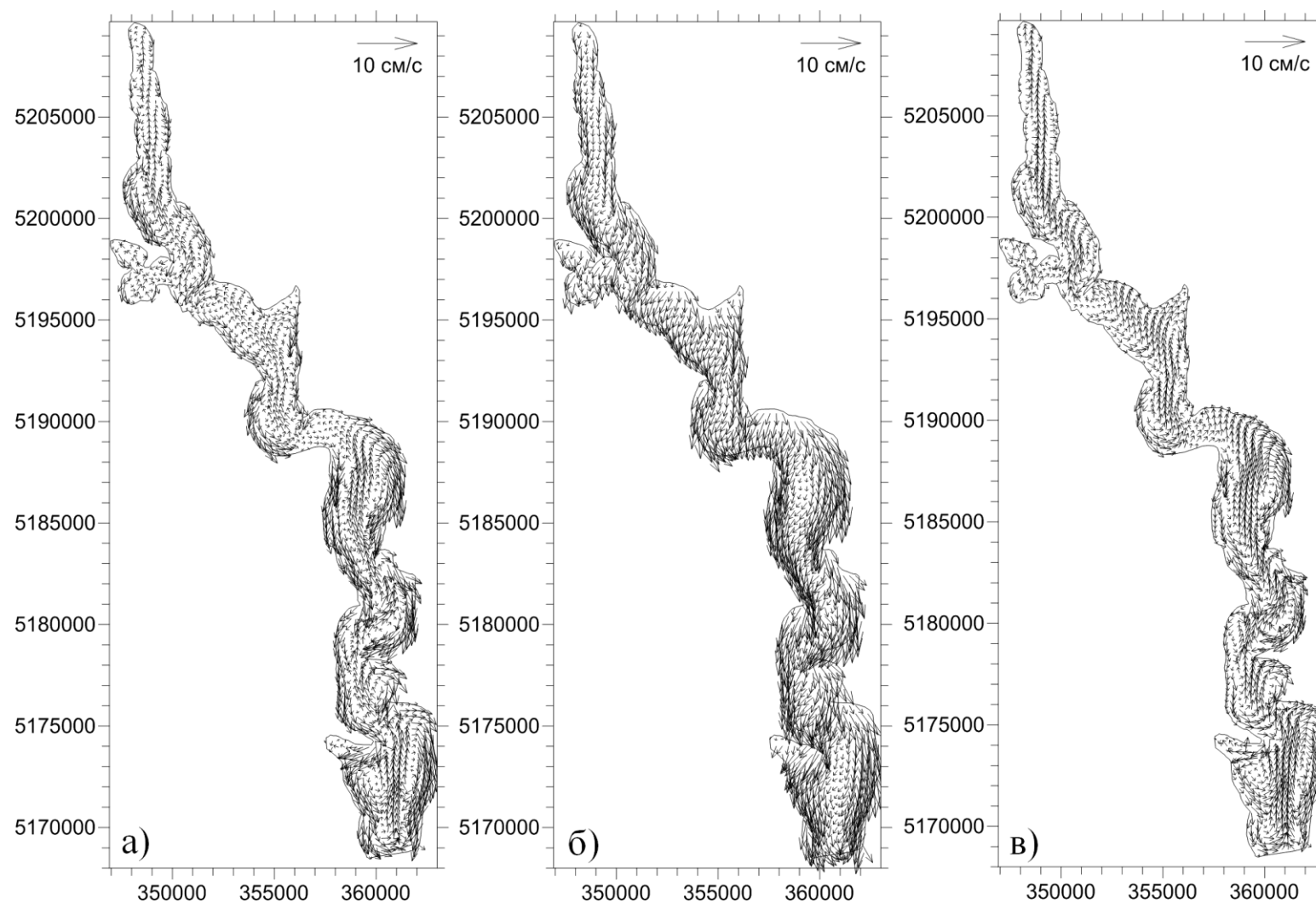


Рисунок 15.12 – Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі північного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

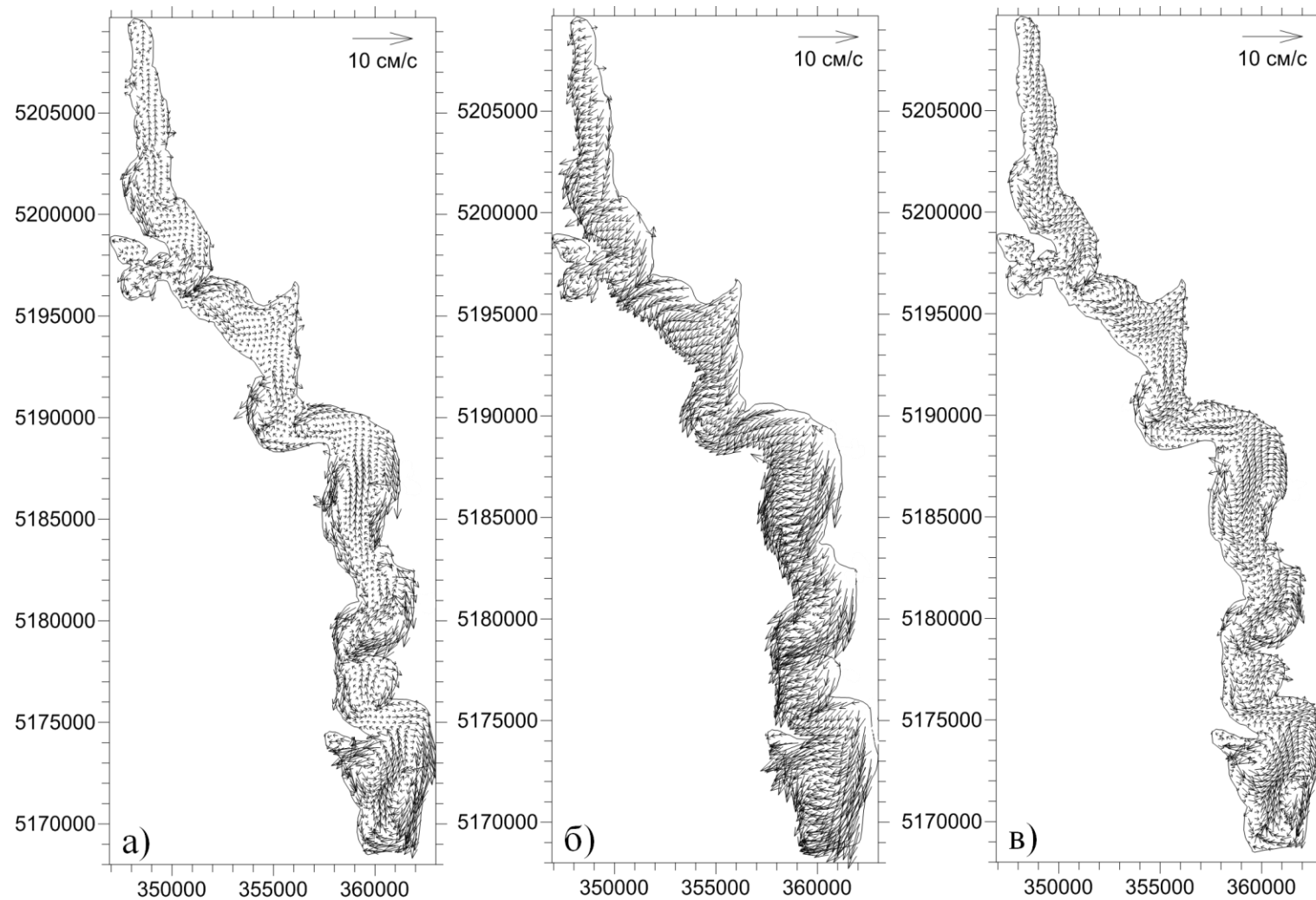


Рисунок 15.13 – Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі північно-східного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

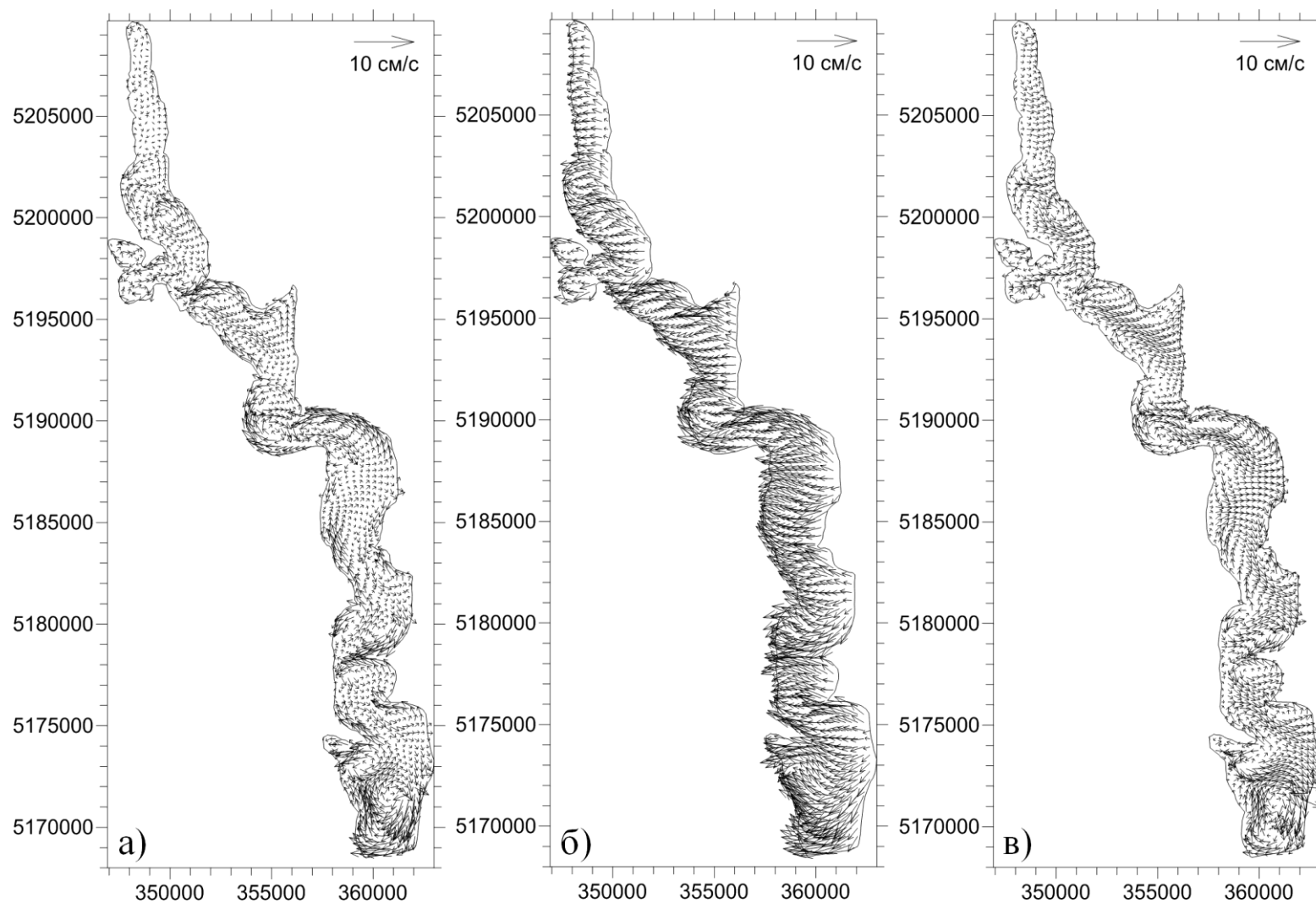


Рисунок 15.14 – Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі східного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

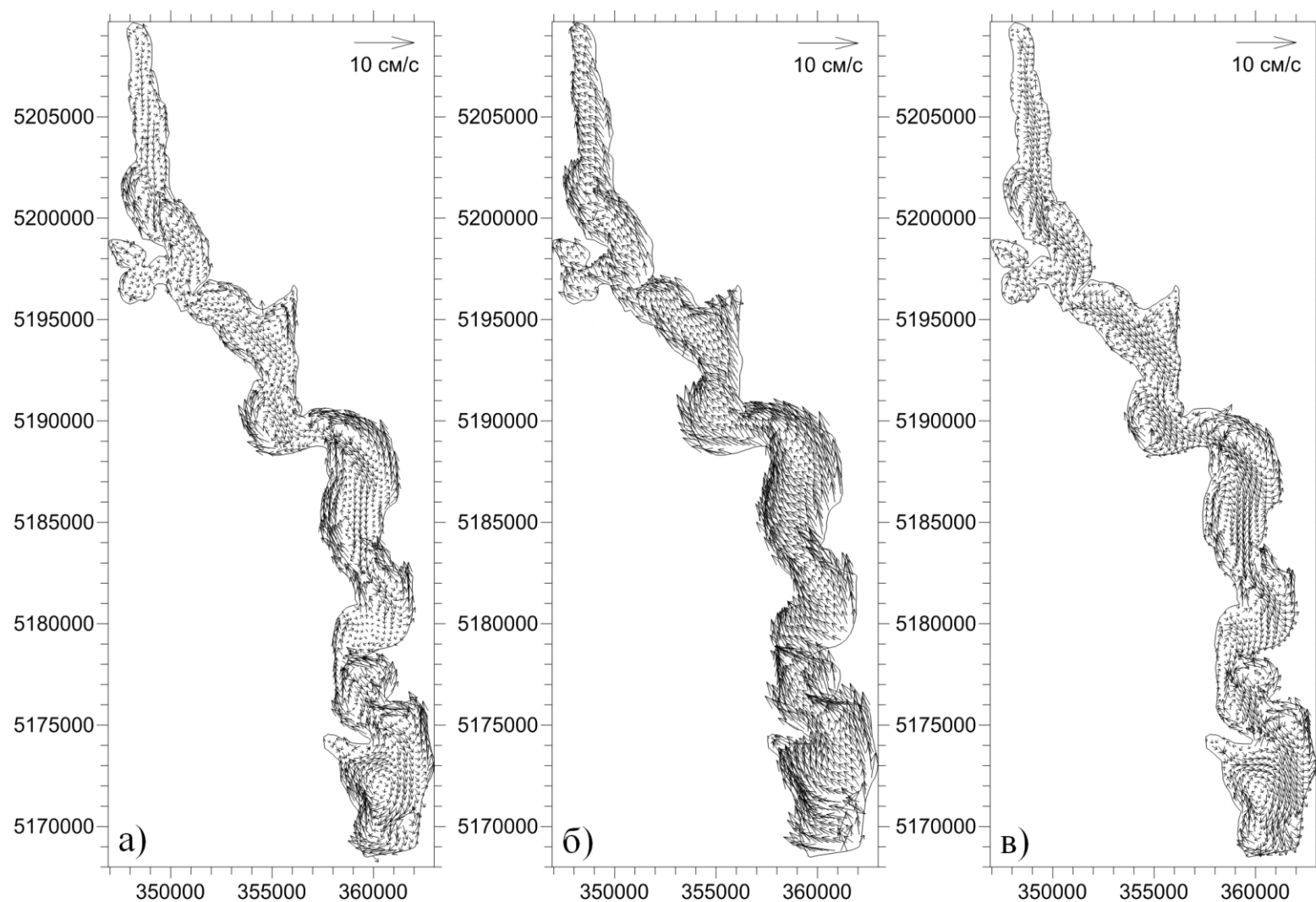


Рисунок 15.15 – Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі південно-східного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

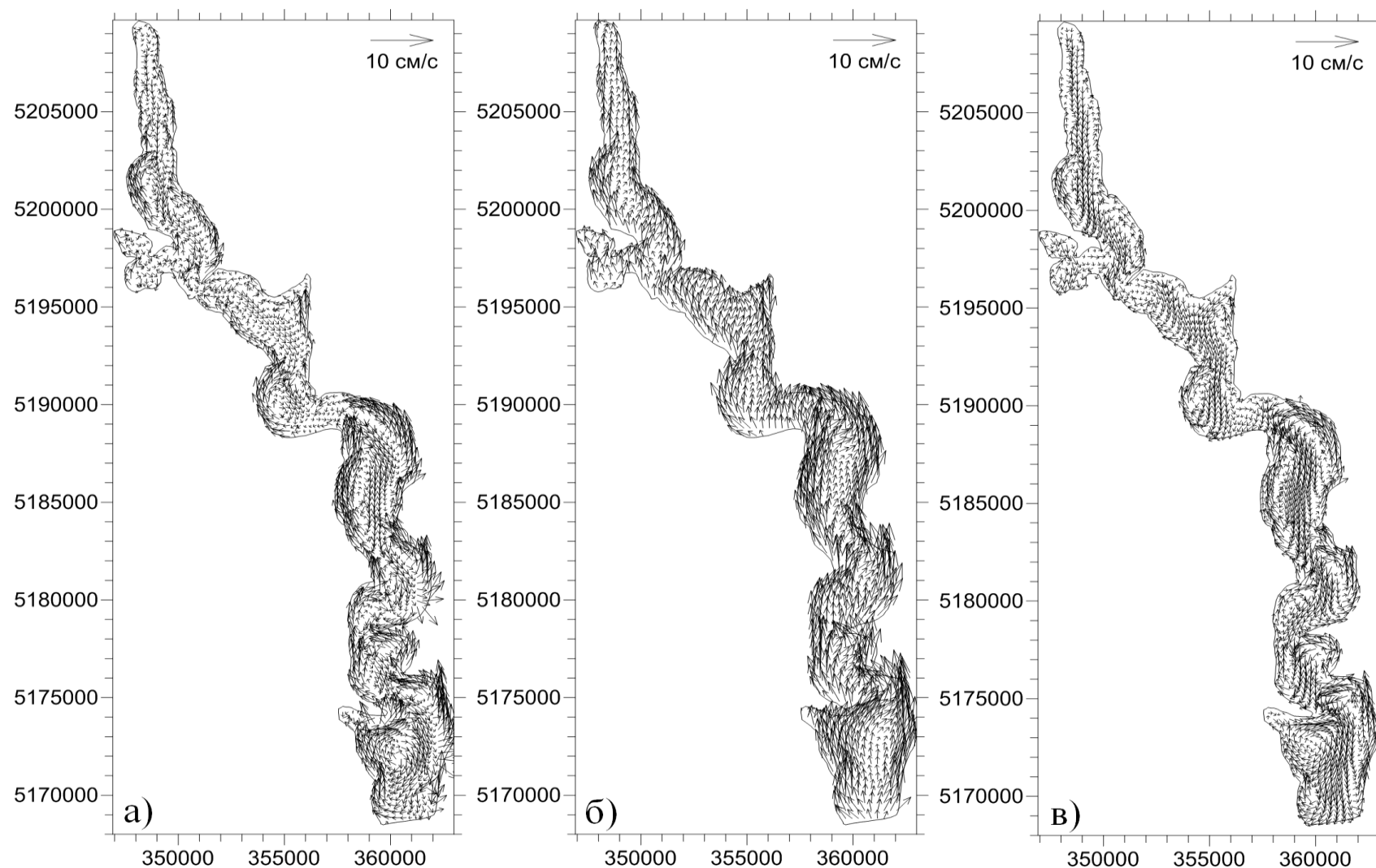


Рисунок 15.16 – Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі південного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

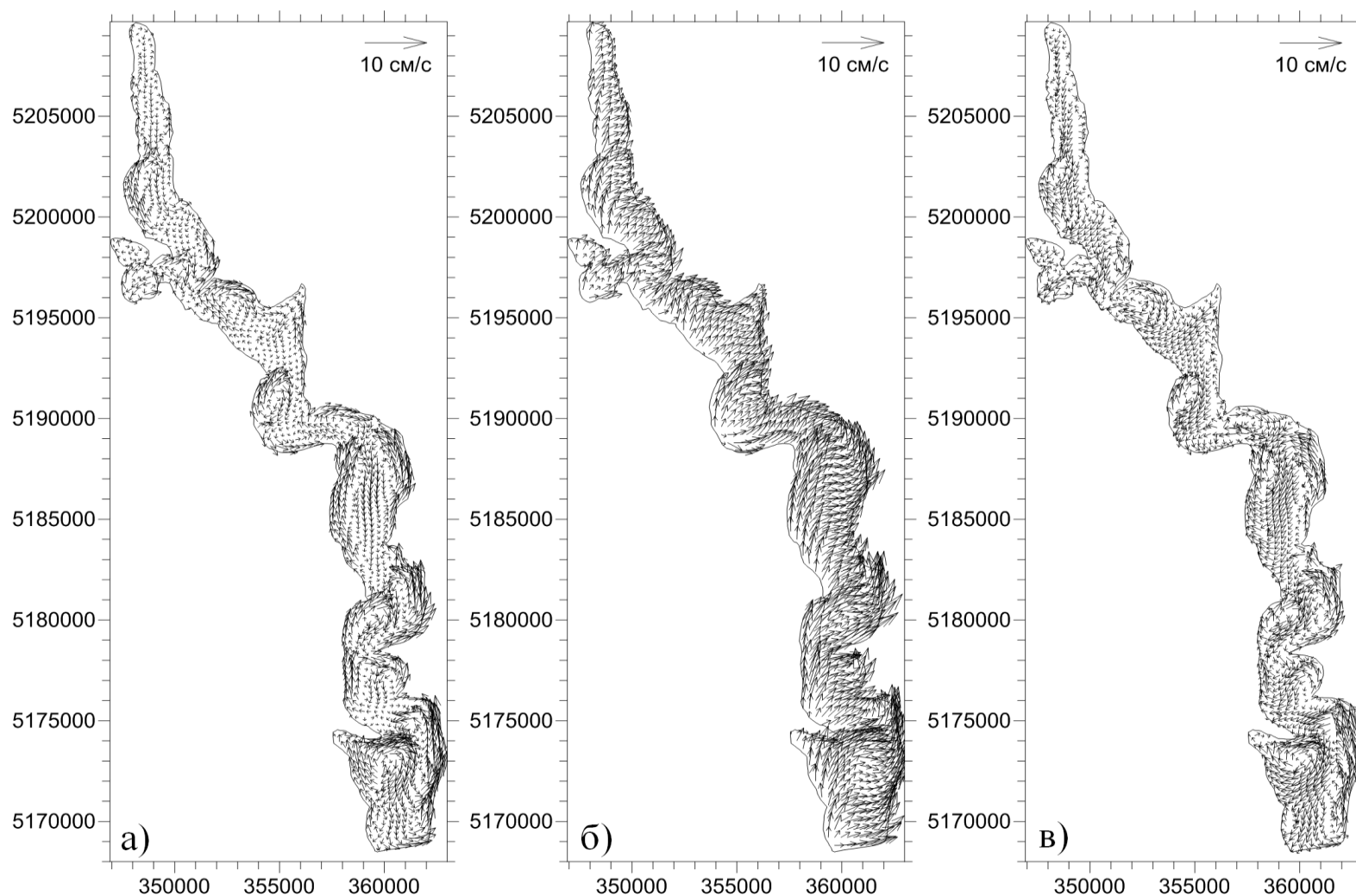


Рисунок 15.17 – Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) и придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі південно-західного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

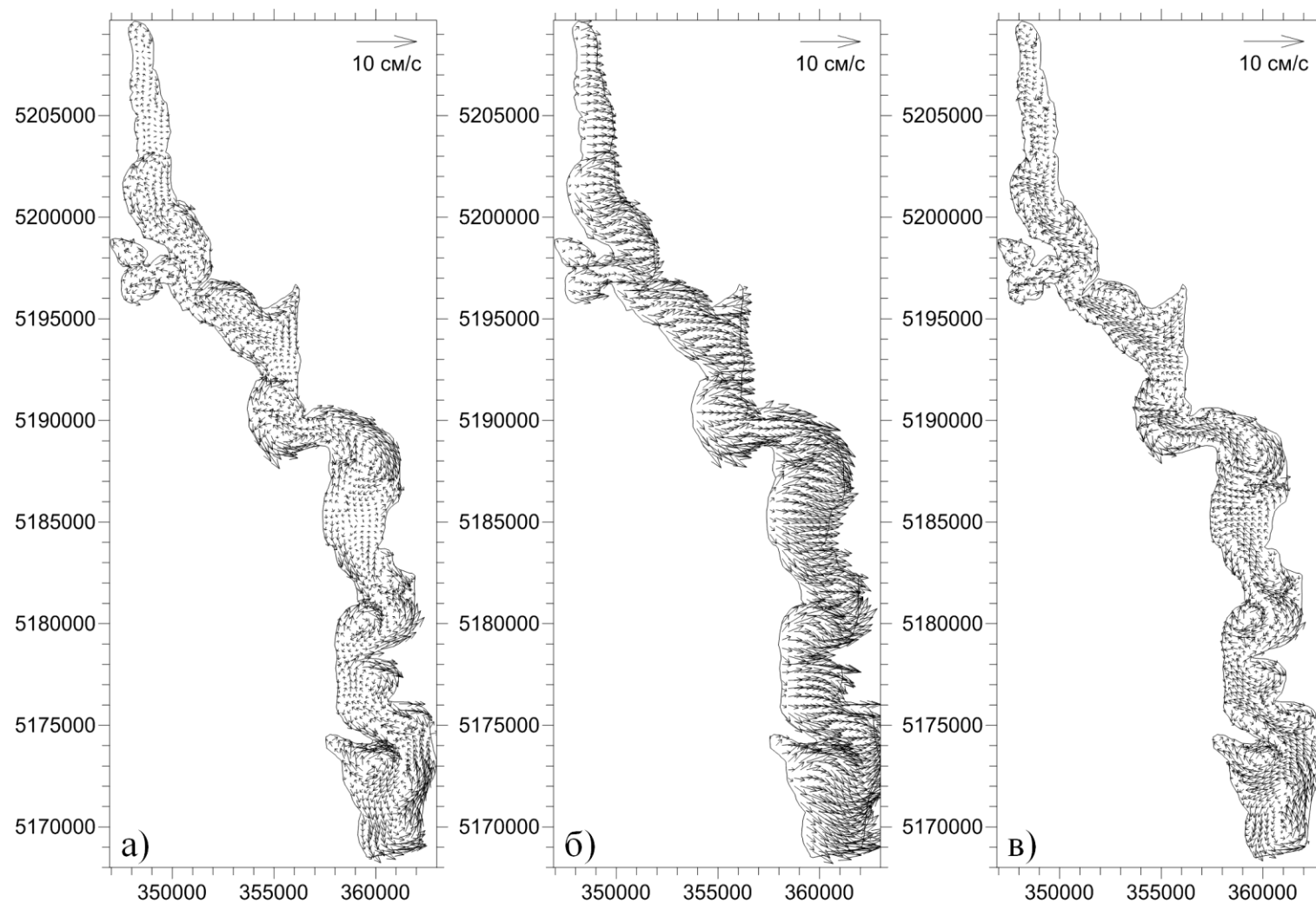


Рисунок 15.18 – Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) и придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі західного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

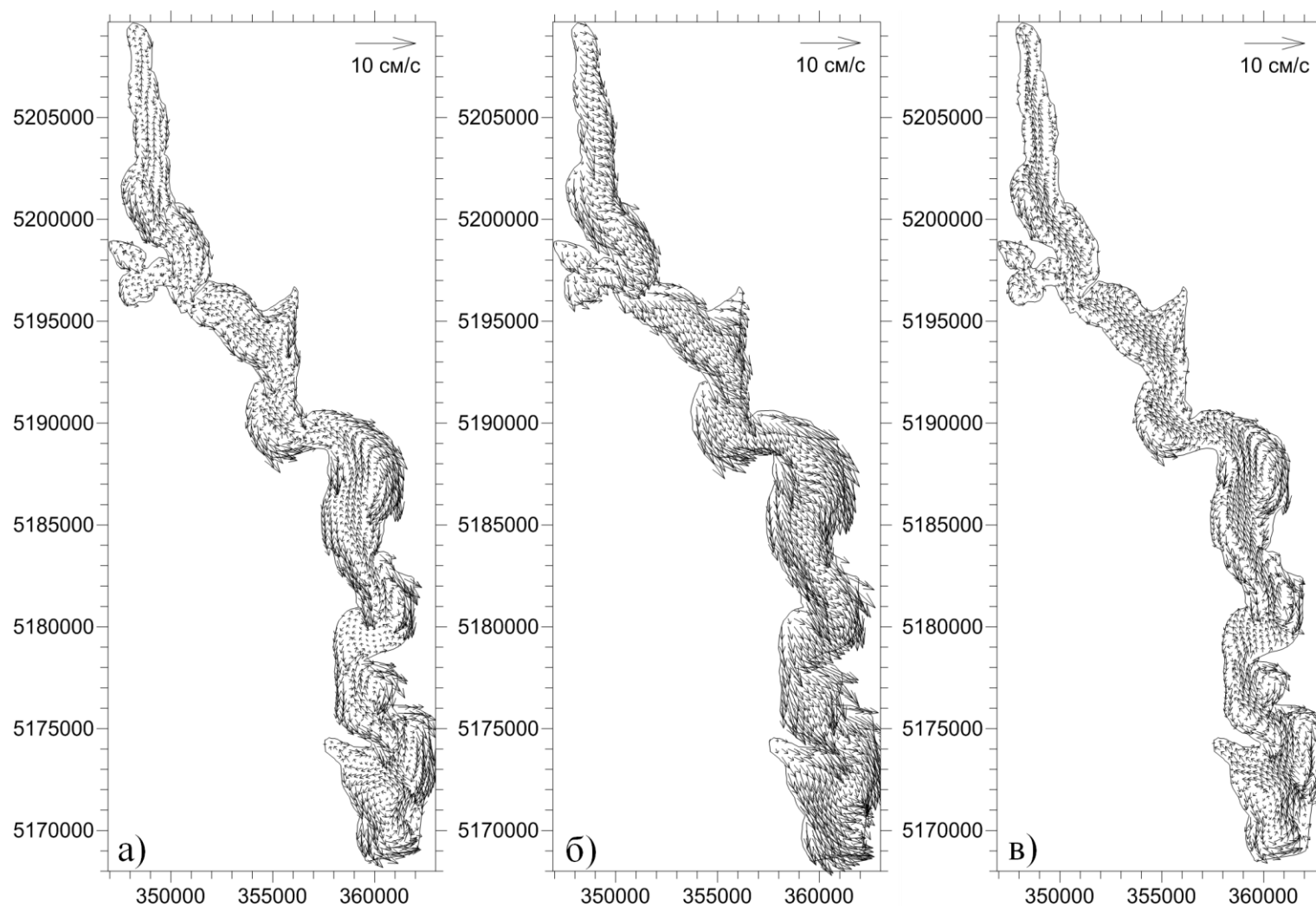


Рисунок 15.19 – Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) и придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі північно-західного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

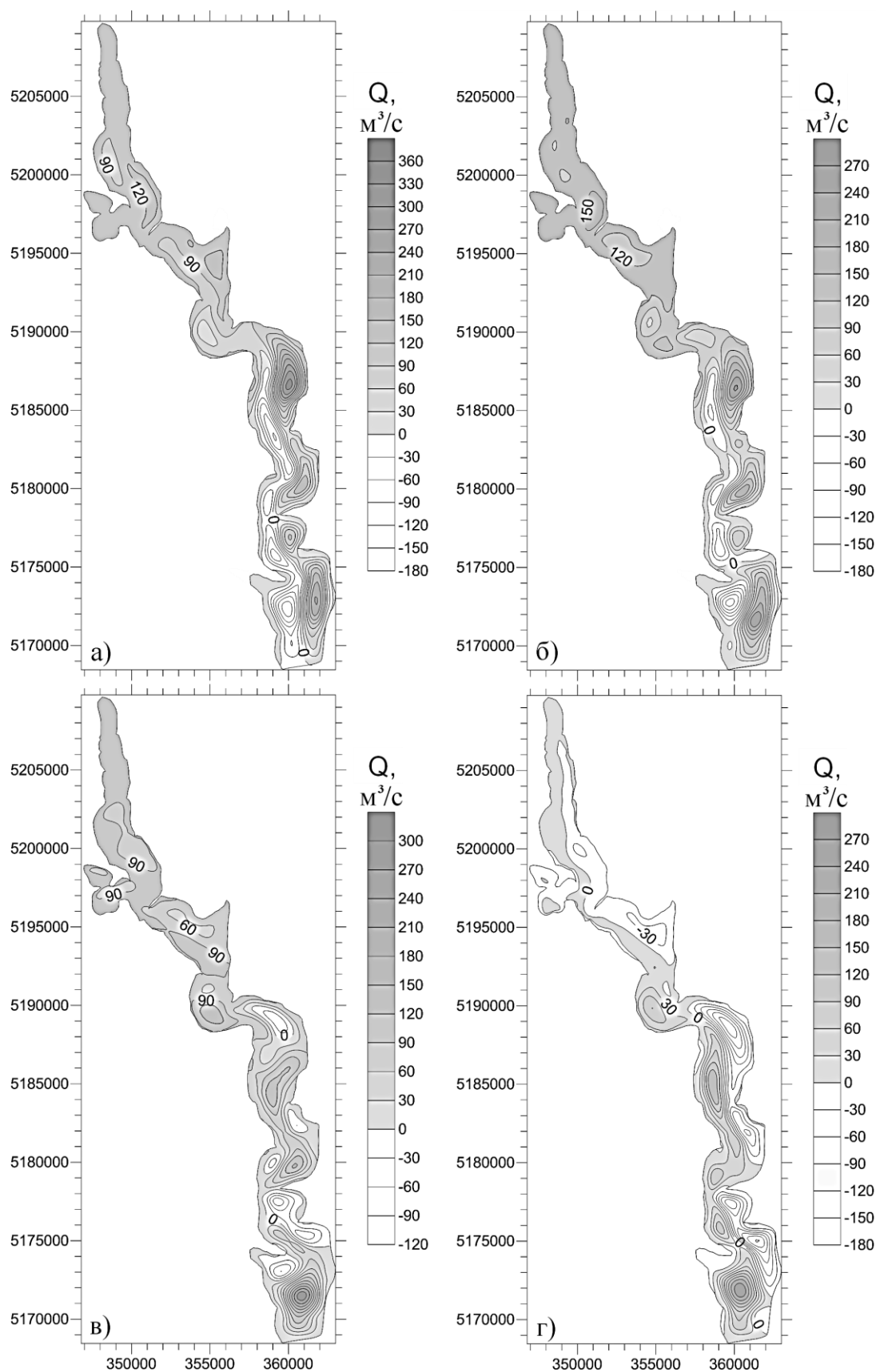


Рисунок 15.20 – Функції повних потоків, m^3/s , при стаціонарних вітрах північного (а), північно-східного (б), східного (в) та південно-східного (г) напрямків

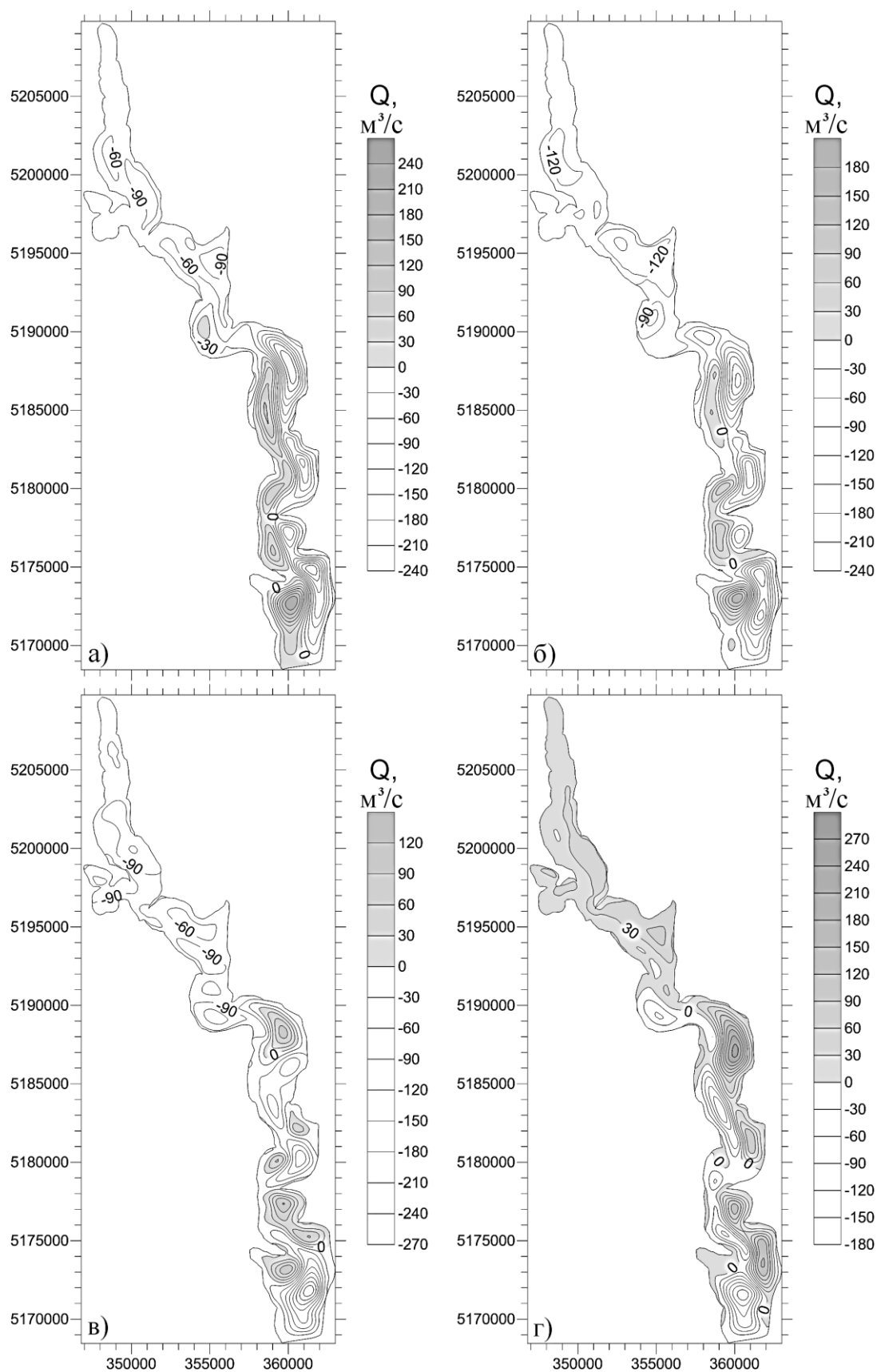


Рисунок 15.21 – Функції повних потоків, m^3/s , при стаціонарних вітрах південного (а), південно-західного (б), західного (в) і північно-західного (г) напрямків

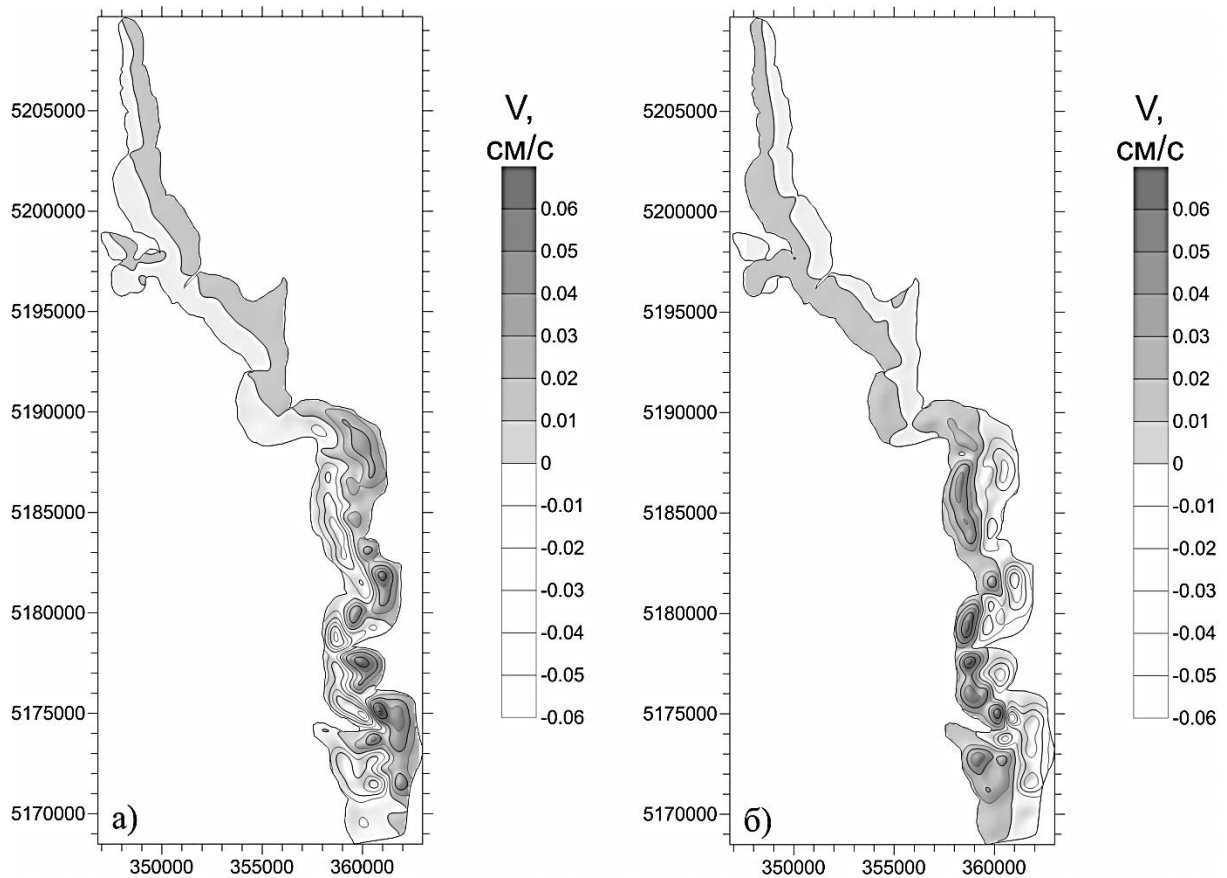


Рисунок 15.22 – Поля вертикальної складової швидкості вітрових течій у лимані*, см/с, при стаціонарних вітрах північно-східного (а) та західного (б) напрямків.

* Додатні значення відповідають зонам підйому глибинних вод

Встановлено, що у випадках, коли вектор швидкості вітру спрямований по нормалі до досить протяжної ділянки берегової лінії лиману, яка є навітряною, то на таких ділянках в затоках (увігнутостях берегової лінії в бік звідки дує вітер) утворюються локальні зони дивергенції поверхневих течій, яким відповідає підтік в прибережну мілководну зону глибинних вод (наприклад, рис. 15.13, 15.18, 15.22).

Інтегральна по глибині циркуляція вод в лимані має яскраво виражений осередковий характер і складається з великої кількості вихрових утворень (циркуляційних осередків). Вихрові структури перешкоджають поширенню водних мас і домішок вздовж акваторії лиману. При вітрах з північною складовою, в південній та центральній частинах лиману на схід від поздовжньої осі лиману формуються антициклонічні вихрові осередки, а на захід – циклонічні. При вітрах з південною складовою розташування вихрових осередків змінюється на протилежне. При поперечних до осі лиману вітрах осередки різного знаку завихорності чергуються уздовж лиману (рис. 15.20, 15.21).

На основі аналізу просторової структури баротропної циркуляції вод виділені чотири частини лиману, інтегральний по глибині водообмін між

якими ускладнений. Межі між цими частинами проходять в районах Чілової, Калинівської кіс, коліноподібного вигину лиману між Кордонською і Широкинською косами. Між цими межами формуються замкнуті циркуляційні структури у відповідних частинах лиману.

15.3 Вітрове хвилювання

Поверхнєве вітрове хвилювання є одним з визначальних чинників для багатьох процесів, які відбуваються на мілководних ділянках лиманів, таких як ерозія дна і акумуляція наносів, перенесення маси та енергії, транспорт різних речовин, включаючи забруднюючі хімічні та біологічні субстанції. Процеси трансформації та обвалення вітрових хвиль на мілководді зумовлюють перехід енергії вітрових хвиль в енергію течій, а також інтенсивність скаламучування та подальшого переміщення наносів на локальних ділянках мілководдя.

Оскільки на акваторії Тилігульського лиману дуже мало вимірювань прозорості вод, то актуальним є питання визначення впливу вітро-хвильового скаламучування донних відкладів на її мінливість. Для вирішення цього питання необхідно визначити основні риси просторово-часової мінливості вітрового хвилювання на акваторії лиману.

В даному розділі наведені результати розрахунку трансформації параметрів вітрових хвиль на досліджуваній акваторії за характерних вітрових умов, аналіз змін хвильових параметрів, обумовлених впливом неоднорідностей рельєфу дна лиману; режимних функцій та повторюваностей висот вітрових хвиль на різних ділянках акваторії лиману.

Опис вихідних даних розрахунків. Для розрахунку режимних характеристик вітрового хвилювання спочатку проводився модельний нестационарний розрахунок параметрів вітрового хвилювання для акваторії лиману. Для цього застосовувалась модель SWAN [210] з використанням даних спостережень за вітром впродовж 2012 р., отриманих з дискретністю 6 годин. Крок за часом в нестационарному модельному розрахунку вітрового хвилювання приймався рівним дискретності спостережень за швидкістю та напрямком вітру.

Розрахунок трансформації і обвалення вітрових хвиль на акваторії Тилігульського лиману проводився при вітро-хвильових умовах різної забезпеченості. Поле глибин акваторії лиману апроксимувалося розрахунковою сіткою з горизонтальним просторовим кроком 400 м.

Розрахунки та побудова просторових полів трансформації параметрів вітрових хвиль проводилися для вітрів різних напрямків і швидкості.

Особлива увага приділялася штормовим вітрах силою 14 м/с. Для частотної координати використовувалася нерівномірна сітка з 25 вузлами. Мінімальна частота 0,01 Гц.

Розрахунок режимної функції швидкості вітру. Забезпеченість (F) параметрів гідрометеорологічного явища – це ймовірність того, що у випадковому процесі зустрінуться явища з параметрами не менш заданого. Зв'язок параметра гідрометеорологічного явища з його забезпеченістю називають режимно-кліматичною функцією. Режимно - кліматична функція швидкості вітру, висоти і довжини хвилі має наступний вигляд:

$$F = e^{-\left(\frac{W}{\beta}\right)^{\gamma}},$$

де F – забезпеченість швидкості вітру або висоти, довжини хвилі; W – швидкість вітру або висота хвилі (аргумент цієї функції); β, γ – деякі константи.

Режимну функцію можна розглянути як функцію розподілу, яка описує різноманітність параметра вітрового хвилювання за роки або десятки років.

Методи оцінки хвилі із заданою забезпеченістю залежать від наявності записів спостережень за гідрометеорологічним явищем в розглянутому районі протягом тривалого часу, як мінімум 1 року. На основі модельних розрахунків висот значних хвиль протягом однорічного періоду були розраховані і побудовані графіки повторюваності та забезпеченості висот хвиль для різних точок акваторії лиману. Точки розрахунку режимних функцій (забезпеченостей) та повторюваностей обиралися в північному, центральному та південному районах Тилігульського лиману. Розрахунки повторюваностей висот хвиль виконувалися для градацій 0-0.09, 0.1-0.19, 0.2-0.29, 0.3-0.39, 0.4-0.49, 0.5-0.59, 0.6-0.69, 0.7-0.79 м.

Повторюваність P швидкості вітру по градаціях розраховувалося за формулою:

$$P = \frac{n}{N} \cdot 100\%,$$

де n – число випадків по кожній градації висот значних хвиль, N – загальна кількість розрахованих значень у 2012 р. (366 діб x 6 строків).

Забезпеченість F визначається підсумовуванням повторюваностей по градаціях висот хвиль.

Обвалення вітрових хвиль на акваторії Тилігульського лиману. Вітрові хвилі сприяють перемішуванню прибережних вод і зважуванню донних відкладів

на мілководді, що, в кінцевому підсумку, підвищує транспортну здатність потоків. Просторовий розподіл зон обвалення вітрових хвиль має важливе значення для визначення зон де відбуваються ерозійно-аккумуляційні процеси, завдяки чому значно впливає на прозорість вод. Наведемо результати моделювання трансформації та просторового розподілу зон обвалення хвиль в акваторії Тилігульського лиману.

Розраховані поля мінливості висот вітрових хвиль за вітрів різного напрямку і сили представлені на рис. 15.23.а - 15.28.а.

При штормовому вітрі північного напрямку висоти значних хвиль в північній частині акваторії Тилігульського лиману не перевищують 0.4 м та складають 0.5-0.7 м в центральній та південній його частинах. Максимальні модельні значення висот хвиль відзначені в південній частині.

При штормових вітрах північного напрямку значні хвилі досягають найбільшого розвитку та максимальних висот біля північних навітряних берегів лиману, а найменших – в його північному районі, а також біля південних підвітряних берегів. Це обумовлено поступовим збільшенням розгону хвиль для вітру вказаного напрямку та зростанням висот хвиль по мірі їх просування з півночі на південь.

При північному та південному вітрах спостерігається поступове зменшення висот значних хвиль в напрямку від центральної частини лиману до східних і західних берегів.

При північно-східному вітрі силою 14 м/с висоти значних хвиль не перевищують 0.65 м. Хвилі досягають найбільшого розвитку у південній та південно-західній частинах лиману. Висоти значних хвиль в прибережній зоні східної частини північного району лиману становлять менше 0.45 м і поступово зменшуються у напрямку із заходу на схід. Східна частина акваторії лиману є для хвилювання підвітряною і тому висоти хвиль тут менші, ніж у західній частині. Внаслідок рефракції, напрямок хвиль біля східного узбережжя істотно відрізняється від напрямку вітру.

Середній за спектром період та середня довжина вітрових хвиль. Середній за спектром період хвиль на акваторії лиману змінюється незначно (рис. 15.23.б, 15.25.б, 15.27.б, 15.28.б).

При північному вітрі силою 14 м/с, у міру поширення хвиль з півночі на південь, їх середній період збільшується від 1.6 с – в північній частині, до 2.2 с – в центральній частині лиману. Причиною зміни середнього періоду хвиль є нелінійні взаємодії між хвилями, які враховуються при моделюванні, а також поступове збільшення глибини лиману у напрямку з півночі на південь. Середній період вітрових хвиль в південній частині акваторії становить близько 2 с. Середня довжина хвиль збільшується в міру надходження хвильових гребенів до центральної та південної глибоких

частин лиману. Довжина хвилі в північній частині лиману становить 2.5-3.0 м (рис. 15.29), в південній та центральній частинах – збільшується до 5 м.

При північно-східному вітрі швидкістю 14 м/с середній період хвиль в північній частині лиману не перевищує 1.5 с. При поширенні хвиль по акваторії лиману, середній їх період досягає максимальних значень в центральній частині, а також біля північно-східних навітряних берегів. Середній період хвиль в західній і південно-західній частинах лиману не перевищує 2.0 с. Довжина хвиль біля східних берегів суттєво більша, ніж у західних. У центральній та південній частинах лиману середні довжини хвиль досягають 4 м. У північній мілководній частині лиману середні довжини хвиль становлять за результатами моделювання 2.5-3.0 м.

Крутизна хвиль і орбітальна швидкість хвильового руху у дна. При поширенні хвиль над мілководним дном орбітальний рух частинок води досягає дна, відбувається скаламучування донних відкладів. Обвалення вітрових хвиль супроводжується додатковою турбулізацією вод і також сприяє переходу донних відкладів у завись. Чинником, що визначає втрати хвильової енергії за рахунок тертя о дно, є орбітальна швидкість хвильового руху у дна. Остання також є показником інтенсивності зважування донного матеріалу хвилями.

При північному вітрі силою 14 м/с у просторовому розподілі орбітальної швидкості хвильового руху простежуються зони інтенсифікації, зорієнтовані уздовж берегової лінії. Максимальні значення орбітальної швидкості спостерігаються біля східних та західних берегів центральної та південної частин лиману і складають 0.12-0.2 м/с. В північній частині максимальні значення орбітальної швидкості хвильових рухів поблизу дна складають 0.1 м/с.

При північно-східному вітрі силою 14 м/с орбітальна швидкість збільшується зі сходу на захід у бік берега. В північній частині лиману вона досягає максимальних значень 0.1 м/с біля західного узбережжя. В прибережній зоні південної частини лиману орбітальна швидкість хвильового руху становить 0.15-0.20 м/с. У вузькій прибережній смузі біля звивистих берегів максимальні значення досягають 0.2 м/с як у східній, так і в західній частинах лиману.

При північно-західному вітрі силою 14 м/с орбітальна швидкість змінюється в межах 0.0-0.15 м/с і досягає максимальних значень біля східного узбережжя лиману (рис. 15.24.б).

В умовах південного вітру орбітальна швидкість збільшується від центральної, найбільш глибокої області у бік берегів, а потім зменшується з повним руйнуванням вітрових хвиль на береговій мілини. У вузькій прибережній смузі вона становить 0.1-0.12 м/с (рис. 15.26.б).

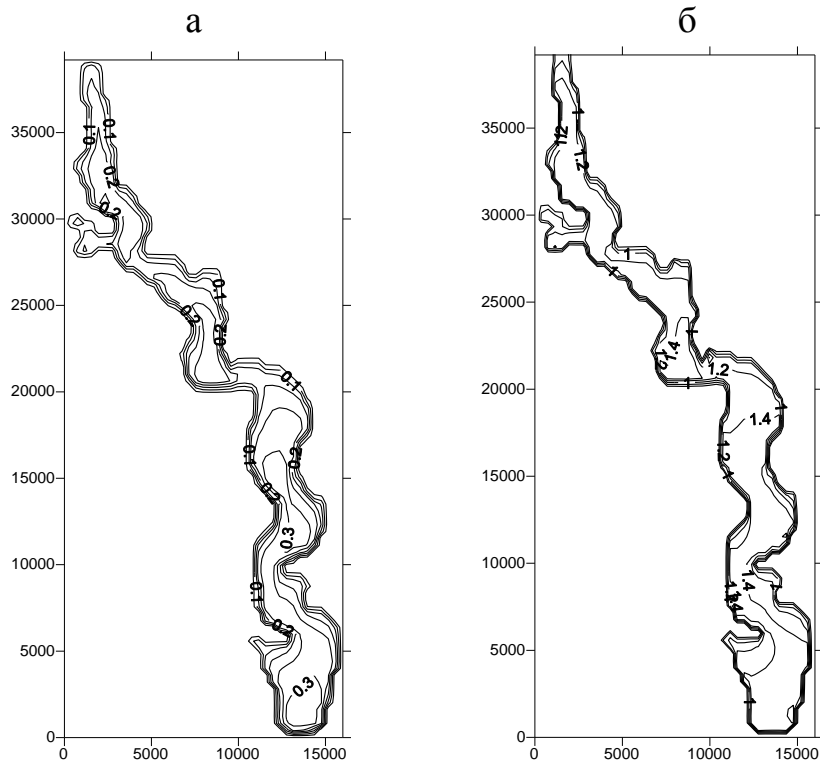


Рисунок 15.23 – Просторовий розподіл висот (а) значних хвиль, в метрах, та середніх періодів хвиль, в секундах, на акваторії Тилігульського лиману при північному вітрі 7 м/с

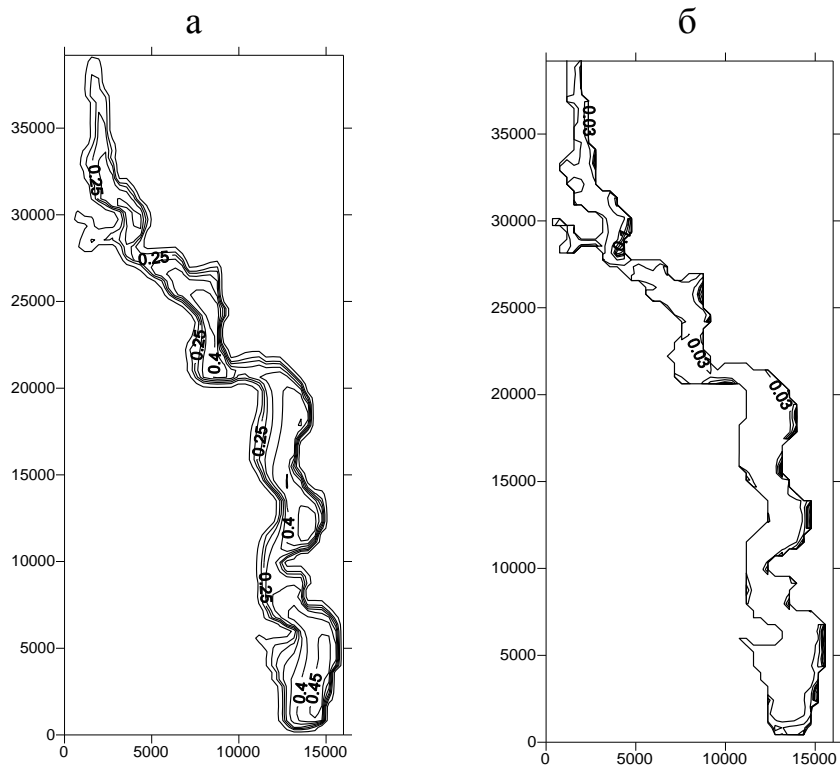


Рисунок 15.24 – Просторовий розподіл висот (а) значних хвиль, в метрах, та орбітальної швидкості хвильового руху у дна (б), в м/с, на акваторії Тилігульського лиману при північно–західному вітрі 10 м/с

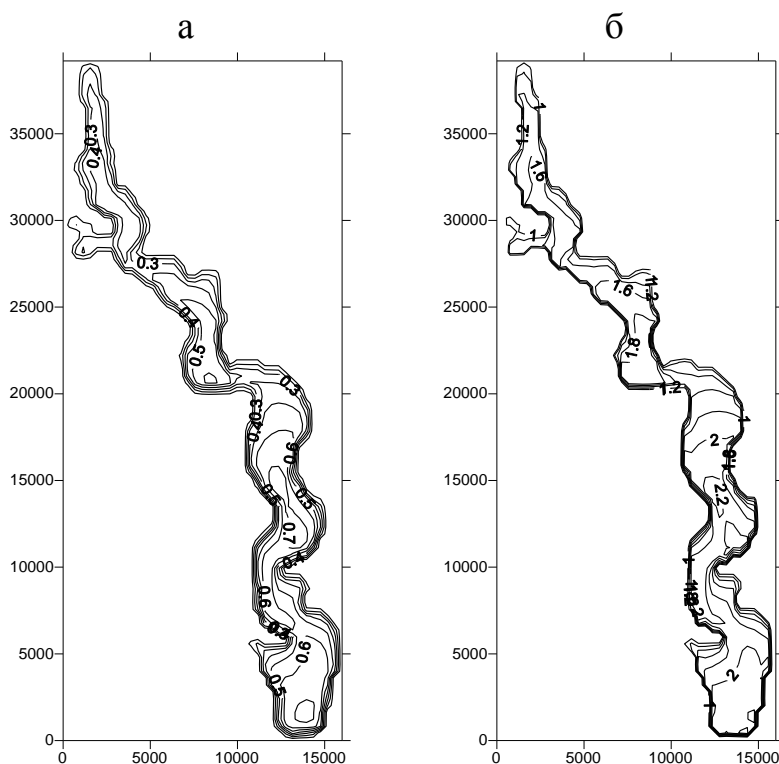


Рисунок 15.27 – Просторовий розподіл висот (а) значних хвиль, в метрах, та середніх періодів хвиль (б), в секундах, на акваторії Тилігульського лиману при північному вітрі силою 14 м/с

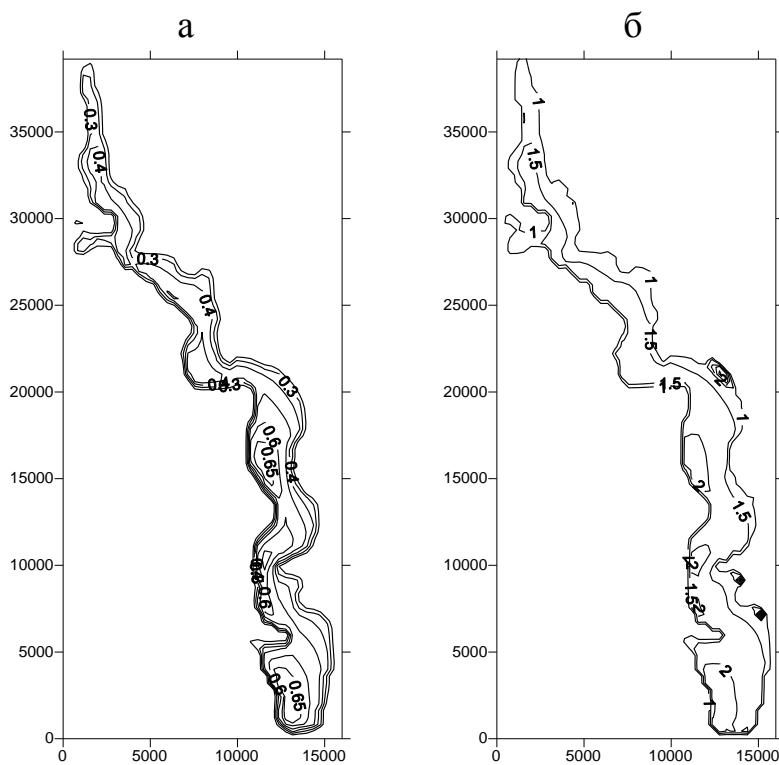


Рисунок 15.28 – Просторовий розподіл висот (а) значних хвиль, в метрах, та середніх періодів хвиль (б), в секундах, на акваторії Тилігульського лиману при північно-східному вітрі силою 14 м/с

При штормових вітрах орбітальна швидкість хвильового руху у дна у своєму просторовому розподілі характеризується наявністю максимумів, зорієнтованих вздовж узбережжя. Її значення залежать від стадії розвитку хвилювання і глибини місця.

При північному вітрі швидкістю 14 м/с крутизна вітрових хвиль досягає 0.14 на північних, відносно мілководних межах глибоких центральної та південної частин лиману (рис. 15.29.б).

При північно-східному вітрі максимальна крутизна вітрових хвиль спостерігається вздовж західного узбережжя лиману.

Повторюваність та забезпеченість висот значних хвиль. Побудовані за результатами розрахунків хвилювання протягом 2012 р. режимні функції та повторюваність висот вітрових хвиль наведені на рис. 15.30. Найбільшу повторюваність на всій акваторії лиману мають малі значення висот значних хвиль(табл 15.1).

В північній частині лиману значні хвилі висотою 0-0.1 м мають повторюваність 46.7%, тобто це майже половина усіх випадків. Водночас повторюваність градації 0.5-0.6 м становить лише 0.27 %. Забезпеченість хвиль висотою 0.4- 0.5 м становить близько 2 %.

Таблиця 15.3 – Забезпеченість та повторюваність висот значних хвиль на акваторії Тилігульського лиману

Середнє значен- ня висоти в градації	Забез- пече- ність, %	Забез- пече- ність, %	Забез- пече- ність, %	Забез- пече- ність, %	Повто- рюва- ність, %	Повто- рюва- ність, %	Повто- рюва- ність, %	Повто- рюва- ність, %
0,05	100	100	100	100	40,64	46,72	54,58	35,45
0,15	59,36	53,28	45,42	64,55	36,27	31,9	24,65	34,25
0,25	23,09	21,38	20,77	30,3	14,96	14,28	13,39	17,25
0,35	8,13	7,1	7,38	13,05	6,29	5,26	4,78	8,41
0,45	1,84	1,84	2,6	4,64	1,29	1,57	1,78	2,73
0,55	0,55	0,27	0,82	1,91	0,41	0,27	0,62	1,3
0,65	0,14		0,2	0,61	0	0	0,2	0,61
0,75	0,14				0,14	0	0	0
	Півден. район 1 точка	Північ. район	Центр. район	Півден. район точка 2	Півден. район 1 точка	Північ. район	Центр. район	Півд. район точ.2

В центральній частині, яка є більш глибокою у порівнянні з північною, висоти значних хвиль в штормові періоди можуть сягати 0.6-0.7 м у невеликій кількості випадків (повторюваність 0.2 %). Забезпеченість хвиль висотою 0.5-0.6 м складає трохи менш за 1%.

У південному районі лиману висоти вітрових хвиль можуть сягати найбільших за всією акваторією значень – 0.8 м. Найбільшу повторюваність мають значні хвилі висотою до 0.3 м. Забезпеченість значних хвиль висотою 0.5-0.6 м складає близько 2 %, а 0.6-0.7 м – менша за 1% (табл. 15.3)

15.4 Водобмін з морем

Більшість фахівців та користувачів природними ресурсами Тилігульського лиману вважають, що стабілізації гідроекологічного режиму лиману буде сприяти забезпечення стабільного водобміну лиману з морем через штучний з'єднувальний канал у разі науково обґрунтованого регламенту його функціонування. Тому актуальною є задача оцінки впливу морфометричних характеристик каналу «лиман-море» на інтенсивність водобміну з морем і проникнення морських вод в лиман, а також оцінки мінливості рівня і солоності води в лимані за різних умов функціонування каналу. Для вирішення цієї задачі використовувалася чисельна тривимірна нестационарна гідротермодинаміческая модель МЕССА, результати застосування якої наведені в [10].

При функціонуванні з'єднувального каналу спрямованість та інтенсивність водобміну з морем визначаються морфологічними характеристиками каналу (шириною, глибиною) і коливаннями рівня моря на відкритій морській границі з'єднувального каналу, які зумовлені стоком річок Дніпро і Південний Буг з Дніпровсько-Бузького лиману та вітровою дією.

При розрахунках акваторія лиману покривалася горизонтальною розрахунковою сіткою 41×108 вузлів з кроком 400 м. Використовувалися 10 розрахункових рівнів по вертикалі в σ - системі координат. Глибини в лимані, приведені до позначки рівня води в лимані мінус 0,4 м БС, задавалися на основі узагальнених даних промірних робіт, виконаних восени 2010 і 2012 рр. за допомогою електронного ехолота Fishfinder-250 (Garmin). Позиціонування на місцевості здійснювалося з використанням навігатора GPS-72 (Garmin). Крок за часом становив 3 с для баротропної складової швидкості течій і 18 с – для бароклінної. Моделювалася просторово-часова мінливість рівня води, течій, термогалінної структури вод лиману в період з

20 квітня по 31 серпня 2010 р. з врахуванням стоку р.Тилігул, різниці місячних сум атмосферних опадів і випаровування, водообміну з морем через штучний з'єднувальний канал, який функціонував на протязі всього періоду моделювання.

Сток р.Тилігул задавався на основі середньодекадних даних спостережень на гідрологічному посту «Березівка»; часова мінливість напрямку і швидкості вітру, температури повітря, а також відмітки рівня моря (з дискретністю 6 годин), добових сум атмосферних опадів, солоності і температури морської води (середньодекадні значення) на морській границі з'єднувального каналу – на основі даних спостережень, виконаних на ГМС «порт-Южний». Випаровування з водної поверхні лиману задавалося на основі встановленого емпіричного зв'язку (рис. 13.9) між середньомісячною температурою повітря на м./ст. «порт-Южний» та виміряних за місяць величин випаровування з водної поверхні м./ст. «Болград», приведених до солоності морської води 19-20 ‰ з використанням залежності (13.23). Ширина з'єднувального каналу покладалася рівною 30 м, а початкова глибина найбільш мілководної південної частини каналу – 0,3 м при позначці рівня моря мінус 0,4 м БС. Початкова відмітка рівня води в лимані, згідно з даними спостережень, бралася рівною мінус 0,2 м БС. Враховувалося падіння позначки рівня води в лимані за рахунок різниці місячних сум атмосферних опадів і випаровування. Вертикальний розподіл температури і солоності води в лимані в початковий момент часу задавався на основі даних спостережень і брався однорідним в горизонтальній площині

Як індикатор проникнення морських вод в лиман розглядалася консервативна домішка нейтральної плавучості, концентрація якої в морській воді приймалася рівною 100 умовним одиницям, а в лимані в початковий момент часу – нулю. У такій постановці концентрацію домішки можна розглядати як показник процентного вмісту (об'ємну концентрацію) морських вод в різних частинах лиману.

Моделльні розрахунки проводились при незмінній ширині з'єднувального каналу 30 м (оскільки фахівці вважають поширення каналу мало ймовірним через проблеми землевідводу та наявність мосту через канал). Початкова глибина найбільш мілководної південної частини каналу при позначці рівня моря мінус 0,4 м БС задавалася рівною в першому варіанті 0,3 м (за даними вимірювань 2010 р.), а в другому – поглиблена до 1,6 м (відмітка дна каналу мінус 2 м БС).

Результати модельних розрахунків мінливості рівня води в лимані, витрат води через з'єднувальний канал наведені на рис. 15.32-15.33. Отримані результати свідчать, що якщо при сучасній глибині з'єднувального каналу (відмітка дна морської частини каналу мінус 0,7 м БС) наповнення

лиману відбувається до середини липня і рівень води в лимані, через інтенсивне випаровування, завжди нижчий, ніж рівень моря, то при поглибленні каналу до відмітки дна мінус 2,0 м БС наповнення лиману відбувається на протязі місячного відрізка часу. Далі коливання рівня води в лимані відбуваються у відповідності з осередненими за сіноптичний період коливаннями рівня моря.

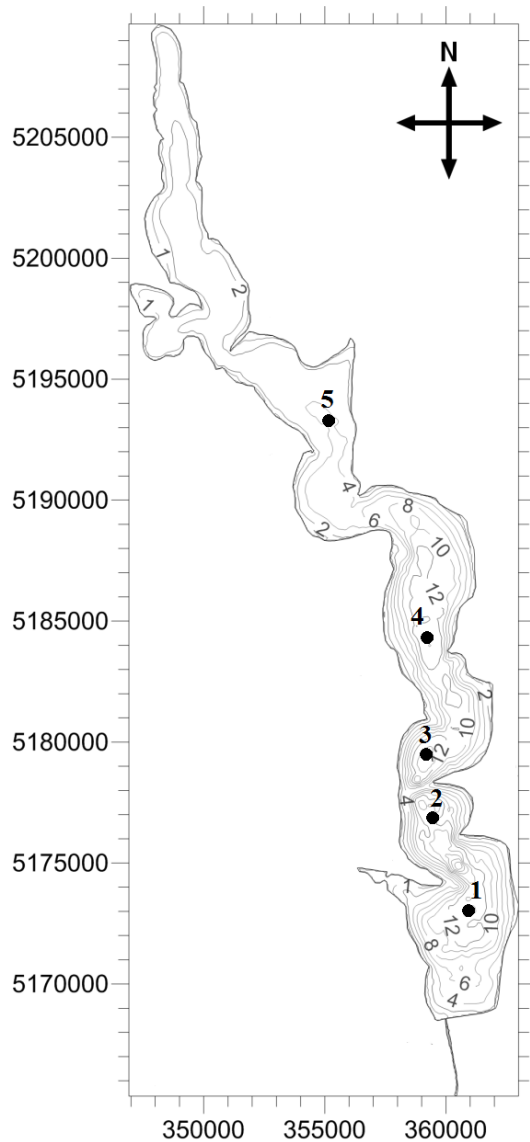


Рисунок 15.31 – Розташування на акваторії Тилігульського лиману точок аналізу результатів отриманих за моделлю МЕССА. На осях координат вказані позначки СУППМ (сітки по універсальній поперечній проекції Меркатора) з кроком 5000 м, зона 36N.

Якщо при сучасній глибині з'єднувального каналу водообмін з морем, як правило, спрямований з моря в лиман (рис. 15.33.а), то при поглибленні каналу, після періоду початкового наповнення лиману, відбувається інтенсивний різноспрямований водообмін (рис. 15.33.б), що буде сприяти виведенню з лиману накопичених запасів солей та біогенних речовин.

Використання консервативної домішки нейтральної плавучості як індикатор проникнення в лиман морських вод та їх трансформації (розбавлення водами лиману) показало (рис. 15.34), що внаслідок значної протяжності лиману в меридіональному напрямку, об'ємна концентрація морських вод зменшується в напрямку на північ. Якщо в центрі південної частини каналу (точка 1 на рис. 15.31) вона досягає 16 % при відмітці дна морської частини з'єднувального каналу мінус 0,7 м БС та 20 % – при поглибленні каналу до мінус 2,0 м БС, то в районі Кордонської коси (точка 5 на рис. 15.31) об'ємна концентрація морських вод менша за 1 %.

Отже посилення водообміну з морем шляхом поглиблення з'єднувального каналу буде впливати на гідроекологічну ситуацію в

південній і, в меншій мірі, в центральній частинах лиману. Однак практично не вплине на північну мілководну його частину.

В цілому, посилення водообміну з морем при поглибленні каналу буде сприяти загальному зниженню солоності вод лиману (рис. 15.35).

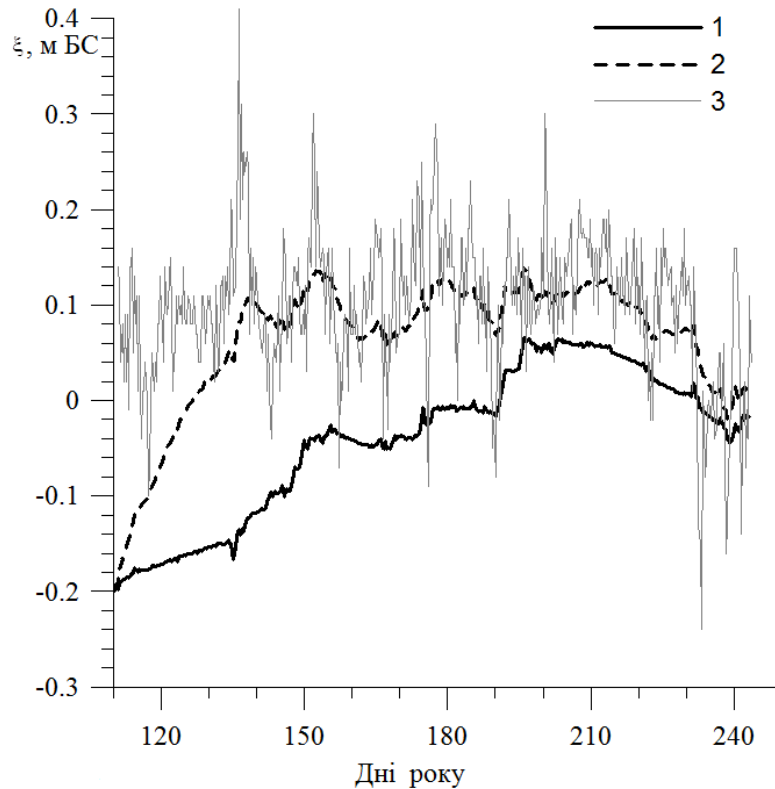


Рисунок 15.32 – Мінливість рівня води в Тилігульському лимані отримана із застосуванням моделі МЕССА за умов 2010 р. в період з 21 квітня по 31 серпня: 1 – при відмітці дна морської частини з'єднувального каналу мінус 0,7 м БС (сучасний варіант); 2 – при відмітці дна морської частини з'єднувального каналу мінус 2,0 м БС; 3 – коливання рівня моря на відкритій морській границі з'єднувального каналу

Окрім гідродинамічної моделі МЕССА, для оцінки впливу поглиблення каналу «лиман-море» на інтенсивність водообміну з морем та мінливість рівня і солоності води в лимані за різних умов функціонування каналу, використовувалась гідродинамічна модель Delft3D-FLOW, описана у розділі 15.1. Розрахунки проводились для метеорологічних умов типового року (див. розділ 16.2) кліматичного періоду 2011 – 2041 рр. Зокрема, як вихідні дані для моделювання, використовувались середньодобові значення температури, відносної вологості повітря, швидкості та напрямку вітру, балу загальної хмарності, атмосферних опадів у типовий (2014) рік за регіональним кліматичним сценарієм M10.

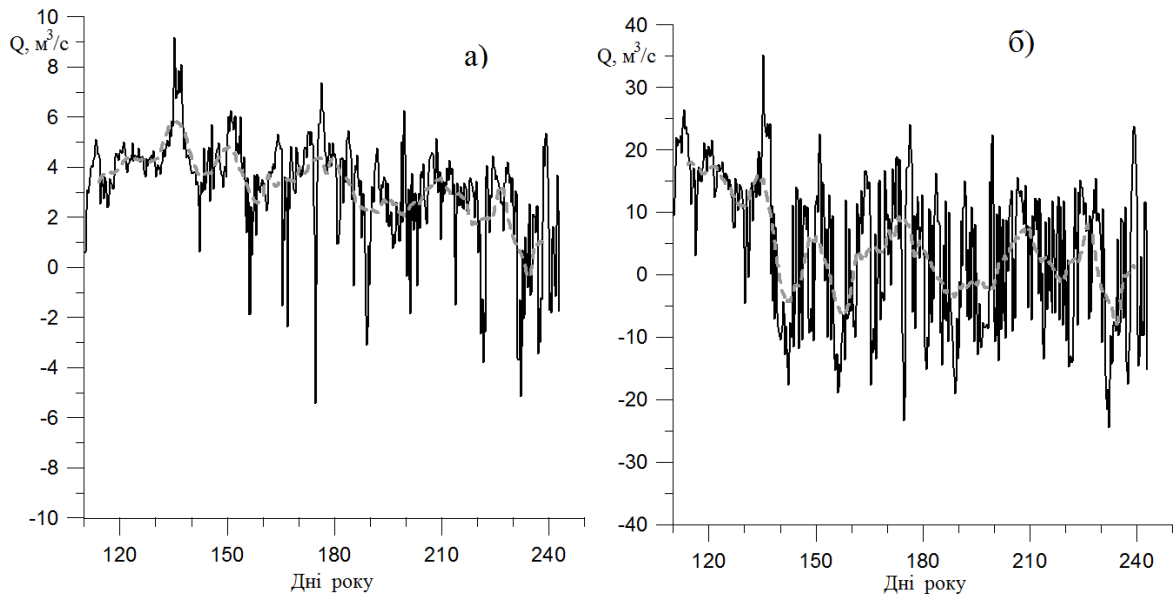


Рисунок 15.33 – Мінливість витрат води в з'єднувальному каналі «лиман-море» на виході його до лиману, отримана із застосуванням моделі МЕССА за умов 2010 р. в період з 21 квітня по 31 серпня: а – при відмітці дна морської частини з'єднувального каналу мінус 0,7 м БС (сучасний варіант); б – при відмітці дна морської частини з'єднувального каналу мінус 2,0 м БС. Додатні значення відповідають надходженню морських вод до лиману, від'ємні – витоку вод з лиману в море

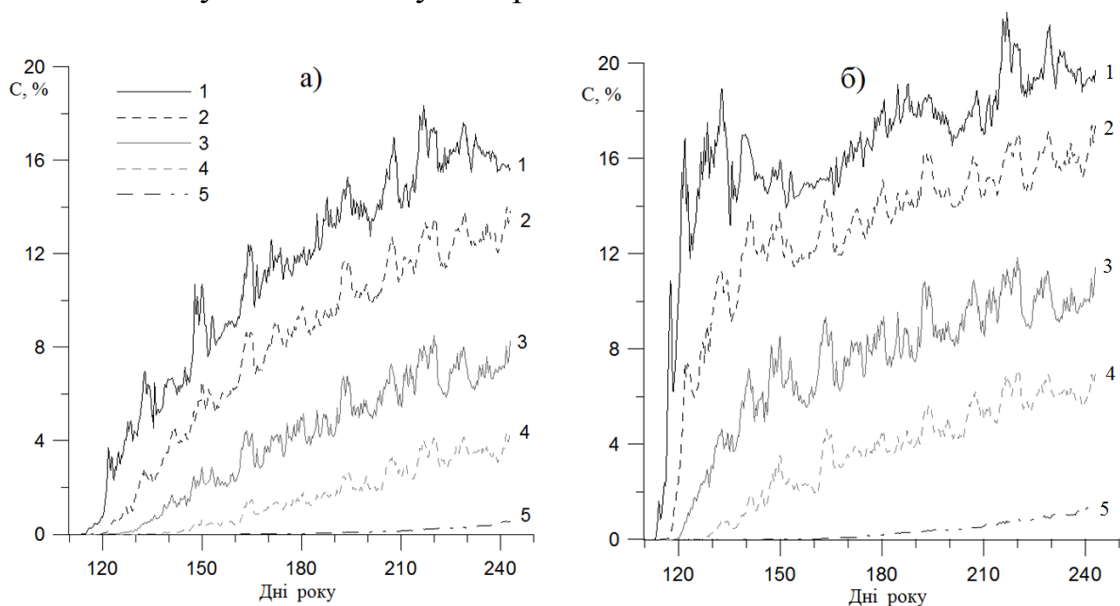


Рисунок 15.34 – Мінливість об'ємної концентрації морської води в поверхневому шарі Тилігульського лиману, отримана із застосуванням моделі МЕССА за умов 2010 р. в період з 21 квітня по 31 серпня: а – при відмітці дна морської частини з'єднувального каналу мінус 0,7 м БС (сучасний варіант); б – при відмітці дна морської частини з'єднувального каналу мінус 2,0 м БС. Номери кривих відповідають номерам реперних точок на акваторії лиману (рис. 15.31)

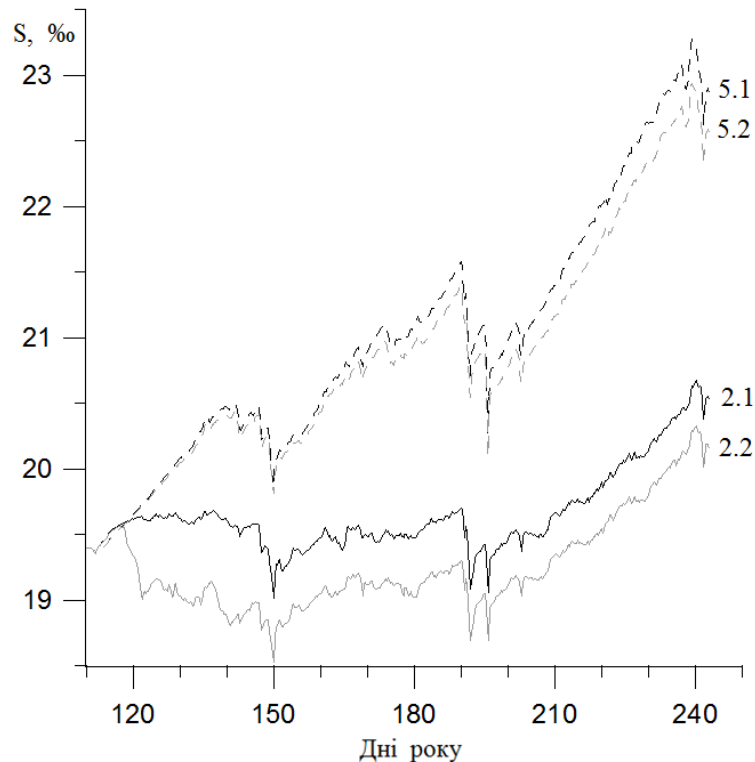


Рисунок 15.35 – Мінливість солоності води в поверхневому шарі Тилігульського лиману, отримана із застосуванням моделі МЕССА за умов 2010 р. в період з 21 квітня по 31 серпня: 2.1, 2.2 – в точці 2 (рис.15.31) при відмітках дна морської частини з'єднувального каналу мінус 0,7 та мінус 2,0 м БС, відповідно; 5.1, 5.2 – в точці 5 (рис.15.31) при відмітках дна морської частини з'єднувального каналу мінус 0,7 та мінус 2,0 м БС, відповідно

Об'єми припливу прісних вод із водозбірного басейну до лиману задавались на підставі даних розрахунків Н.С. Лободи та Ю.В. Божок з використанням моделі «клімат-стік» для середнього за водністю року періоду 2001-2040 рр., згідно регіонального кліматичного сценарію М10 (табл. 15.4 - 15.5).

Для завдання коливань рівня моря на відкритій морській границі каналу використовувались осереднені за період 2001-2012 рр. середньомісячні значення відміток рівня моря за даними спостережень на ГМС «порт-Южний». Щоденні значення відміток рівня визначались інтерполяцією середньомісячних значень, до яких додавались відхилення рівня викликані вітровою дією, розраховані з використанням методики викладеної в [211]. Випаровування з водної поверхні розраховувалось в самій моделі.

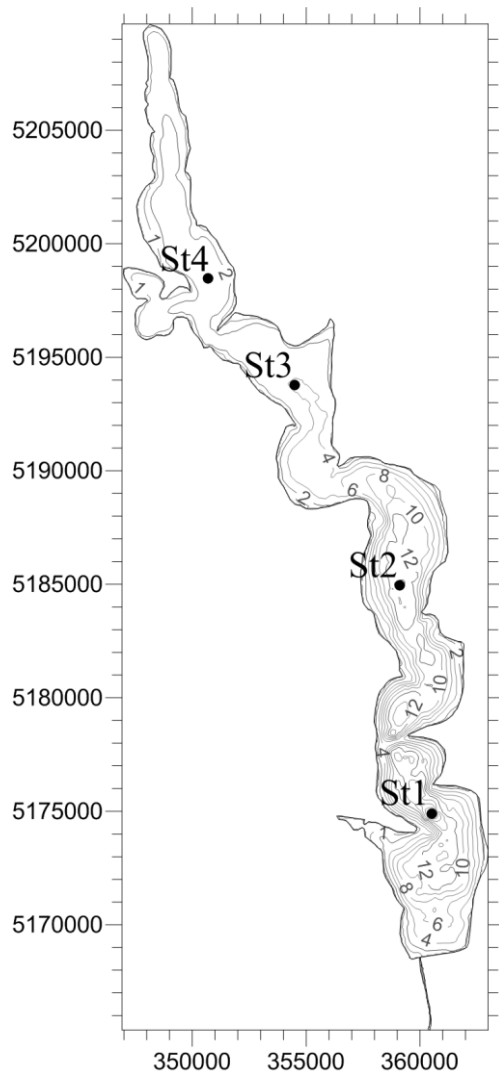


Рисунок 15.36 – Розташування на акваторії Тилігульського лиману точок аналізу результатів отриманих за моделлю МЕССА.

з'єднувального каналу 2,0 м;

- варіант v6: побутовий стік з водозбірною басейну, канал відкритий весь рік, глибина з'єднувального каналу 2,0 м;

Для порівняння змін водообміну лиману з морем, які відбулися в останні десятиріччя, додатково був розрахований варіант v0, в якому використанні метеорологічні дані типового (1982) року для кліматичного періоду 1970-2000 рр. за сценарієм M10, осереднені за відповідний період середньомісячні дані спостережень за стоком р.Тилігул та відновлені на їх основі дані щодо стоку інших малих річок водозбору, а також дані спостережень за внутрішньорічною мінливістю рівня моря на ГМС «порт-Южний».

Моделювання виконувалось для наступних варіантів водообміну з морем через з'єднувальний канал та поверхневого стоку з водозбірною басейну Тилігульського лиману:

- варіант v1: природний (не порушений господарською діяльністю) стік з водозбірною басейну, канал відкритий у квітні-липні, глибина з'єднувального каналу 0,25-1,3 м (при відмітці рівня води мінус 0,4 м БС);
- варіант v2: побутовий стік з водозбірною басейну, канал відкритий у квітні-липні, глибина з'єднувального каналу 0,25-1,3 м;
- варіант v3: природний стік з водозбірною басейну, канал відкритий у квітні-липні, глибина з'єднувального каналу 2,0 м (при відмітці рівня води мінус 0,4 м БС);
- варіант v4: побутовий стік з водозбірною басейну, канал відкритий у квітні-липні, глибина з'єднувального каналу 2,0 м;
- варіант v5: природний стік з водозбірною басейну, канал відкритий весь рік, глибина

Результати розрахунків мінливості рівня води в лимані, інтенсивності водообміну з морем через з'єднувальний канал, а також характеристики просторово-часової мінливості солоності води в різних (реперних) точках Тилігульського лиману (рис. 15.36), отримані при моделюванні вищевказаних варіантів, наведені на рис. 15.37-15.41.

Аналіз результатів розрахунків, отриманих з використанням гідродинамічної моделі Delft3D-FLOW, підтверджує, що при сучасній глибині з'єднувального каналу надходження морських вод через канал «лиман-море» на протязі квітня-липня недостатньо для компенсації дефіциту прісного балансу лиману. Відмітка рівня води в лимані, яка формується наприкінці року, нижча ніж вихідна (рис. 15.37.а-в) як при побутовому, так і при природному стоці з водозбірною басейну.

Поглиблення з'єднувального каналу до 2,0 м (при відмітці рівня води минус 0,4 м БС) дозволить стабілізувати річний цикл коливань рівня води в лимані (рис. 15.37.г, д) у середній за водністю рік та сприятиме загальному зниженню солоності води. Наповнення лиману до рівня моря після відкриття каналу відбуватиметься на протязі одного місяця.

Забезпечення безперервної на протязі року роботи каналу дозволить зменшити річну амплітуду коливань рівня води в лимані при більш високій середньорічній відмітці рівня, а також сприятиме зменшенню солоності води на більшості акваторії лиману, окрім ділянки розташованої північніше Калинівської коси при побутовому стоці. В умовах побутового стоку ця, найбільш північна, ділянка лиману є джерелом його засолення.

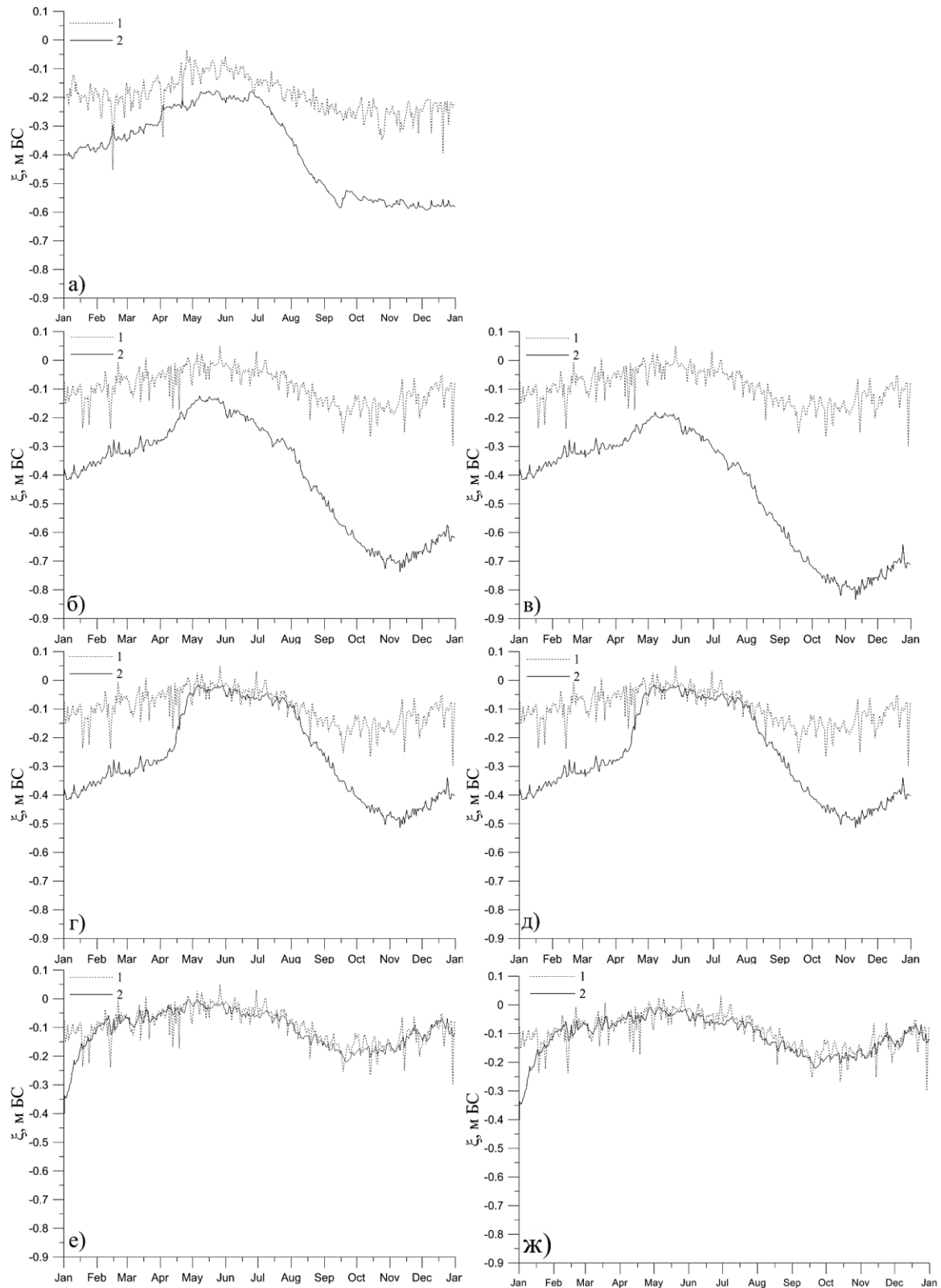


Рисунок 15.37 – Часова мінливість відмітки рівня води, м БС, на границі з'єднувального каналу зі сторони моря (гранична умова) (1) та в лимані (2) за різними варіантами водообміну через з'єднувальний канал «лиман-море» : а – v_0 ; б – v_1 ; в – v_2 ; г – v_3 ; д – v_4 ; е – v_5 ; ж – v_6

Таблиця 15.4 – Середні місячні витрати (м³/с) природного стоку річок басейну Тилігульського лиману для середнього за водністю року, для періоду 2001-2040 рр., (сценарій М10)

Річка	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Рік
Тилігул	0.1220	0.3094	0.0409	0.1810	0.0850	0.0000	0.0000	0.0099	0.0099	0.0010	0.0015	0.0036	0.7642
Царега	0.0097	0.0245	0.0032	0.0143	0.0067	0.0000	0.0000	0.0008	0.0008	0.0001	0.0001	0.0003	0.0605
Балайчук	0.0098	0.0248	0.0033	0.0145	0.0068	0.0000	0.0000	0.0008	0.0008	0.0001	0.0001	0.0003	0.0612
Хуторська	0.00111	0.00282	0.00037	0.00165	0.00078	0.0000	0.0000	0.00009	0.00009	0.00001	0.00001	0.00003	0.0069

Таблиця 15.5 – Середні місячні витрати (м³/с) побутового стоку річок басейну Тилігульського лиману для середнього за водністю року, для періоду 2001-2040 рр., (сценарій М10)

Річка	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Рік
Тилігул	0.0607	0.1541	0.0203	0.0901	0.0423	0.0000	0.0000	0.0049	0.0049	0.0005	0.0007	0.0018	0.38052
Царега	0.00290	0.00736	0.00097	0.00430	0.00202	0.00000	0.00000	0.00024	0.00024	0.00002	0.00004	0.00009	0.01817
Балайчук	0.0032	0.0082	0.0011	0.0048	0.0023	0.0000	0.0000	0.0003	0.0003	0.0000	0.0000	0.0001	0.02029
Хуторська	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

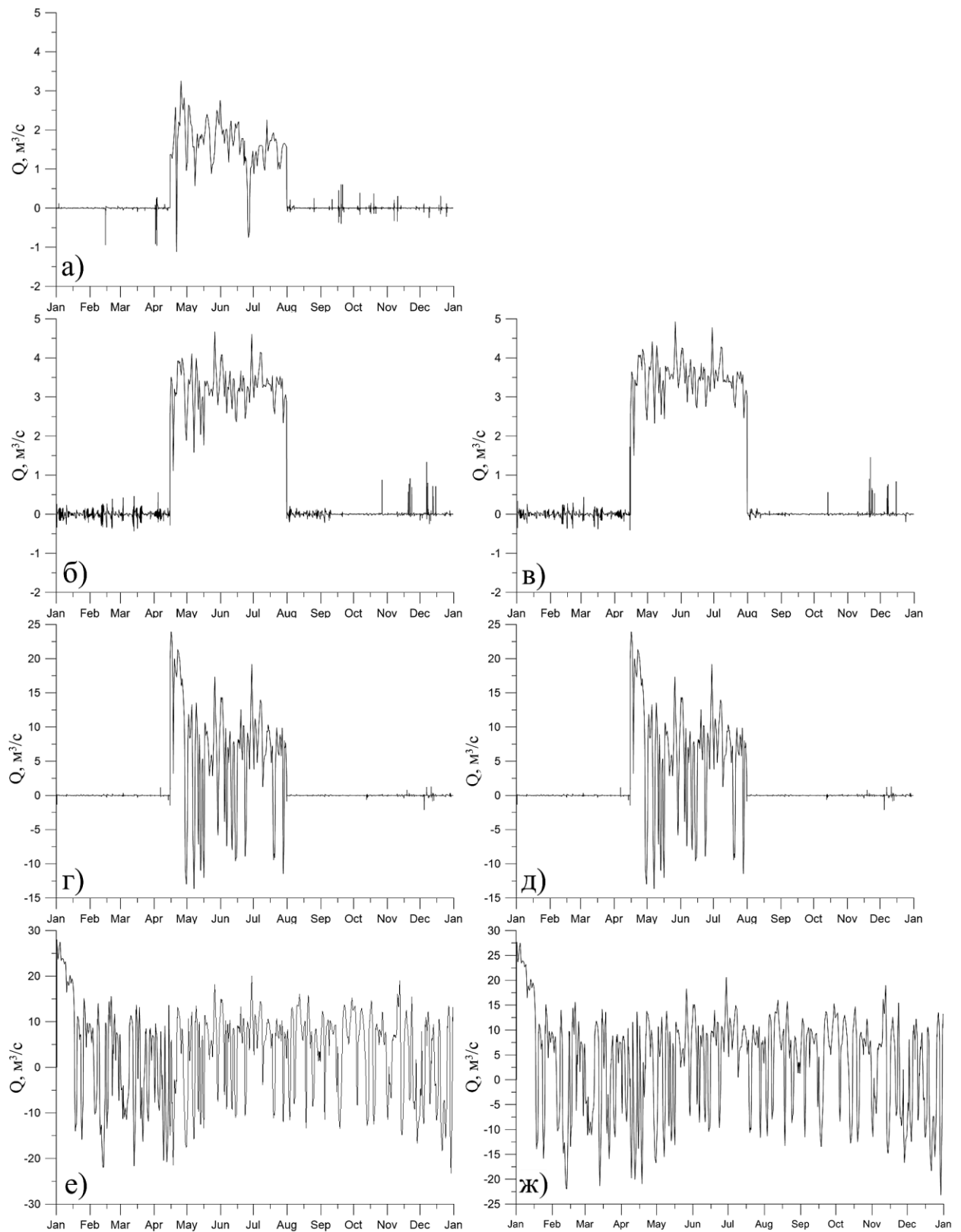


Рисунок 15.38 – Мінливість витрат води в з'єднувальному каналі біля виходу в лиман, m^3/s , за різними варіантами водообміну: а – v_0 ; б – v_1 ; в – v_2 ; г – v_3 ; д – v_4 ; е – v_5 ; ж – v_6

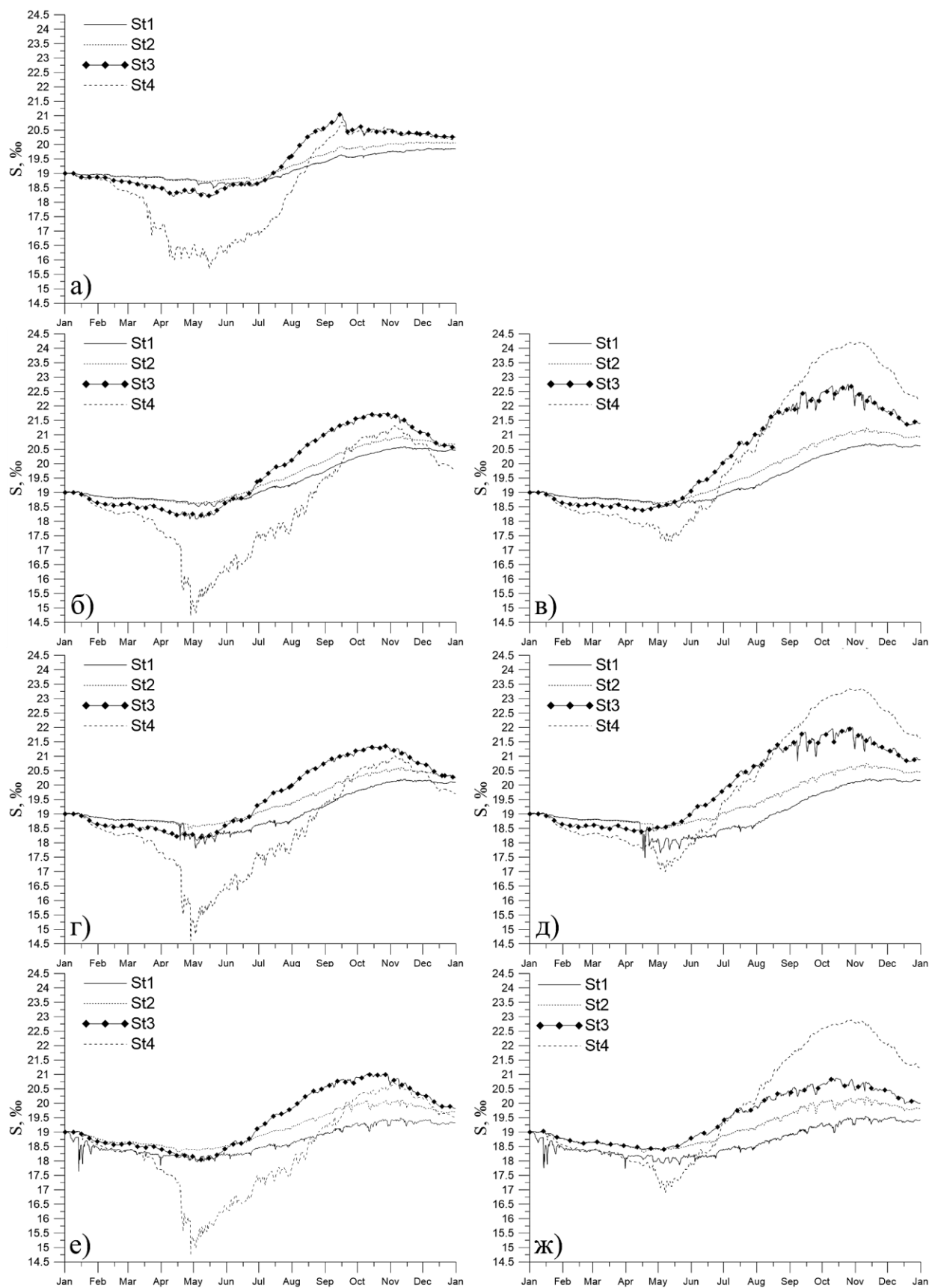


Рисунок 15.39 – Часова мінливість солоності води, ‰, поверхневого шару вод в реперних точках акваторії лиману за різними варіантами водообміну: а – v_0 ; б – v_1 ; в – v_2 ; г – v_3 ; д – v_4 ; е – v_5 ; ж – v_6

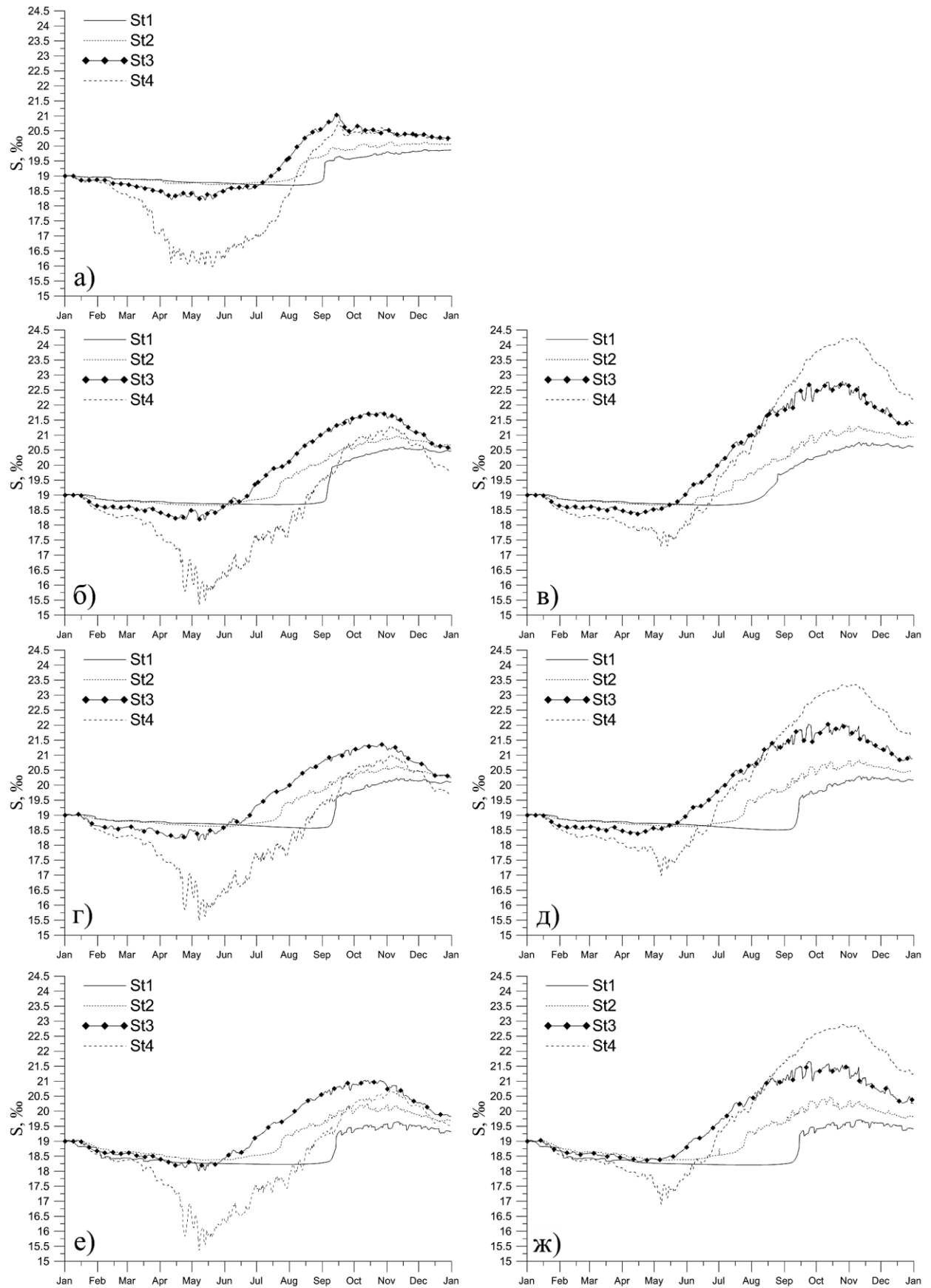


Рисунок 15.40 – Часова мінливість солоності води, ‰, придонного шару вод в реперних точках акваторії лиману за різними варіантами водообміну: а – v_0 ; б – v_1 ; в – v_2 ; г – v_3 ; д – v_4 ; е – v_5 ; ж – v_6

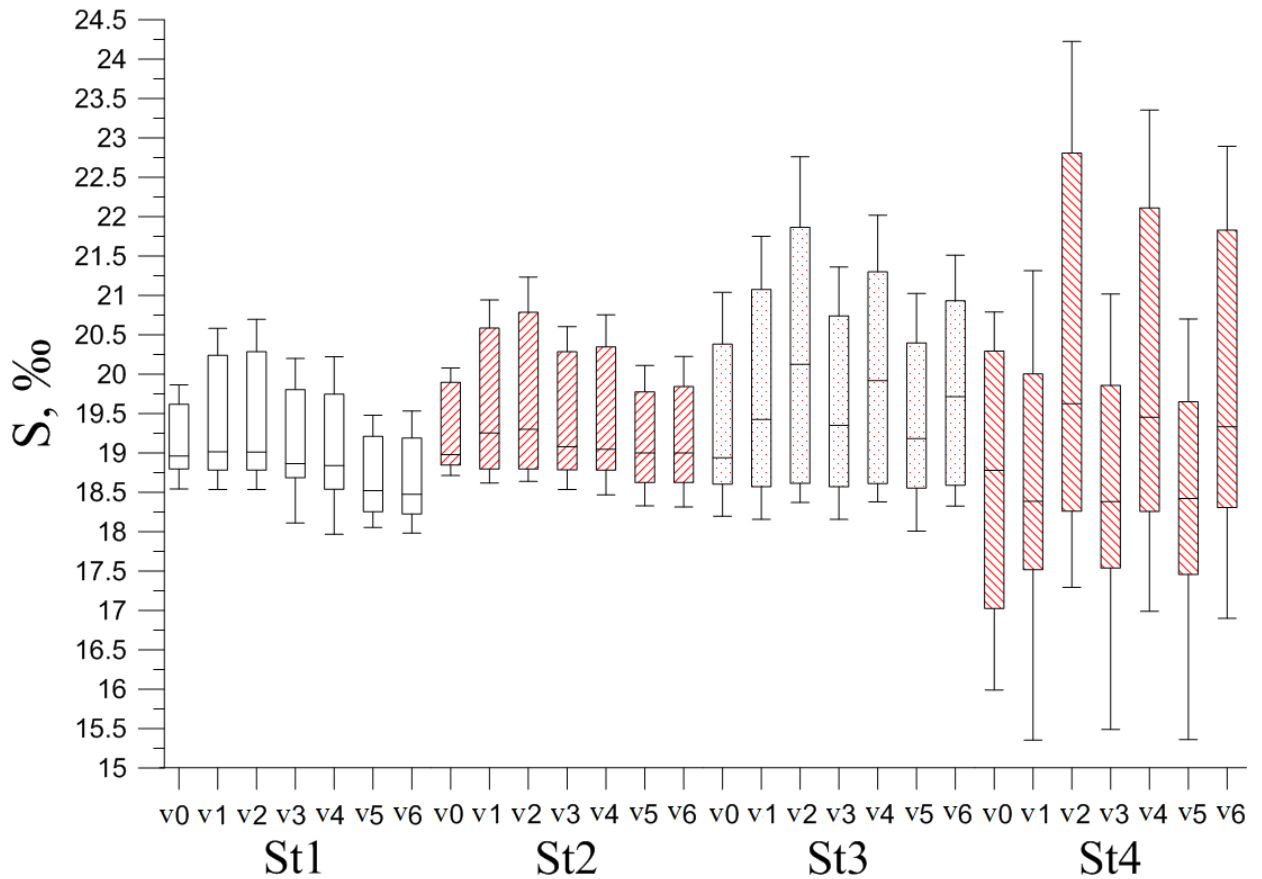


Рисунок 15.41 – Характеристики просторово-часової мінливості солоності води, ‰, у приповерхневому 5-метровому шарі в різних частинах Тилігульського лиману (точки St1, St2, St3, St4), отримані при моделюванні за різними варіантами водообміну з морем. Приведені мінімальні, максимальні, медіанні значення, а також значення 25 % та 75 % квантілей

16 ЧИСЕЛЬНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ГІДРОЕКОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ В ТИЛІГУЛЬСЬКОМУ ЛИМАНІ

Для моделювання гідроекологічних процесів (евтрофування вод) в Тилігульському лимані використовувалась модель OSENU-MECCA-EUTRO – модифікований варіант тривимірної чисельної нестационарної гідротермодинамічної моделі MECCA (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) доповнений оригінальним хіміко-біологічним блоком.

16.1 Хіміко-біологічний блок моделі евтрофікації

При побудові чисельної моделі евтрофікації вод Тилігульського лиману тривимірний простір поділяється на комірки (бокси), що відповідають сітковим боксам гідротермодинамічної моделі. Вважається, що в середині боксу елементи екосистеми пов'язані між собою тільки локальними потоками речовини та енергії, які описані в хіміко-біологічному блоці моделі, в той час як переміщення речовини та енергії між комірками здійснюється в результаті гідродинамічного переносу (адвективного та турбулентно-дифузійного).

Крок за часом в хіміко-біологічному блоці моделі – одна доба. При розрахунках в цьому блоці виконувався перерозрахунок розподілу за глибиною хіміко-біологічних змінних моделі із σ - в z -систему координат та навпаки. В z -системі координат використовуються такі горизонти: 0; 0,25; 0,5; 0,75; 1,0; 2,0; 3,0; 5,0; 7,5; 10,0; 12,0; 14,0; 16,0 м.

Математична структура хіміко-біологічного блоку моделі евтрофікації вод побудована на основі синтезу відомих моделей якості вод (RCA-HydroQual, 2004; Cerco and Cole - CE-QUAL-ICM, 1995, Ambrose et al - WASP5, 1993) [212-214].

Хіміко-біологічний блок містить опис динаміки в локальній точці простору наступних екологічних змінних: біомаса фітопланктону (B_{ph}), сталі детритна та розчинена фракції органічного фосфору (P_{rpop} , P_{rdop}), лабільні детритна та розчинена фракції органічного фосфору (P_{lpop} , P_{ldop}), розчинений мінеральний фосфор (P_{dip}) – фосфати $P-PO_4$, стійкі детритна та розчинена

фракції органічного азоту (N_{rpon}, N_{rdon}), лабільні детритна та розчинена фракції органічного азоту (N_{lpon}, N_{ldon}), амонійний азот $N-NH_4$ (N_{nh4}), нітратний (+ нітритний) азот $N-NO_3$ (N_{no3}), стійкі детритна та розчинена фракції вуглецевого біохімічного споживання кисню (BOD_{rpc}, BOD_{rdc}) – кисневого еквіваленту органічного вуглецю, лабільні детритна та розчинена фракції вуглецевого біохімічного споживання кисню (BOD_{lpc}, BOD_{ldc}), розчинений кисень (O_2).

Біомаса фітопланктону B_{ph} , $мгС \cdot дм^{-3}$.

$$\frac{dB_{ph}}{dt} = [G_p - k_{pr}(T) - k_{grz}(T)]B_{ph}. \quad (16.1)$$

де t час, доб; T – температура води, $^{\circ}C$; G_p – питома швидкість росту, $доб^{-1}$; k_{pr} – питома швидкість метаболізму (дихання), $доб^{-1}$; k_{grz} – питома швидкість споживання зоопланктоном і істотної смертності фітопланктону, $доб^{-1}$, які записуються як функціональні залежності:

$$G_p = G_{pmax} G_{pT}(T) G_{pI}(I) G_{pNP}(N_{min}, P_{min}), \quad (16.2)$$

$$G_{pI}(I) = \frac{2.72 f_d}{\alpha \Delta z} (\exp(R_1) - \exp(R_2)), \quad (16.2a)$$

$$R_1 = -\frac{I_0}{I_{opt}} \exp(-\alpha(z_s + \Delta z)), \quad R_2 = -\frac{I_0}{I_{opt}} \exp(-\alpha z_s);$$

$$G_{pNP}(N_{min}, P_{min}) = \min \left\{ \frac{N_{min}}{K_{phn} + N_{min}}, \frac{P_{min}}{K_{php} + P_{min}} \right\} \quad (16.2б)$$

$$G_{pT}(T) = \begin{cases} e^{-\zeta_1(T-T_m)^2} & npu \quad T \leq T_m \\ e^{-\zeta_2(T_m-T)^2} & npu \quad T > T_m. \end{cases} \quad (16.2в)$$

$$k_{pr}(T) = r_g G_p + r_b \theta_{pr}^{(T-20)}, \quad (16.3)$$

$$k_{grz}(T) = k_{grz}(20^{\circ} C) \theta_{grz}^{(T-20)}. \quad (16.4)$$

Тут, G_p^{max} – максимальна питома швидкість росту фітопланктону, $доб^{-1}$; I_0 – середній за світловий день потік ФАР, який проникає через поверхню моря,

Вт·м⁻²; I_{opt} – оптимальна для фотосинтезу опроміненість, Вт·м⁻²; f_d – доля світлового дня у добі ($0 \leq f_d \leq 1$); I_z – опроміненість на глибині z , Вт·м⁻²; α – інтегральний коефіцієнт послаблення інтенсивності ФАР з глибиною, м⁻¹; K_{phn}, K_{php} – сталі напівнасичення швидкості процесу утилізації фітопланктоном мінеральних форм азоту і фосфору, мгN·дм⁻³ та мгP·дм⁻³, відповідно; T_m – оптимальна для продукування водоростей температура води, °C; ζ_1, ζ_2 – коефіцієнти, які визначають характер впливу температури на продукування водоростей у діапазонах вище і нижче T_m , °C⁻²; r_g – доля продукції водоростей, яка витрачається на енергетичне забезпечення фотосинтезу, доб⁻¹; r_b – питома швидкість основного метаболізму водоростей при температурі 20 °C, доб⁻¹; θ_{pr} – коефіцієнт впливу температури на швидкість метаболізму; $k_{grz}(20)$ – питома швидкість виїдання та загибелі фітопланктону при температурі 20 °C, доб⁻¹; θ_{grz} – коефіцієнт впливу температури на швидкість споживання і смертності водоростей; z_s – відстань від поверхні води до верхньої межі розрахункового шару води, м; Δz – товщина шару води, м; $N_{min} = N_{nh4} + N_{no3}$ – розчинений мінеральний азот (DIN); P_{min} – розчинений мінеральний фосфор (DIP).

Стійкий органічний фосфор детриту (RPOP) P_{rpop} , мгP·дм⁻³,

$$\frac{dP_{rpop}}{dt} = \alpha_{pc} f_{rpop} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} - k_{rdp} \theta_{rdp}^{T-20} P_{rpop} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \quad (16.5)$$

α_{pc} – співвідношення між фосфором і вуглецем в органічній речовині, мгP·мгC⁻¹; f_{rpop} – частка RPOP у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і спожитих водоростей; k_{rdp} – питома швидкість гідролізу RPOP при температурі води 20 °C, доб⁻¹; θ_{rdp} – температурний коефіцієнт для процесу гідролізу RPOP; K_B – стала напівнасичення, яка визначає лімітуючий вплив наявної біомаси фітопланктону на регенерацію мінеральних сполук фосфору і азоту, мгC·дм⁻³.

Лабільний органічний фосфор детриту (LPOP) P_{lpop} , мгP·дм⁻³,

$$\frac{dP_{lpop}}{dt} = \alpha_{pc} f_{lpop} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} - k_{ldp} \theta_{ldp}^{T-20} P_{lpop} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \quad (16.6)$$

де f_{lpop} – частка $LPOP$ у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і спожитих водоростей; k_{ldp} – питома швидкість гідролізу лабільної фракції органічного фосфору детриту $LPOP$ при температурі води 20 °C, доб⁻¹; θ_{ldp} – температурний коефіцієнт для процесу гідролізу $LPOP$.

Стійкий розчинений органічний фосфор (RDOP) P_{rdop} , мгР·дм⁻³,

$$\frac{dP_{rdop}}{dt} = \alpha_{pc} f_{rdop} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} + k_{rdp} \theta_{rdp}^{T-20} P_{rdop} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \quad (16.7)$$

де f_{rdop} – частка $RDOP$ у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і спожитих водоростей; k_{mrdp} – питома швидкість мінералізації стійкої фракції розчиненого органічного фосфору $RDOP$ при температурі води 20 °C, доб⁻¹; θ_{mrdp} – температурний коефіцієнт.

Лабільний розчинений органічний фосфор (LDOP) P_{ldop} , мгР·дм⁻³,

$$\frac{dP_{ldop}}{dt} = \alpha_{pc} f_{ldop} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} + k_{ldp} \theta_{ldp}^{T-20} P_{ldop} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \quad (16.8)$$

тут f_{ldop} – частка $LDOP$ у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і спожитих водоростей; k_{mldp} – питома швидкість мінералізації $LDOP$ при температурі води 20 °C, доб⁻¹; θ_{mldp} – температурний коефіцієнт.

Розчинений мінеральний фосфор (DIP) P_{dip} , мгР·дм⁻³,

$$\begin{aligned} \frac{dP_{dip}}{dt} = & \alpha_{pc} f_{dip} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} + (k_{mrdp} \theta_{mrdp}^{T-20} P_{rdop} + k_{mldp} \theta_{mldp}^{T-20} P_{ldop}) \times \\ & \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - \alpha_{pc} (1 - f_{exB}) G_p B_{ph}, \end{aligned} \quad (16.9)$$

де f_{dip} – частка DIP у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і спожитих водоростей ($f_{rdop} + f_{lpop} + f_{rdop} + f_{ldop} + f_{dip} = 1$); f_{exB} – частка первинної продукції водоростей, яка виділяється як розчинена органічна речовина $LDBOD$.

Стійкий органічний азот детриту (RPON) N_{rpon} , мгN·дм⁻³,

$$\frac{dN_{rpon}}{dt} = \alpha_{nc} f_{rpon} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} - k_{rdn} \theta_{rdn}^{T-20} N_{rpon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \quad (16.10)$$

α_{nc} – співвідношення між азотом і вуглецем в органічній речовині фітопланктону, мгN·мгC⁻¹; f_{rpon} – частка RPON у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і спожитих водоростей; k_{rdn} – питома швидкість гідролізу RPON при температурі води 20 °C, доб⁻¹; θ_{rdn} – температурний коефіцієнт.

Лабільний органічний азот детриту (LPON) N_{lpon} , мгN·дм⁻³,

$$\frac{dN_{lpon}}{dt} = \alpha_{nc} f_{lpon} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} - k_{ldn} \theta_{ldn}^{T-20} N_{lpon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \quad (16.11)$$

де f_{lpon} – частка LPON у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і спожитих водоростей; k_{ldn} – питома швидкість гідролізу LPON при температурі води 20 °C, доб⁻¹; θ_{ldn} – температурний коефіцієнт.

Стійкий розчинений органічний азот (RDON) N_{rdon} , мгN·дм⁻³,

$$\begin{aligned} \frac{dN_{rdon}}{dt} = & \alpha_{nc} f_{rdon} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} + k_{rdn} \theta_{rdn}^{T-20} N_{rpon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - \\ & k_{mrdn} \theta_{mrdn}^{T-20} N_{rdon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \end{aligned} \quad (16.12)$$

f_{rdon} – частка RDON у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і спожитих водоростей; k_{mrdn} – питома швидкість мінералізації RDON при температурі води 20 °C, доб⁻¹; θ_{mrdn} – температурний коефіцієнт.

Лабільний розчинений органічний азот (LDON) N_{ldon} , мгN·дм⁻³,

$$\begin{aligned} \frac{dN_{ldon}}{dt} = & \alpha_{nc} f_{ldon} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} + k_{ldn} \theta_{ldn}^{T-20} N_{lpon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - \\ & k_{mldn} \theta_{mldn}^{T-20} N_{ldon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \end{aligned} \quad (16.13)$$

f_{ldon} – частка $LDON$ у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і спожитих водоростей; k_{mldn} – питома швидкість мінералізації $LDON$ при температурі води $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, доб^{-1} ; θ_{mldn} – температурний коефіцієнт.

Амонійний азот ($N\text{-}NH_4$) N_{nh4} , $\text{мгN}\cdot\text{дм}^{-3}$,

$$\frac{dN_{nh4}}{dt} = \alpha_{nc} f_{nh4} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} + (k_{mrdn} \theta_{mrdn}^{T-20} N_{rdon} + k_{mldn} \theta_{mldn}^{T-20} N_{ldon}) \times \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - \alpha_{nc} \beta_{Pnh4} (1 - f_{exB}) G_p B_{ph} - k_{nit} \theta_{nit}^{T-20} N_{nh4} \frac{O_2}{K_{onit} + O_2}, \quad (16.14)$$

де f_{nh4} – частка $N\text{-}NH_4$, яка надходить в результаті метаболічних виділень, споживання та смертності фітопланктону ($f_{rpon} + f_{lpon} + f_{rdon} + f_{ldon} + f_{nh4} = 1$); k_{nit} – питома швидкість нітрифікації за температурою $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, доб^{-1} ; θ_{nit} – температурний коефіцієнт; K_{onit} – стала напівнасичення, яка враховує лімітуючий вплив вмісту у воді розчиненого кисню на процес нітрифікації, $\text{мгO}_2 \cdot \text{дм}^{-3}$; β_{Pnh4} – частка мінерального азоту, що споживається фітопланктоном у формі амонію, яка визначається за формулою:

$$\beta_{Pnh4} = N_{nh4} \frac{N_{no3}}{(K_{phn} + N_{nh4})(K_{phn} + N_{no3})} + N_{nh4} \frac{K_{phn}}{(N_{nh4} + N_{no3})(K_{phn} + N_{no3})},$$

Нітратний (+ нітритний) азот ($N\text{-}NO_3$) N_{no3} , $\text{мгN}\cdot\text{дм}^{-3}$,

$$\frac{dN_{no3}}{dt} = k_{nit} \theta_{nit}^{T-20} N_{nh4} \frac{O_2}{K_{onit} + O_2} - \alpha_{nc} (1 - \beta_{Pnh4}) (1 - f_{exB}) G_p B_{ph} - k_{den} \theta_{den}^{T-20} N_{no3} \frac{K_{no3}}{K_{no3} + O_2}, \quad (16.15)$$

де k_{den} – питома швидкість процесу денітрифікації при температурі $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, доб^{-1} ; θ_{den} – температурний коефіцієнт; K_{no3} – стала, що враховує вплив вмісту розчиненого у воді кисню на розвиток процесу денітрифікації, $\text{мгO}_2 \cdot \text{дм}^{-3}$.

Стійка детритна фракція вуглецевого біохімічного споживання кисню (RPBOD) BOD_{rpc} , $\text{мгO}_2 \cdot \text{дм}^{-3}$,

$$\frac{dBOD_{rpc}}{dt} = \alpha_{oc} f_{rpc} k_{grz}(T) B_{ph} - k_{rdc} \theta_{rdc}^{T-20} BOD_{rpc} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \quad (16.16)$$

f_{rpc} – частка, яка надходить до RPBOD в результаті загибелі і споживання водоростей; α_{oc} – співвідношення між киснем та вуглецем для органічної речовини, $\text{мгO}_2 \cdot \text{мгC}^{-1}$; k_{rdc} – питома швидкість гідролізу RPBOD при температурі 20 °C, доб^{-1} ; θ_{rdc} – температурний коефіцієнт.

Лабільна детритна фракція вуглецевого біохімічного споживання кисню (LPBOD) BOD_{lpc} , $\text{мгO}_2 \cdot \text{дм}^{-3}$.

$$\frac{dBOD_{lpc}}{dt} = \alpha_{oc} f_{lpc} k_{grz}(T) B_{ph} - k_{ldc} \theta_{ldc}^{T-20} BOD_{lpc} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \quad (16.17)$$

f_{lpc} – частка, яка надходить до LPBOD в результаті загибелі і споживання водоростей; k_{ldc} – питома швидкість гідролізу LPBOD при температурі 20 °C, доб^{-1} ; θ_{ldc} – температурний коефіцієнт.

Стійка розчинена фракція вуглецевого біохімічного споживання кисню (RDBOD) BOD_{rdc} , $\text{мгO}_2 \cdot \text{дм}^{-3}$.

$$\begin{aligned} \frac{dBOD_{rdc}}{dt} = & \alpha_{oc} f_{rdc} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} + \\ & k_{rdc} \theta_{rdc}^{T-20} BOD_{rpc} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - k_{oxrc} \theta_{oxrc}^{T-20} BOD_{rdc} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} \frac{O_2}{K_{do} + O_2}, \end{aligned} \quad (16.18)$$

f_{rdc} – частка, яка надходить до RDBOD в результаті загибелі і споживання водоростей; k_{oxrc} – питома швидкість біохімічного окислення RDBOD при температурі води 20 °C, доб^{-1} ; θ_{oxrc} – температурний коефіцієнт; K_{do} – стала напівнасичення лімітування розчиненим у воді киснем процесу біохімічного окислення органічної речовини, $\text{мгO}_2 \cdot \text{дм}^{-3}$.

Лабільна розчинена фракція вуглецевого біохімічного споживання кисню (LDBOD) BOD_{ldc} , $\text{мгO}_2 \cdot \text{дм}^{-3}$.

$$\begin{aligned} \frac{dBOD_{ldc}}{dt} = & \alpha_{oc} (f_{exB} G_p + f_{ldc} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T))) B_{ph} + \\ & k_{ldc} \theta_{ldc}^{T-20} BOD_{lpc} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - k_{oxlc} \theta_{oxlc}^{T-20} BOD_{ldc} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} \frac{O_2}{K_{do} + O_2} \times \\ & \frac{BOD_{ldc}}{K_{ldc} + BOD_{ldc}} - \frac{5}{4} \frac{12}{14} k_{den} \theta_{den}^{T-20} N_{no3} \frac{K_{no3}}{K_{no3} + O_2} \alpha_{oc}, \end{aligned} \quad (16.19)$$

де f_{ldc} – частка, яка надходить до $LDBOD$ в результаті загибелі і споживання водоростей; k_{oxlc} – питома швидкість біохімічного окислення $LDBOD$ при температурі води 20°C , доб^{-1} ; θ_{oxlc} – температурний коефіцієнт; K_{ldc} – стала напівнасичення інтенсивності процесу біохімічного окислення $LDBOD$, $\text{мгO}_2 \cdot \text{дм}^{-3}$.

Розчинений кисень (DO) O_2 , $\text{мгO}_2 \cdot \text{дм}^{-3}$,

$$\begin{aligned} \frac{dO_2}{dt} = & \alpha_{oc} \beta_{Pnh4} G_p B_{ph} + \alpha_{no3c} (1 - \beta_{Pnh4}) G_p B_{ph} + \\ & \alpha_{oc} k_{pr}(T) B_{ph} - 2\alpha_{on} k_{nit} \theta_{nit}^{T-20} NH_4 \frac{O_2}{K_{nit} + O_2} - \\ & \left[k_{oxrc} \theta_{oxrc}^{T-20} BOD_{rdc} + k_{oxlc} \theta_{oxlc}^{T-20} BOD_{ldc} \frac{BOD_{ldoc}}{K_{ldoc} + BOD_{ldc}} \right] \times \\ & \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} \frac{O_2}{K_{do} + O_2}, \end{aligned} \quad (16.20)$$

де α_{on} – співвідношення між киснем і азотом, $\text{мгO}_2 \cdot \text{мгN}^{-1}$, в органічній речовині; α_{no3c} – співвідношення між киснем і вуглецем для продукції водоростей на нітратах, $\text{мгO}_2 \cdot \text{мгC}^{-1}$.

У блоці евтрофікації розраховуються також потоки кисню на верхній і нижній границях водного стовпчика й масообмін біогенними елементами між водою й донними відкладами.

Газообмін киснем з атмосферою розраховується на основі залежності [215]:

$$Q_{O_2}^{atm} = \zeta_{e,i} n_v n_T (O_2^S - O_2), \quad (16.21)$$

де $Q_{O_2}^{atm}$ – надходження (інвазія) чи виділення (евазія) кисню, $\text{мгO}_2 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{гд}^{-1}$, $\zeta_{e,i}$ – коефіцієнт інвазії (евазії), $\text{дм}^3 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{гд}^{-1}$; n_T – температурний коефіцієнт; n_v – інтегральний вітровий коефіцієнт:

$$n_v = \begin{cases} 1.0 + 0.27W^2, & \text{при } W \leq 8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} \\ -7.4 + 0.4W^2, & \text{при } W > 8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} \end{cases}$$

W – швидкість вітру, $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$; O_2^S насичуюча (при даній температурі і солоності води) концентрація кисню, $\text{мгO}_2 \cdot \text{дм}^{-3}$.

Поглинання кисню донними відкладами розраховується за допомогою функціональної залежності [1]:

$$Q_{O_2}^{bot} = \frac{C_{O_2}^b}{\Pi_{O_2} + C_{O_2}^b} Q_{O_2}^{Tb} e^{\zeta_o(T-T_b)}, \quad (16.22)$$

де $Q_{O_2}^{Tb}$ – потік поглинання кисню донними відкладами, $\text{гO}_2 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{доб}^{-1}$, при температурі придонних вод $T_b, ^\circ\text{C}$; $C_{O_2}^b$ – вміст кисню у воді придонного шару, $\text{гO}_2 \cdot \text{м}^{-3}$; ζ_o – коефіцієнт, що описує вплив температури на поглинання кисню донними відкладами, $^\circ\text{C}^{-1}$.

Потік нітратів у системі вода-донні відклади визначається співвідношенням їх концентрацій у воді й донних відкладах, швидкістю масообміну через межу розділу й інтенсивністю процесу денітрифікації в донних відкладах [214]:

$$Q_{NO_3}^{bot} = k_{sw} (C_{NO_3}^{bot} - C_{NO_3}^b) e^{\zeta_{dn}(T-T_{rNO_3})}, \quad (16.23)$$

де k_{sw} – швидкість перенесення маси через межу вода-донні відклади, $\text{м} \cdot \text{доб}^{-1}$; $C_{NO_3}^b$ – концентрація нітратів у порових водах донних відкладів, $\text{гN} \cdot \text{м}^{-3}$; $C_{NO_3}^{bot}$ – концентрація нітратів у водах придонного шару, $\text{гN} \cdot \text{м}^{-3}$; ζ_{dn} – коефіцієнт, що описує вплив температури на швидкість денітрифікації, $^\circ\text{C}^{-1}$; T_{rNO_3} – температура, для якої визначається потік нітратів.

У моделі враховується вплив температури на потоки амонійного азоту і фосфатів, які задаються користувачем, у системі вода-донні відклади:

$$Q_{Ci}^{bot} = Q_{Ci}^{br} e^{\zeta_{ci}(T-T_{br})}, \quad (16.24)$$

де Q_{Ci}^{bot} – донний потік субстанції C_i , $\text{г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{доб}^{-1}$, при температурі T ; Q_{Ci}^{br} – донний потік субстанції C_i , $\text{г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{доб}^{-1}$, визначений при температурі T_{br} ; ζ_{ci} – температурний коефіцієнт, $^{\circ}\text{C}^{-1}$.

Залежність інтенсивності масообміну з донними відкладами від температури води зумовлена тим, що при прогріві вод придонного шару у весняно-літній період зростають швидкості мінералізації акумульованої в донних відкладах органічної речовини, що призводить до інтенсифікації потоків мінеральних сполук біогенних елементів з донних відкладів у товщу води й потоку поглинання кисню донними відкладами.

16.2 Калібрування параметрів хіміко-біологічного блоку моделі

Для калібрування моделі евтрофікації використовувалися дані гідрохімічних і гідробіологічних спостережень, виконаних на акваторії Тилігульського лиману в період 2001-2011 рр. фахівцями Одеського філіалу Інституту біології південних морів НАН України (див. розділ 5).

Калібрування параметрів хіміко-біологічного блоку моделі проводилось за наступною схемою.

На першому етапі, на основі інформації наведеної в науковій літературі визначалися найбільш ймовірні (типові) значення параметрів, включених в рівняння моделі, і можливий діапазон їх мінливості в умовах близьких до тих, що спостерігаються в Тилігульському лимані.

На другому етапі виконувалося калібрування параметрів хіміко-біологічного блоку з використанням 1-D (по координаті z) варіанта моделі, в якому відключені члени рівнянь гідротермодинамічної моделі, що описують горизонтальний турбулентно-дифузійний обмін і адвективний перенос, а також передбачається незалежність всіх функцій від горизонтальних координат. У такій постановці враховується тільки дрейфова складова швидкості течій, яка використовується для розрахунку коефіцієнтів вертикального турбулентного обміну і дифузії. Основне завдання

калібрування полягало в досягненні максимально можливої відповідності між даними спостережень та розрахунками внутрішньорічної мінливості модельованих змінних. Ця мета досягалася шляхом корекції в допустимих межах первинних значень констант хіміко-біологічного блоку, заданих на підставі даних літературних джерел.

Попереднє використання 1-D варіанта моделі зумовлено тим, що при калібруванні моделі евтрофікації вод він вимагає значно менших витрат комп'ютерного часу, ніж 3-D варіант. Це дозволяє провести велику кількість чисельних експериментів з різним поєднанням параметрів моделі і отримати необхідний характеру мінливості модельованих змінних.

Для обліку надходження біогенів та органіки в лиман від зовнішніх джерел, в 1-D варіанті моделі використовувалася залежність вигляду [216]:

$$Q_i = \sum_k \frac{q_k}{W_{tot}} (C - C_{ki}), \quad (6.25)$$

де Q_i – приплив i -ої речовини від зовнішніх джерел (р.Тилігул, з'єднувальний з морем канал); q_k – витрата k -го джерела, $\text{м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$; C_{ki}, C – концентрація i -ої речовини, що моделюється, у водах k -го джерела і водах досліджуваної акваторії, відповідно; W_{tot} – сумарний об'єм вод зони розбавлення. Передбачалося, що початкове розбавлення відбувається в межах верхнього 1,5-метрового шару.

Калібрування 1-D варіанту виконувалося в три етапи. На першому кроці калібрувалися параметри рівнянь динаміки біомаси фітопланктону (B_{ph}), органічного фосфору (P_{org}) і азоту (N_{org}), розчиненого кисню (O_2). Сезонна динаміка решти змінних моделі задавалася згідно з даними спостережень.

На другому кроці калібрувалися параметри рівнянь для мінеральних форм азоту (NH_4^+ , $NO_2^- + NO_3^-$) і фосфору (PO_4^{3-}). При цьому, коригувалися параметри рівнянь для органічних форм азоту і фосфору.

На третьому етапі калібрування екологічної моделі параметри рівнянь хіміко-біологічного блоку, які були визначені із застосуванням 1-D варіанту моделі, використовувалися в 3-D варіанті моделі. На основі результатів 3-D моделювання виконувалося уточнення окремих значень параметрів рівнянь хіміко-біологічного блоку, встановлених в 1-D варіанті.

Моделювання внутрішньорічної динаміки гідроекологічних змінних моделі виконувалося при гідрометеорологічних умовах 2010 року і типового (за гідрометеорологічними умовами) року для періоду 1990-2010 рр.

Витрати р.Тилігул (середньомісячні значення, а в 2010 р. – середньодекадні) задавалися на основі даних спостережень, виконаних на водпосту «Березівка». Необхідні для гідродинамічного та екологічного моделювання метеорологічні параметри: швидкість і напрям вітру, температура повітря, бал загальної хмарності, відносна вологість повітря, атмосферні опади, – задавалися на основі даних спостережень (з дискретністю 6-годин) на ГМС «порт-Южний» в 2010 р., а також даних для типового за метеорологічними умовами року періоду 1990-2010 рр. регіонального кліматичного сценарію М10. Використовувалися також вимірювання інтенсивності сонячної радіації, виконані з дискретністю 3 години на ГМС «порт-Одеса».

Для завдання граничних умов на відкритій морській границі штучного каналу, що з'єднує лиман з морем, використовувались дані систематичних спостережень (середньодекадні значення) за коливаннями рівня моря, температурою і солоністю морської води, виконані на ГМС «порт-Южний» в 2010 р.

Результати калібрування параметрів хіміко-біологічного блоку для точки в центральній частині лиману наведені на рис. 16.1.

16.3 Умови сценарного моделювання гідроекологічних процесів в лимані з урахуванням кліматичних змін

Оцінка впливу кліматичних змін на гідроекологічні характеристики Тилігульського лиману виконувалася на основі модельних розрахунків для типових років чотирьох 30-річних кліматичних періодів 1970-2000 рр. (**p0**), 2011-2040 рр. (**p1**), 2041-2070 рр. (**p2**), 2071-2098 рр. (**p3**) регіонального кліматичного сценарію М10 розрахованого за моделлю REMO Інституту метеорології ім. Макса Планка (Гамбург), обраного з бази даних ENSEMBLES [217, 218] як кращий для досліджуваного регіону.

Вибір “типових” років при розрахунках гідроекологічних характеристик за обраним сценарієм кліматичних змін був здійснений на основі аналізу трьох кліматичних характеристик – температури повітря, суми опадів та

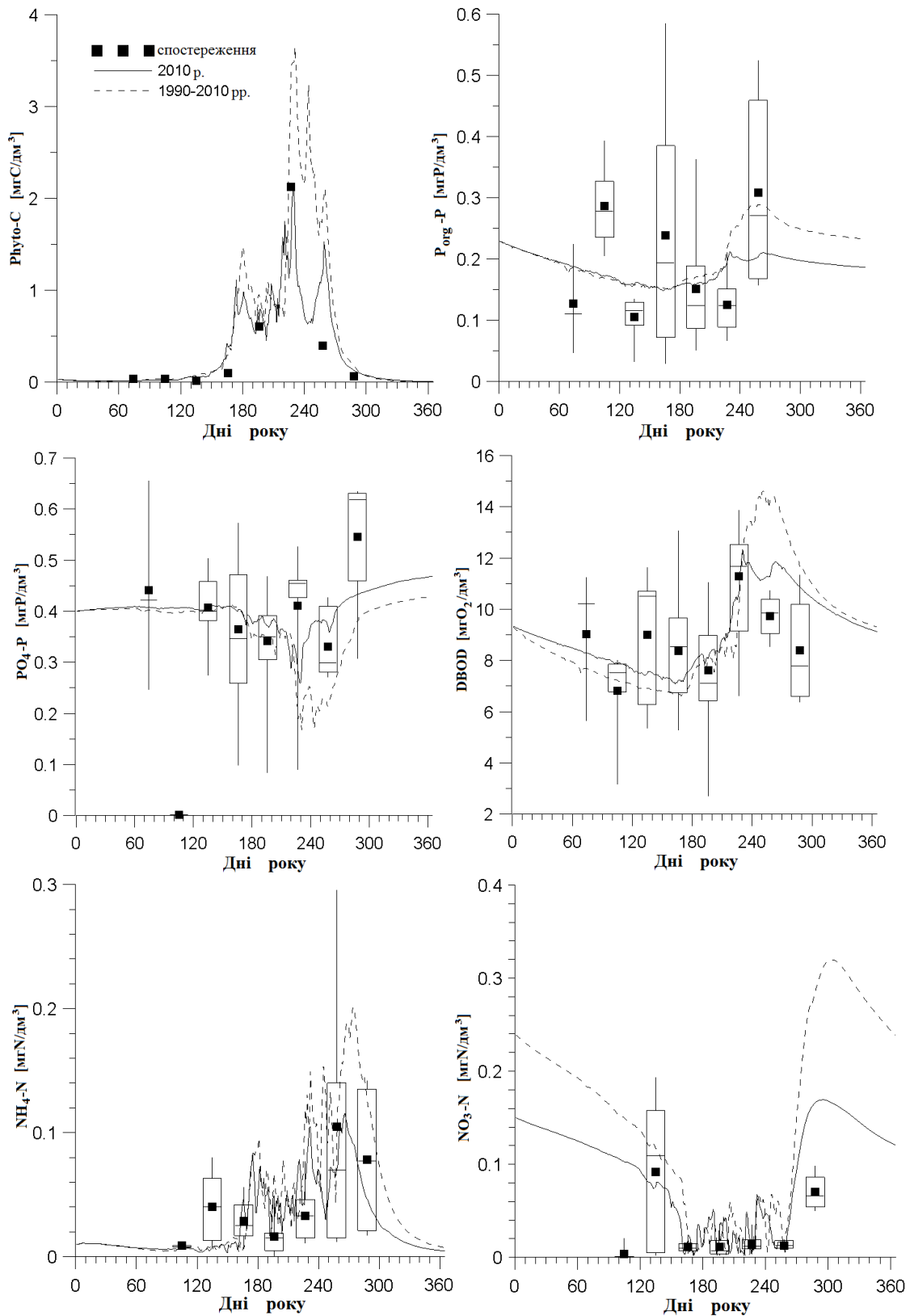


Рисунок 16.1 – Внутрішньорічна мінливість гідроекологічних характеристик отримана при моделюванні за гідрометеорологічних умов, які спостерігались у 2010 р., типових умов для періоду 1990-2010 pp., та встановлена в результаті помісячного осереднення даних наявних спостережень за період 2001-2011 pp.

швидкості вітру. Вибір типових років здійснювався за наступною процедурою.

Крок 1. Розрахунок середніх значень характеристики x для кожного та k –го місяця у межах i –го року

$$\bar{x}_{i,k} = \frac{1}{m} \sum_{s=1}^{s=m} x_{i,k,s}; \quad (16.26)$$

де $\bar{x}_{i,k}$ - осереднені за кожен місяць добові значення характеристики x_s у межах i – го року; k – номер місяця ($k=1, \dots, 12$); m – кількість днів у місяці.

Крок 2. Розрахунок середніх значень характеристики x для усього періоду спостережень, що розглядається

$$\bar{x}_k = \frac{1}{N * m} \sum_{i=1}^{i=N} \sum_{s=1}^{s=m} x_{i,k,s}; \quad (16.27)$$

де N – загальна кількість років в одному розрахунковому періоді.

Крок 3. Розрахунок відхилень b для кожного року та місяця

$$b_{i,k} = abs\left(\frac{\bar{x}_k - \bar{x}_{i,k}}{\bar{x}_k}\right). \quad (16.28)$$

Крок 4. Розрахунок річних значень відхилень

$$b_i = \sum_{k=1}^{k=12} b_{i,k}, \quad (16.29)$$

де i – номер року; k – номер місяця.

Крок 5. Повторення вищеописаної процедури для кожної з n характеристик, які розглядаються, починаючи з першого кроку.

Крок 6. Розрахунок загальних відхилень для кожного i -того року для всіх n характеристик за допомогою вагових коефіцієнтів w

$$b_{загал,i} = w_1 * b_{i,1} + w_2 * b_{i,2} + \dots + w_j * b_{i,j} + \dots + w_n * b_{i,n}, \quad (16.30)$$

де w_1, w_2, w_n - вагові коефіцієнти розглянутих характеристик, $\sum_{j=1}^n w_j = 1$.

В даному випадку вагові коефіцієнти прийняті рівними 0,333 для кожної із розглянутих характеристик. За типовий приймався рік з найменшим відхиленням $b_{загал,i} = \min$.

Із застосуванням вказаної процедури для регіону Тилігульського лиману за даними сценарію М10 були обрані наступні типові (середні) роки для чотирьох кліматичних періодів: 1982 модельний рік – для періода 1971-2000 рр. (**p0**), 2014 р. – для періода 2011-2040 рр. (**p1**), 2062 р. – для періода 2041-2070 рр. (**p2**), 2085 р. – для періода 2071-2090 рр. (**p3**).

Аналіз змін кліматичних характеристик у виділені типові роки показав існування тенденції до зростання середніх річних значень температури повітря у басейні Тилігульського лиману (рис. 16.2а). У порівнянні із 1982 р., зростання температури повітря у 2014 р. відбудеться на 2,2 °С (22%), у 2062 р. – на 3°С (29%), у 2085 р. – на 4,1 °С (40%). Прогнозована середньорічна температура повітря у 2098 р. – 14,3 °С.

На рис. 16.2б показана зміна середньорічних сум опадів. У 2014 р. в басейні Тилігульського лиману передбачається зменшення опадів до 413мм за рік (на 14% у порівнянні із 1982 р.), у період 2041-2070 рр. – збільшення їх кількості та подальше зменшення у кінці ХХІ сторіччя. Відповідний аналіз змін відносної вологості повітря, хмарності, швидкості вітру не виявив суттєвої різниці цих характеристик впродовж досліджуваних років.

Умови на морській границі задавалися на основі результатів науково-дослідницького проекту [219]. У рамках проекту, для нестационарного кліматичного сценарію GFLD (the climate model of the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory of the U.S.) на основі стохастичної моделі «клімат-стік» [5] оцінені зміни річкового стоку Дунаю, Дніпра, Дністра і Південного Буга в північно-західну частину Чорного моря (ПнЗЧМ) в ХХІ сторіччі [5, 220] та їх вплив гідрологічний та гідрохімічний режими вод північно-західної частини Чорного моря (ПнЗЧМ).

Зміни рівня і солоності вод Чорного моря в районі Тилігульського лиману під впливом кліматичних чинників оцінювалися з використанням встановлених емпіричних залежностей між середньомісячними значеннями рівня моря і стоком найбільш крупних річок Дніпро і Дунай (рис. 13.16), а також між середньомісячними значеннями солоності морської води на ГМС «порт-Южний» та витратами води р. Дніпро (рис. 13.17).

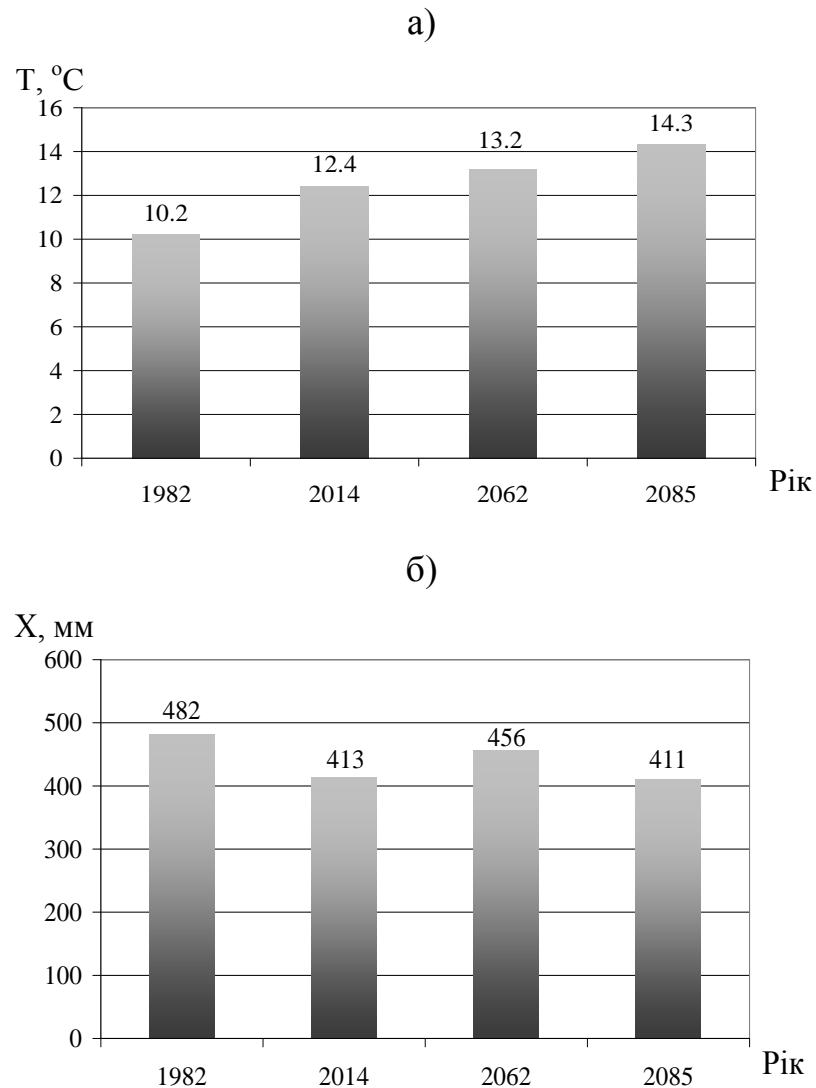


Рисунок 16.2 – Зміни середніх річних значень температури повітря (а) та опадів (б) в басейні Тилігульського лиману

Приплив поверхневих прісних вод до Тилігульського лиману з його водозбірному басейну від річок та тимчасових водотоків, разом з мінеральними формами біогенних речовин, які в них містяться, задавався на підставі результатів розрахунків, виконаних за моделлю SWIM для регіонального кліматичного сценарію M10 в межах міжнародного дослідницького проекту [221-223].

Гідроєкологічна модель SWIM (Soil and Water Integrated Model) [224] розроблена на основі двох моделей: SWAT [225] і MATSALU [226]. Модель може застосовуватися для моделювання гідрологічних процесів, рослинного покриву, ерозії і поживних речовин в мезо-макро-масштабі у річкових басейнах з площею від 100 до 20000 км². Концептуальна діаграма SWIM представлена на рис. 16.3. Модель SWIM є напів-розподіленою

гідроекологічною моделлю, яка містить математичні описи фізичних, біогеохімічних та гідрохімічних процесів, а також деякі концептуальні та напівемпіричні елементи [227].

SWIM має три рівня схеми розподілу: басейн–суббасейн–гідротоп. Як гідротопи розуміють набори блоків у межах одного суббасейну, що мають однакові землекористування та тип ґрунту. Передбачається, що ці гідротопи характеризуються єдиними процесами, які пов’язують гідрологію, рослинність і поживні речовини. Отже, спочатку зазначені процеси розраховуються на рівні гідротопу з кроком в одну добу, а потім вони об’єднуються на рівні суббасейну. Кліматичні параметри вважаються однорідними на рівні суббасейну і є зовнішніми параметрами для моделі SWIM.

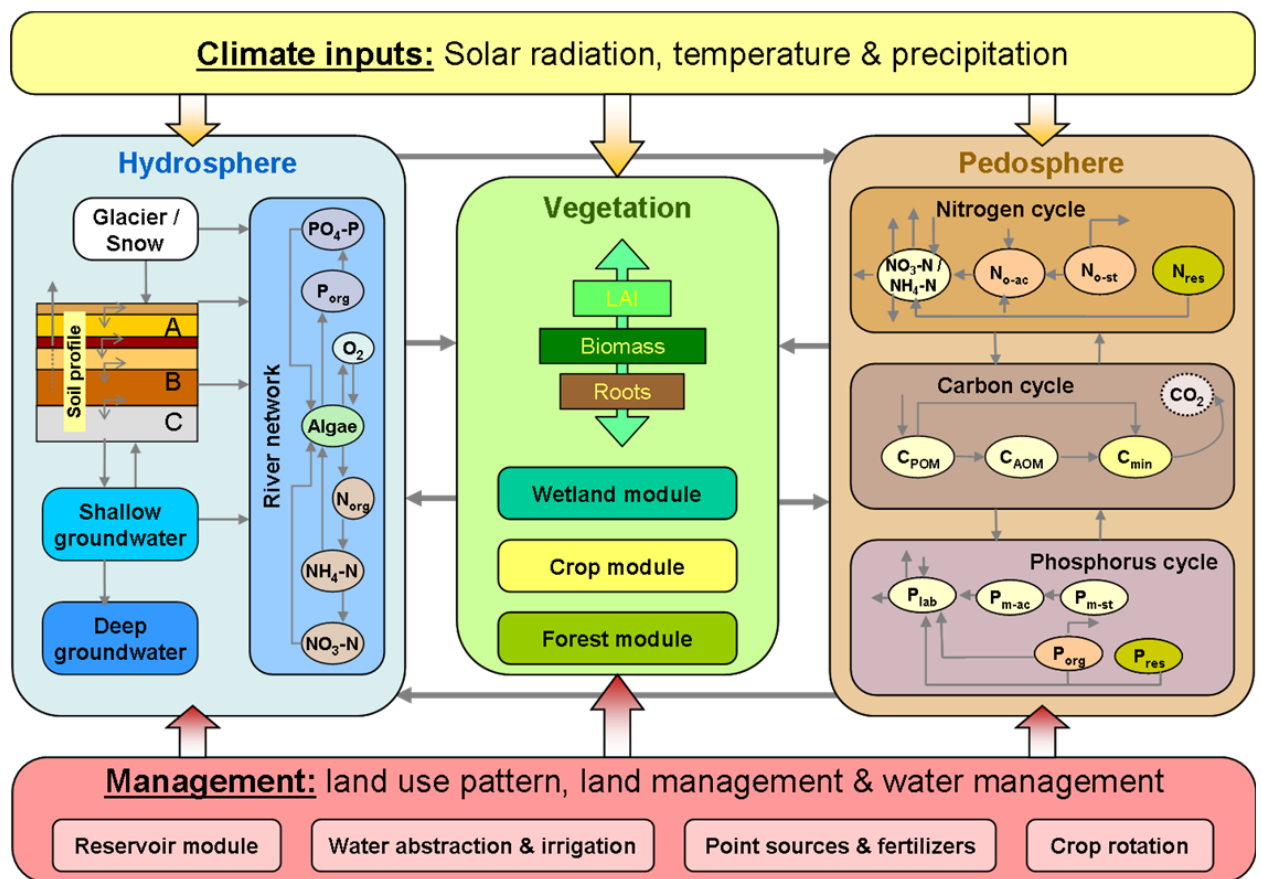


Рисунок 16.3 – Схема моделі SWIM, що ілюструє різні блоки моделі та зворотні зв'язки між процесами.

Водозбір Тилігульського лиману у моделі SWIM було розділено на 175 суббасейнів. Треба відзначити, що щільність метеорологічних станцій з наявними кліматичними вимірюваннями для водозбору Тилігульського

лиману є дуже низькою (4 кліматичних станції та дві станції з даними по опадам) і жодна з них не розташована в межах водозбору гідрологічного поста Березівка. Крім того, аналіз наявних реальних даних показав дуже слабку відповідність між виміряними опадами на станціях по всьому басейну річки і тими, що спостерігалися безпосередньо на річці Тилігул.

При адаптації моделі SWIM до умов водозбірному басейну Тилігульського лиману використовувались карти з просторовою інформацією про розподіл категорій землекористування та типів ґрунтів (рис. 16.4).

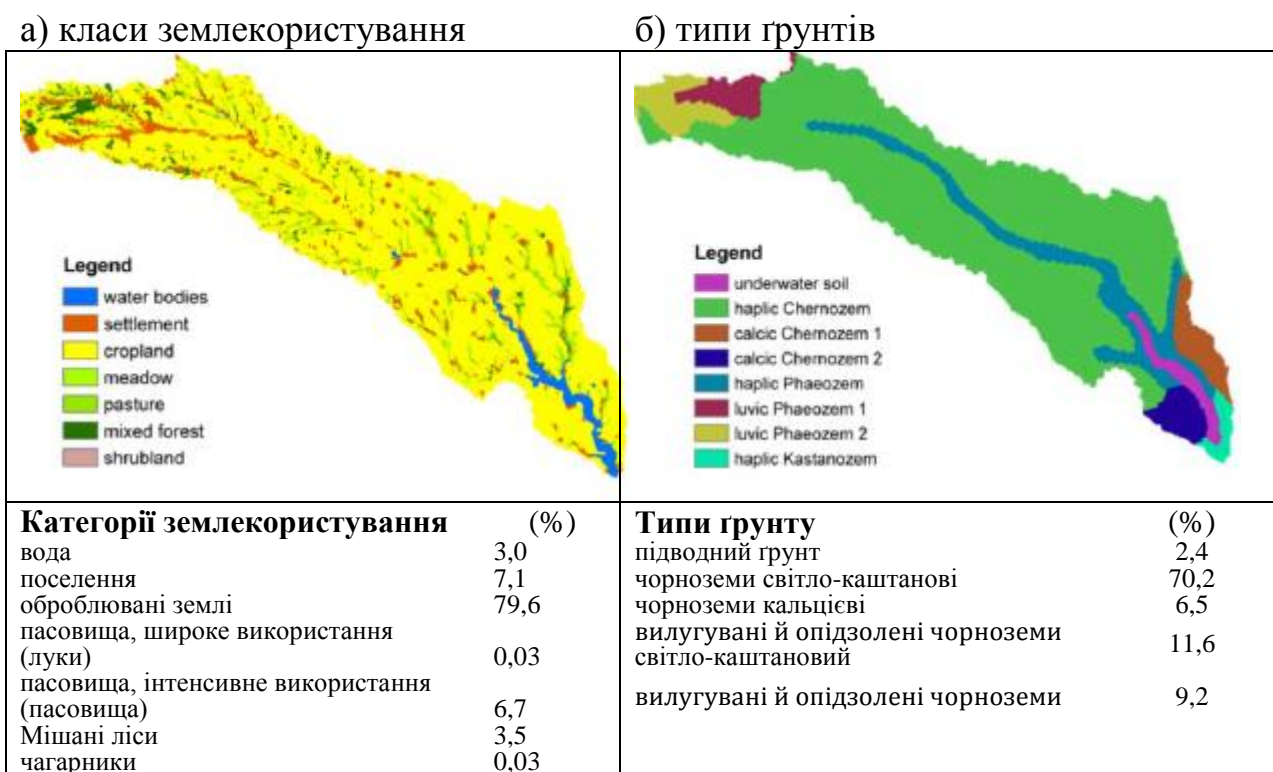


Рисунок 16.4 – Просторовий розподіл класів землекористування (а) і ґрунту (б) водозбору Тилігульського лиману

Карта землекористування свідчить про високий відсоток сільськогосподарських угідь (89 %). Лише невелика частина басейну покрита лісами (4 %), а луки займають тільки 7% площі дослідження. Достатньо висока частка водозбору зайнята поселеннями. Беручи до уваги економічні та соціальні умови в сільській місцевості, передбачалося, що ця частка водозбору використовується більше як пасовища і сади з більшою втратою води на інфільтрацію та випаровування, ніж у містах, для яких притаманна значна частка води, що не проникає до ґрунтового покриву. Більшість

поселень є селищами та рекреаційними зонами з високою часткою садів. Тому при моделюванні ці райони на карті землекористування були визначені як пасовища.

Водозбір Тилігульського лиману характеризується дуже родючими ґрунтами. Чорноземи (77 % від загальної площі водозбору), а також фаеземи (19 %) належать до найбільш продуктивних типів ґрунтів в світі з поверхневим шаром, який є багатим на перегній та доступні іони кальцію у частинках ґрунту, внаслідок чого має добру агрегатну структуру. Поверхневі шари чорноземну можуть бути товщиною за два метри, з вмістом гумусу до 16 % (<http://www.britannica.com>). У той час як чорноземи зустрічаються в регіонах з річною кількістю опадів 450-600 мм, вилугувані й опідзолені чорноземи зазвичай знаходяться в областях з більш за 550 мм опадів на рік. Відповідно, природною рослинністю, найбільш поширеною на чорноземних пасовищах, є степова рослинність, а на вилугуваних й опідзолених чорноземах – ліси. Цей зв'язок ґрунту, клімату і рослинності також простежується в районі Тилігульського лиману.

Під час налаштування моделі SWIM просторова інформація із суббасейну про розподіл і структуру землекористування та тип ґрунту співставлялася для того, щоб сформувати карту гідротопів. Гідротопи є найменшими просторовими одиницями в SWIM-моделюванні і визначаються як набори одиниць у межах одного суббасейна з однаковим землекористуванням та типом ґрунтів. Передбачалося, що гідрологічний режим, режим поживних (біогенних) речовин і процеси продукування рослинності в межах одного гідротопу є незмінними. Водозбір Тилігульського лиману було розмежовано на 920 гідротопів.

При оцінці впливу зміни клімату на поверхневий приплив прісних вод від річок та тимчасових водотоків до Тилігульського лиману за допомогою моделі SWIM, враховувались усі заходи водогосподарського управління. Вплив водосховищ та ставків може перешкодити наслідкам зміни клімату, тому що частина води в літні місяці витрачається на заповнення ставків.

На рис. 16.5-16.8 показана внутрішньорічна мінливість добових значень температури повітря, атмосферних опадів, витрат поверхневого річкового стоку з водозбірної басейну лиману, розрахована за моделлю SWIM, в типові роки різних кліматичних періодів за обраним регіональним сценарієм M10. Ці дані використовувались як вихідна інформація для моделювання гідроекологічних процесів у Тилігульському лимані у відповідні кліматичні періоди. Видно, що найбільші об'єми поверхневого

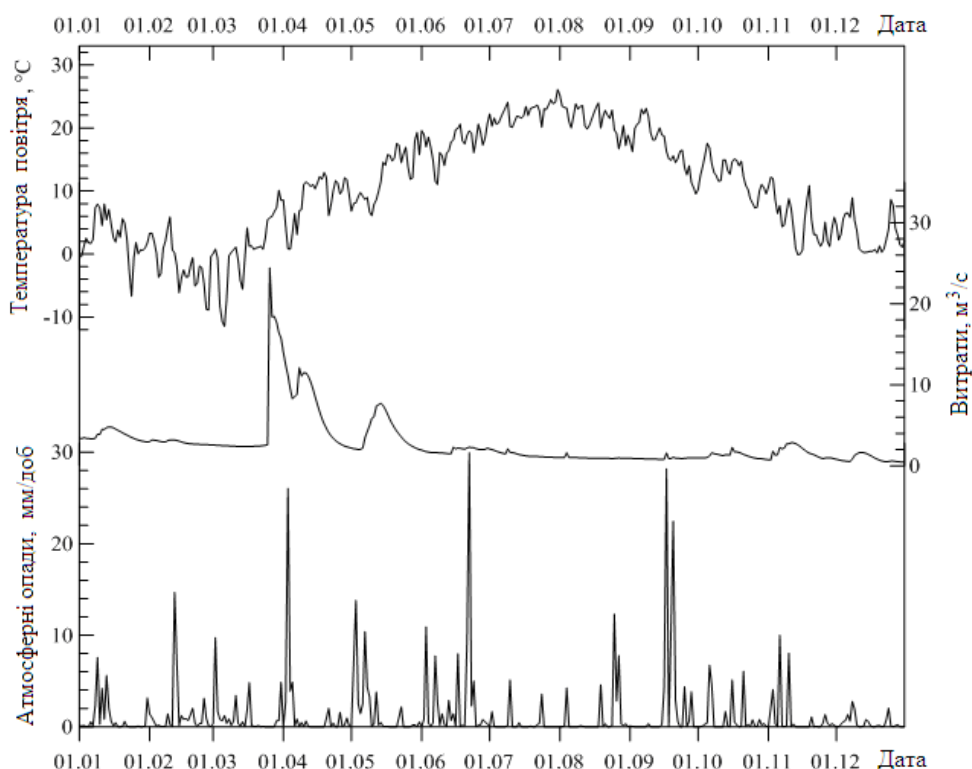


Рисунок 16.5 – Внутрішньорічна мінливість добових значень температури повітря, атмосферних опадів, витрат поверхневого річкового стоку з водозбірного басейну лиману в типовий рік кліматичного періоду **p0**

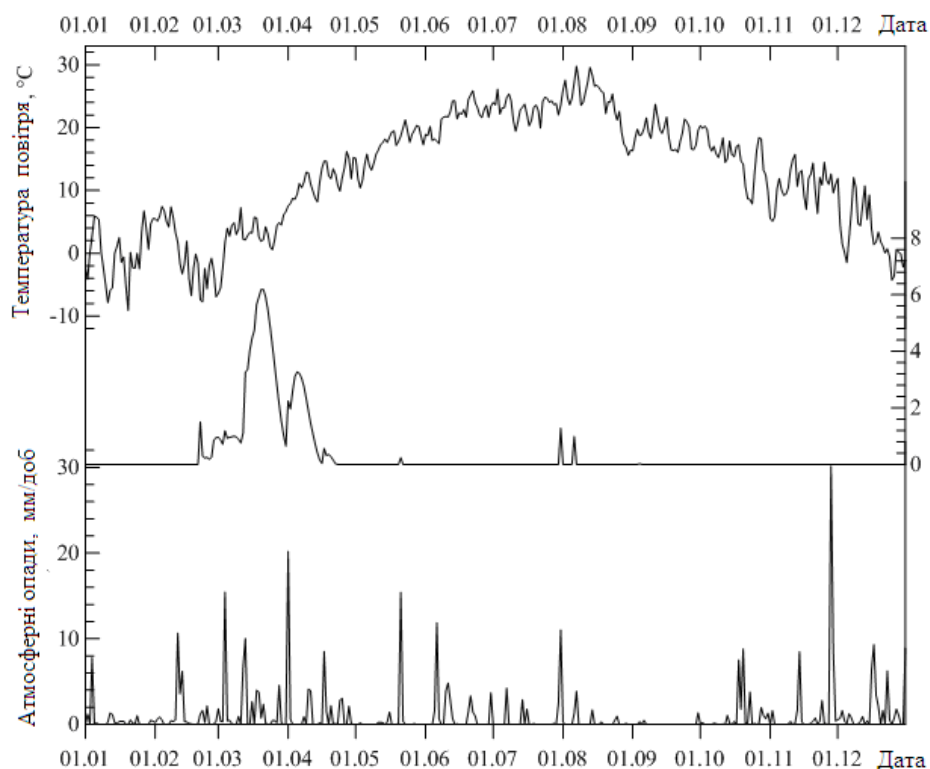


Рисунок 16.6 – Внутрішньорічна мінливість добових значень температури повітря, атмосферних опадів, витрат поверхневого річкового стоку з водозбірного басейну лиману в типовий рік кліматичного періоду **p1**

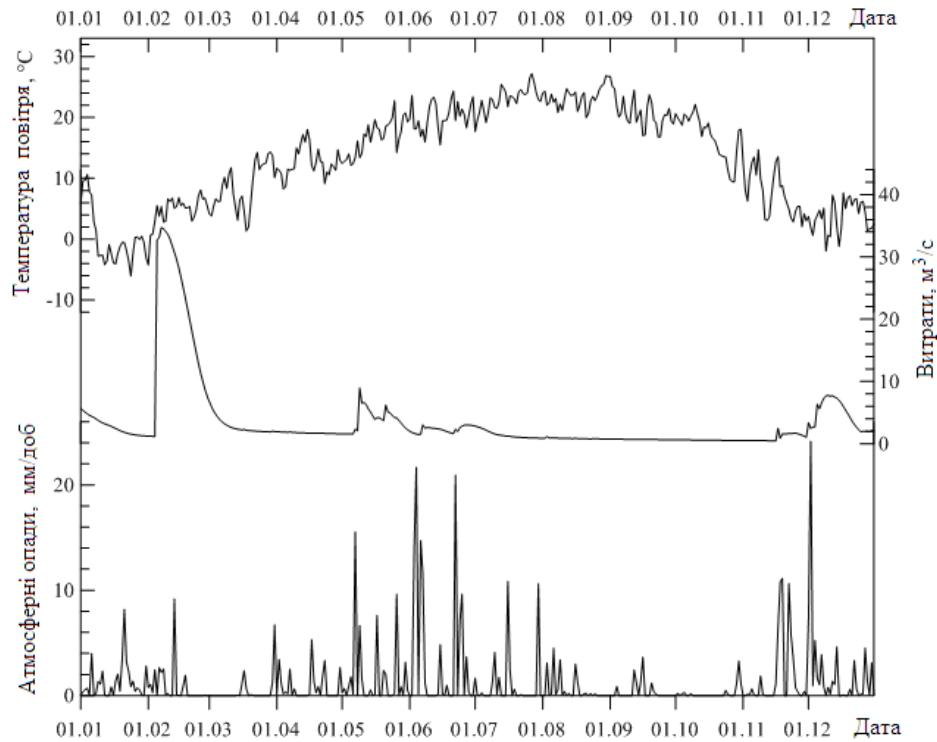


Рисунок 16.7 – Внутрішньорічна мінливість добових значень температури повітря, атмосферних опадів, витрат поверхневого річкового стоку з водозбірного басейну лиману в типовий рік кліматичного періоду **p2**

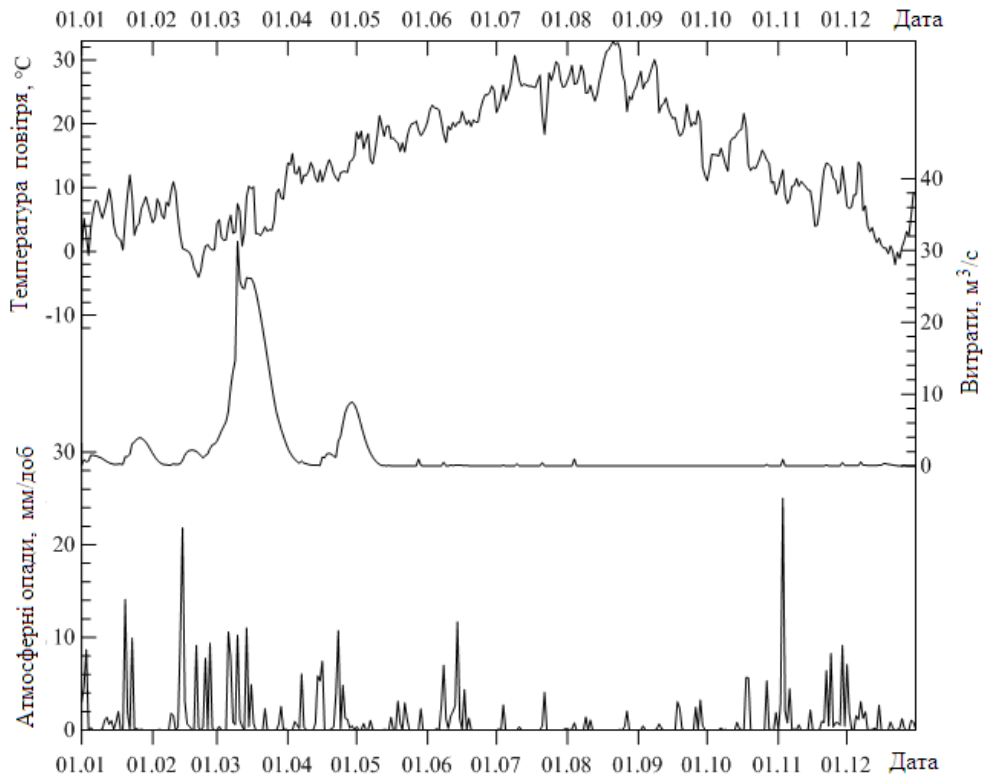


Рисунок 16.8 – Внутрішньорічна мінливість добових значень температури повітря, атмосферних опадів, витрат поверхневого річкового стоку з водозбірного басейну лиману в типовий рік кліматичного періоду **p3**

прісного стоку з водозбірною басейну надходять у період весняного водопілля, який, у зв'язку із підвищенням температури повітря протягом XXI, зміщується з квітня (у період p_0) на березень (в періоди p_1 і p_3) і лютий (в період p_2). Якщо в кліматичні періоди p_0 та p_2 безперевний поверхневий стік присутній на протязі всього року, то в періоди p_1 та p_3 більшу частину року він відсутній.

Клімат впливає на сумарне надходження до лиману біогенних речовин. Взагалі, біогенні речовини поведуться подібно до витрат води (рис. 16.9-16.12). Частково це є результатом впливу ставок, що враховані у моделі. Вони простежуються не тільки як накопичувачі води, але й як накопичувачі біогенних речовин, які надходять з водою. Тому, ці речовини можуть досягти лиману тільки з тією водою, яка дійшла до гирла річки.

На рис. 16.13 наведені отриманні за моделлю SWIM узагальнені за рік ефекти впливу змін клімату на кількість та якість води, яка надходить до Тилігульського лиману з водозбору [228] у типові роки різних кліматичних періодів. Видно, що річковий стік, а також надходження біогенних речовин, очікуються мінімальними в найближчому майбутньому (p_1), після чого відновляться у період p_2 , а потім знову знизяться у p_3 , але не так значно як у p_1 .

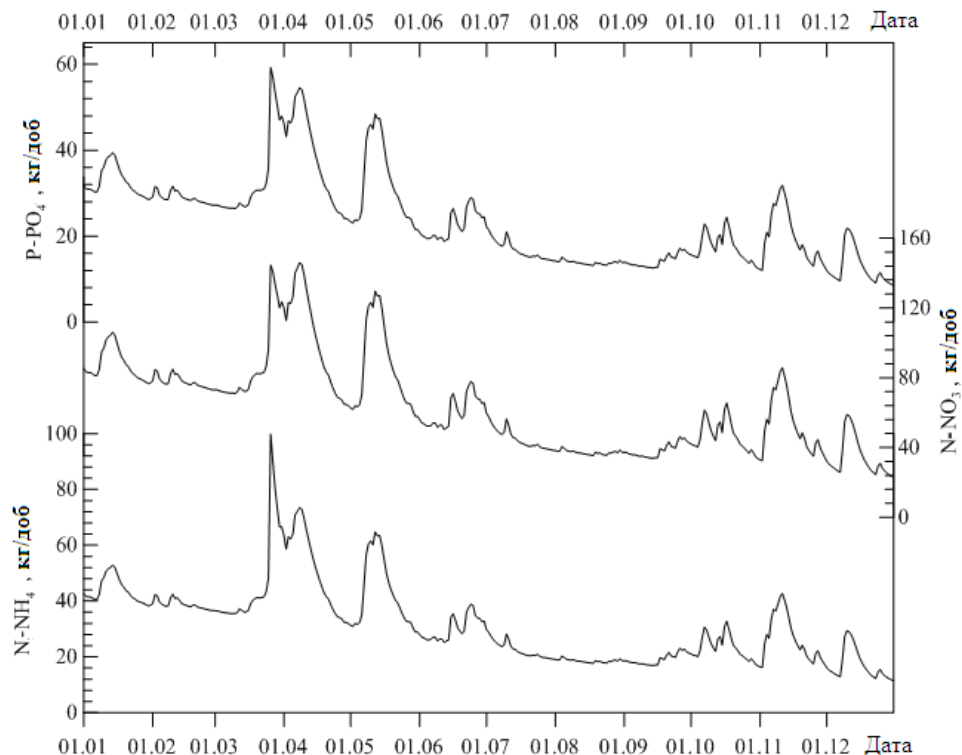


Рисунок 16.9 – Розрахована за моделлю SWIM внутрішньорічна мінливість добового надходження до лиману мінеральних форм азоту и фосфору з поверхневим стоком з водозбірною басейну лиману в типовий рік кліматичного періоду p_0

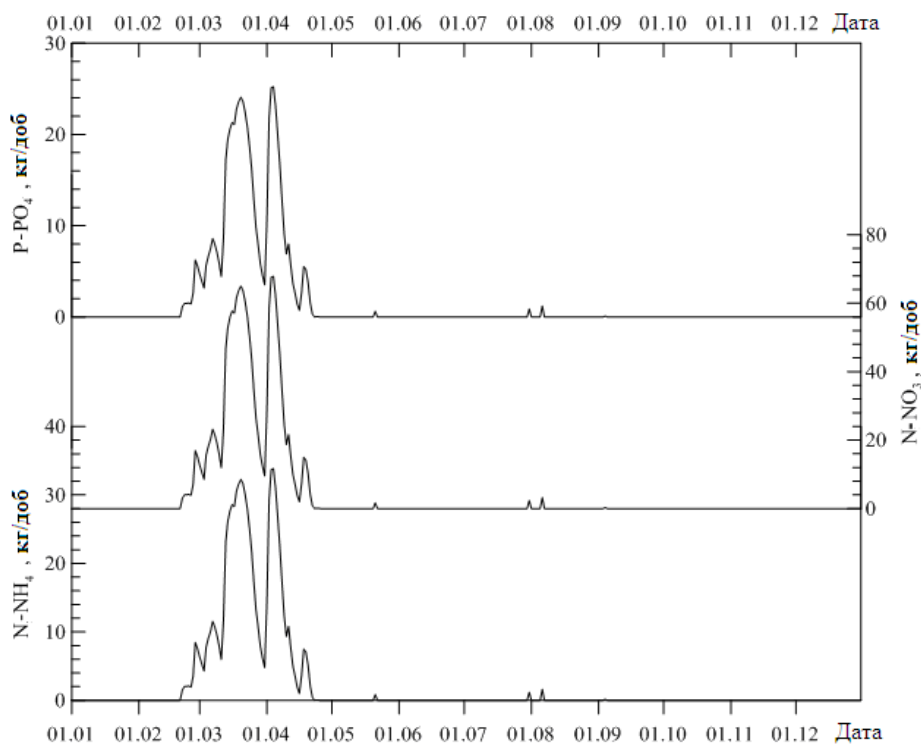


Рисунок 16.10 – Розрахована за моделлю SWIM внутрішньорічна мінливість добового надходження до лиману мінеральних форм азоту и фосфору з поверхневим стоком з водозбірного басейну лиману в типовий рік кліматичного періоду **p1**

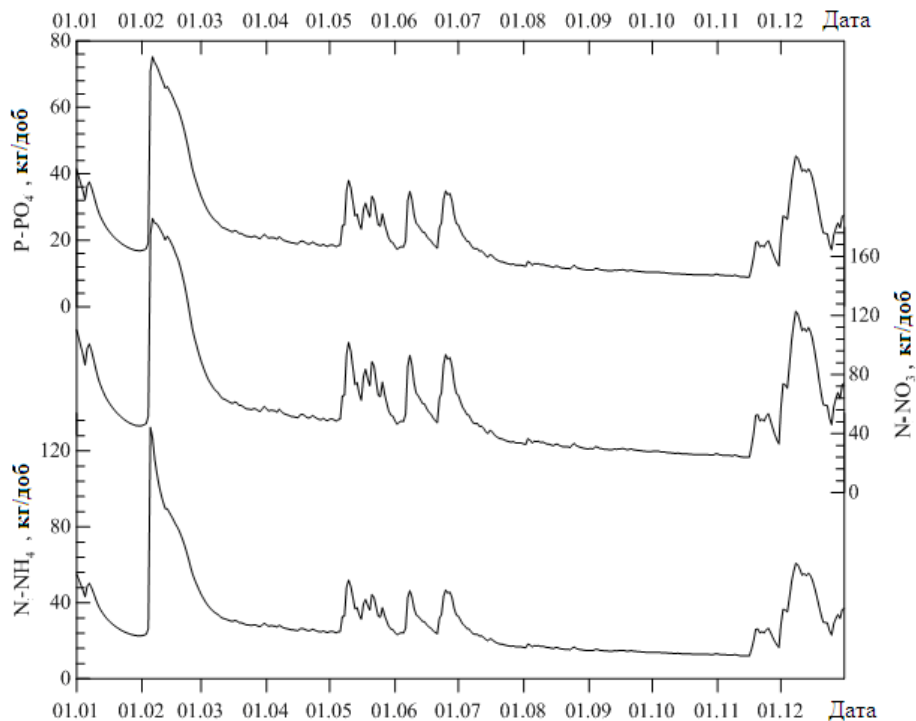


Рисунок 16.11 – Розрахована за моделлю SWIM внутрішньорічна мінливість добового надходження до лиману мінеральних форм азоту и фосфору з поверхневим стоком з водозбірного басейну лиману в типовий рік кліматичного періоду **p2**

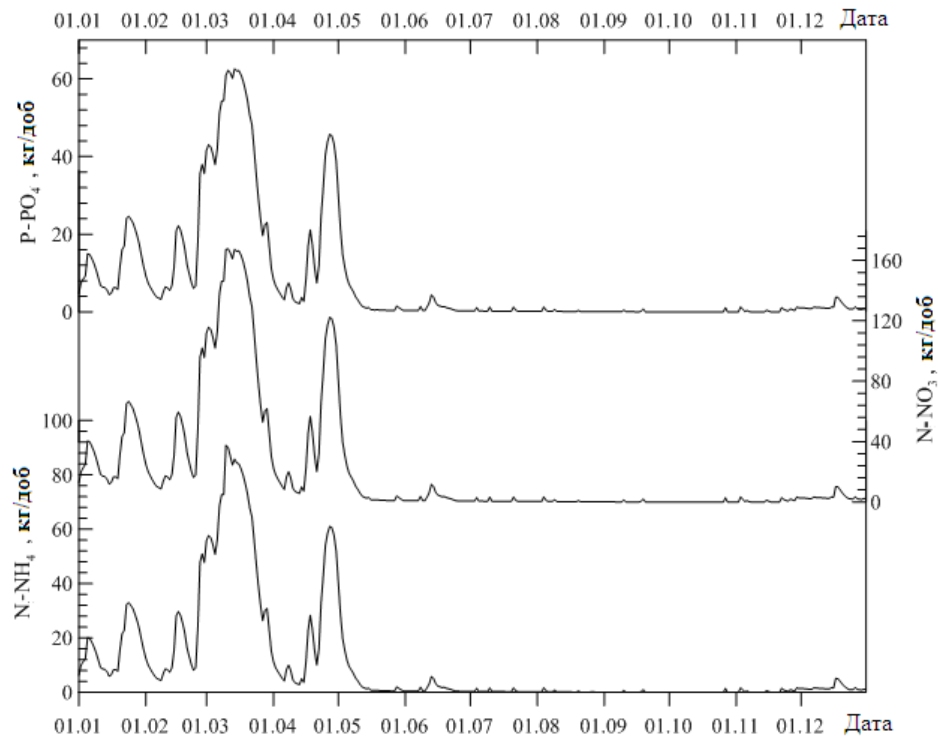


Рисунок 16.12 – Розрахована за моделлю SWIM внутрішньорічна мінливість добового надходження до лиману мінеральних форм азоту и фосфору з поверхневим стоком з водозбірною басейну лиману в типовий рік кліматичного періоду **p3**

16.4 Умови моделювання сценаріїв водо- та землекористування на водозборі лиману

На зміни екологічного стану Тилігульського лиману, окрім впливу кліматичних чинників, можуть впливати соціально-економічні умови на його водозбірному басейні, а також режим регулювання водообміну з морем через штучний сполучний канал. Соціально-економічні чинники, від яких залежать умови водо- та землекористування, визначають об'єми стоку прісної води і кількість біогенних речовин, що надходять в лиман. Водообмін з морем в останнє десятиліття здійснюється, в першу чергу, для компенсації дефіциту прісного балансу лиману і, отже, стабілізації рівня води в ньому, запобігання обмілінню. Рибогосподарське призначення каналу в умовах кліматичних змін стало вторинним. Водний і біогенний стік з водозбірною басейну лиману та режим водообміну з морем – це два чинники, які дозволяють в різній мірі регулювати екологічний стан лиману.

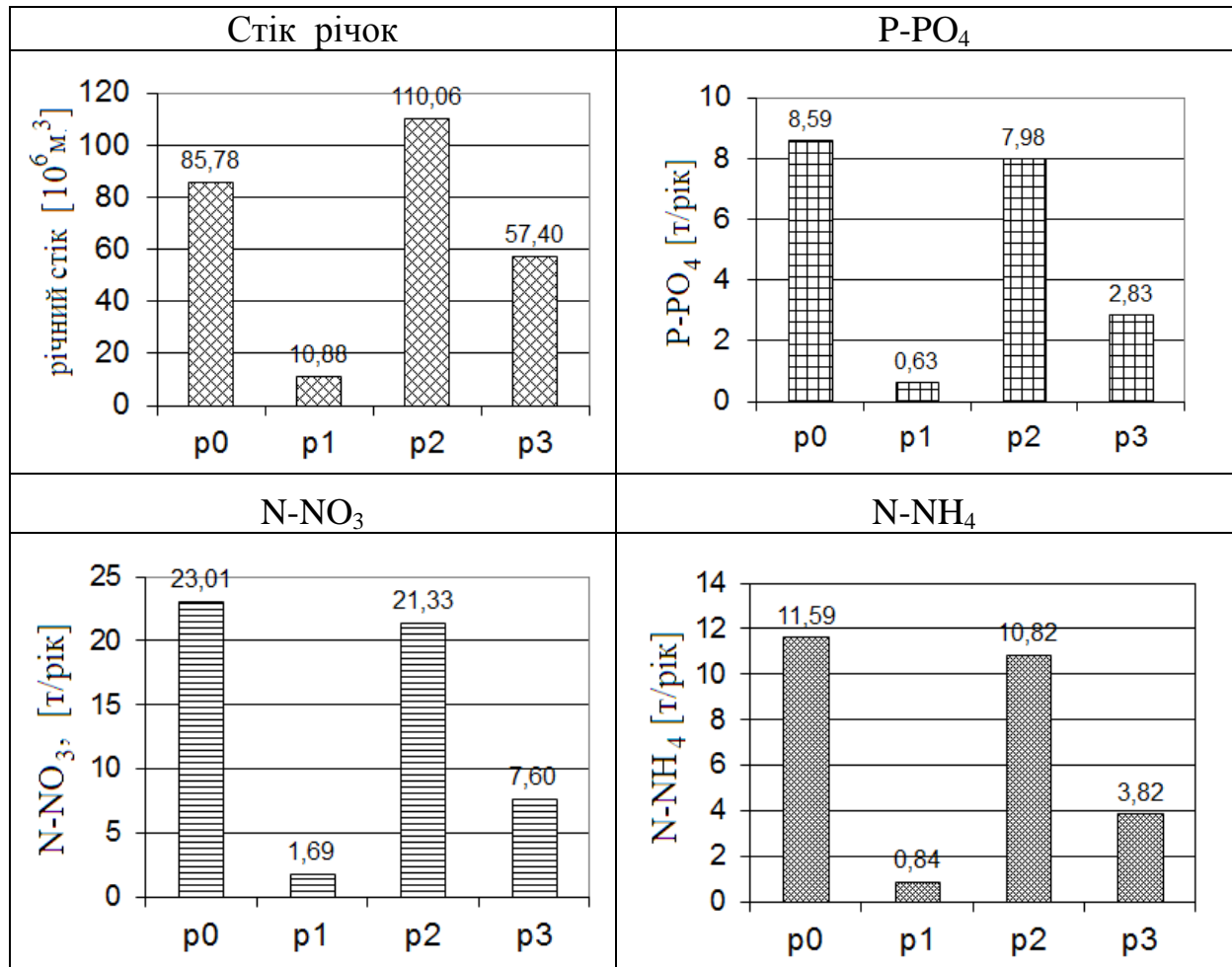


Рисунок 16.13 – Вплив змін клімату на річний приплив води та надходження біогенних речовин до Тилігульського лиману з водозбірного басейну у типові роки кліматичних періодів **p0-p3**, розрахованих за моделлю SWIM

При реалізації міжнародного дослідницького проекту 7-ої Рамкової Програми ЄС «Комплексне управління водними ресурсами і прибережною зоною в Європейських лагунах в умовах зміни клімату» (FP7-ENV-2011 № 283157 “Integrated water resources and coastal zone management in European lagoons in the context of climate change – LAGOONS) були розроблені 4 якісних сценарія майбутніх соціально-економічних змін для випадків розвитку або занепаду економічного та екологічного станів у басейні Тилігульського лиману [221]: «управління без змін» (BAU), «криза» (CR), «збалансоване природокористування» (MH), «повернення до природи» (SET).

Ці сценарії були перетворені у кількісні показники змін відносно базового періоду **p0** у землекористуванні та управлінні водним господарством [223], які наведені у таблицях 16.1-16.2. Зокрема:

1) в сценарії BAU землекористування залишилося незмінним, але за рахунок зменшення населення зменшується відбір води для задоволення його потреб та, відповідно, викиди біогенних речовин (табл. 16.2);

2) в сценарії CRI передбачається зменшення вдвічі площі земель зайнятих лісами за рахунок перетворення їх у луки поблизу поселень;

3) в сценарії МН запроваджується «екологічний коридор» вздовж річки Тилігул, що призведе до перетворення 10 % сільськогосподарських угідь водозбору у пасовища або луки, а на півночі водозбору – у ліси, частка яких збільшиться на 10 %; ліквідується 50 % штучних водойм;

4) в сценарії SET 20 % сільськогосподарських земель водозбору, в межах екологічного коридору, перетворюються в зарезервовані землі (луки) та ліси (на півночі водозбору), частка яких збільшиться на 40 %; ліквідується 75 % штучних водойм.

Таблиця 16.1 – Зміни (%) у порівнянні з базовим періодом **p0** чинників, які кількість та якість стоку з водозбірного басейну лиману за різними сценаріями соціально-економічного розвитку

			BAU	CRI	МН	SET
Точкові джерела	Населення	Одеська обл.	-4	-30	0	-15
		Миколаївська	-12	-40	0	-20
	Худоба	корови	0	-20	20	-20
		свині	0	-20	20	-20
		кози+овці	20	50	0	-20
	Очистка стічних вод		0	-10	50	20
Водокристування	Населення	Одеська обл.	-4	-30	0	-15
		Миколаївська	-12	-40	0	-20
	Штучні водойми		0	0	-50	-75
Добрива	Урожай		-20	-40	0	50
	Органічне землеробство		10	-10	10	25
	Мінеральні добрива		0	-50	500	200
	Органічні добрива		0	10	10	-10

Таблиця 16.2 – Відносні зміни (%) у земле- та водокористуванні за різними сценаріями соціально-економічного розвитку на водозбірному басейні лиману, які враховувались при моделюванні за SWIM

Управляючі чинники	Сценарії			
	BAU	CRI	MH	SET
Викиди біогенних речовин (з точкових джерел)	-8	-20	-50	-35
Добрива мінеральні	-	-50	+500	+200
Добрива органічні	-	+10	+10	-10
Відбір води	-8	-30	-	-15
Штучні водойми	-	-	-50	-75

Застосування моделі SWIM показало, що за рахунок зазначених змін у земле- та водокористуванні на водозбірному басейні Тилігульського лиману відбуваються зміни у об'ємах річного стоку та надходженні з ним біогенних речовин до лиману (рис. 16.14). Найбільше зменшення надходження до лиману мінеральних форм азоту (-28 %) і фосфору (-21 %) досягається для сценарію MH за рахунок скорочення викидів біогенних речовин у населених пунктах на 50 %. Хоча передбачається, що кількість мінеральних добрив в сценарії MH в п'ять разів вища, ніж за стандартних умов, використана кількість добрив, як і раніше, була низькою і не може помітно збільшити дифузійне забруднення сільськогосподарських угідь азотними мінеральними сполуками. При реалізації сценарію SET у порівнянні з MH значно зменшиться надходження N-NH₄ (на 76 %), але збільшиться N-NO₃ (на 34 %) та P-PO₄ (на 35 %). У порівнянні з вихідним сценарієм **p1** відновиться загальне надходження до лиману мінерального азоту та на 23 % збільшиться надходження P-PO₄.

16.5 Результати моделювання впливу кліматичних змін на гідроекологічні характеристики лиману

Оцінка впливу кліматичних змін на Тилігульський лиман виконувалася на основі модельних розрахунків для типових років, визначених за методологією, представленою в розділі 16.3. Результати розрахунків аналізувалися в 3 точках лиману, які розташовані в глибоких південній, центральній її частинах (St 1, St 2), а також в мілководній північній частині –

St 3 (рис. 16.15). Південна частина зазнає вплив водообміну з морем через штучний сполучний канал в період його функціонування протягом 3 місяців на рік (у квітні-червні), а в північну частину поступає переважуюча частина прісного стоку (більше 95 %), перш за все р. Тилігул.

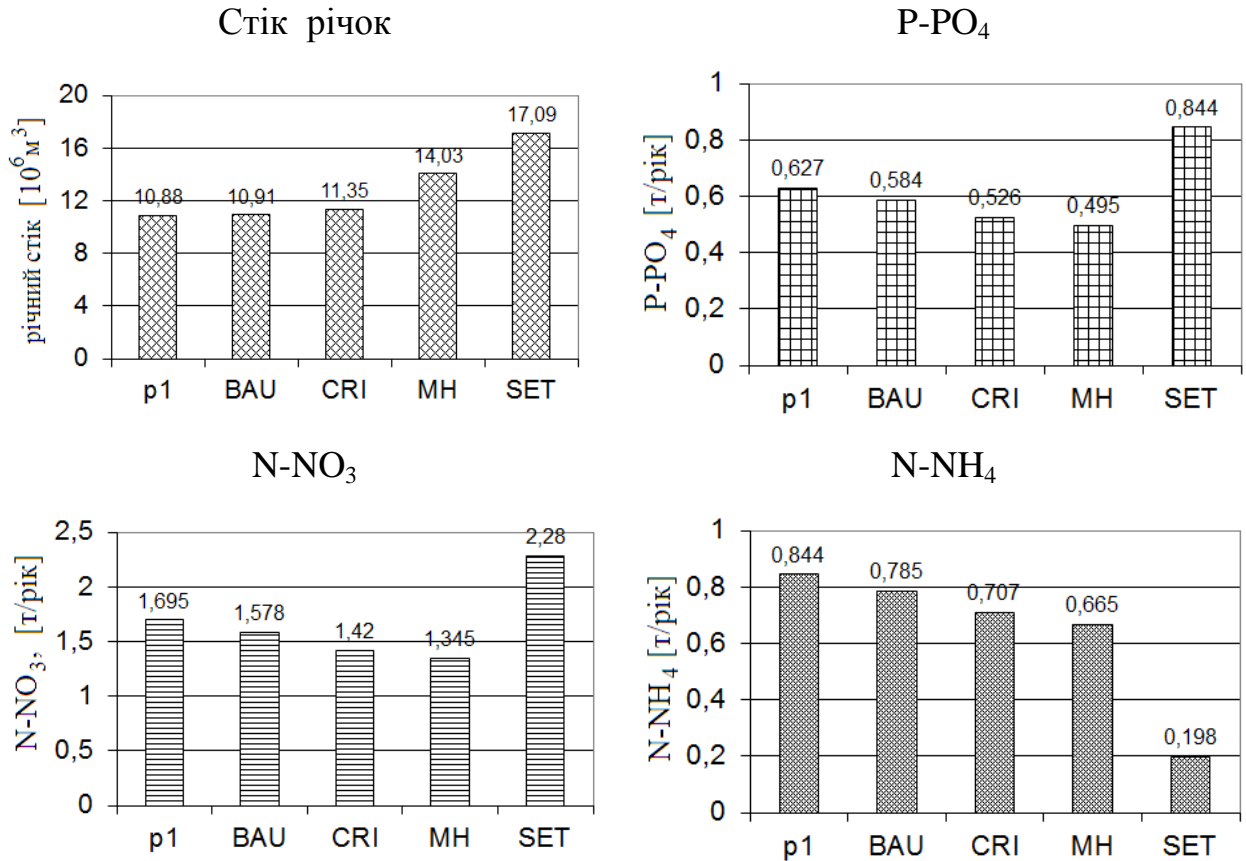


Рисунок 16.14 – Розраховані з використанням моделі SWIM річний приплив води та надходження біогенних речовин до Тилігульського лиману з його водозбірної басейну за різними сценаріями соціально-економічного розвитку в типовий рік кліматичного періоду **p1**

Узагальнена інформація щодо кліматичної мінливості основних «збурюючих» екосистему лиману природних факторів приведена на рис. 16.13, 16.16.

Особливості внутрішньорічної мінливості модельованих екологічних змінних в типові роки різних прогностичних періодів в різних частинах лиману показані на рис. 16.17-16.18. Біомаса водоростей досягає своїх максимальних значень в серпні - першій половині вересня. В періоди **p0** і **p1** в південній і центральній частинах лиману, на фоні основного піку біомаси виділяються два локальних – на початку серпня і початку вересня. У

мілководній північній частині лиману домінує пік біомаси водоростей у вересні. Біомаса досягає тут своїх максимальних значень для всього лиману.

У прогностичний період **p2** у всіх частинах лиману утворюється один потужний пік біомаси з максимумом в кінці серпня. В північній частині біомаса водоростей досягає свого історичного максимуму.

В період **p3** у всіх частинах лиману домінує пік біомаси фітопланктону на початку серпня. На відміну від попередніх періодів, максимальні значення біомаси відповідають південній частині лиману. Це є наслідком збільшення припливу в лиман морських вод через сполучний канал, які поставляють до лиману додаткову кількість мінерального азоту, який лімітує продукцію водоростей.

Мінімальні концентрації фосфатів у всі періоди моделювання відповідають фазам інтенсивного зростання (продукції) біомаси фітопланктону. У північній частині лиману в осінньо-зимовий період концентрації фосфатів можуть знижуватися у декілька разів, в порівнянні з весняним періодом. Запаси фосфатів в цій частині водоймища поповнюються, в основному, за рахунок припливу

річкових вод з дренажного басейну наприкінці зими - навесні і мінералізації запасів органічної речовини в донних відкладах.

Максимум у внутрішньорічній мінливості концентрацій амонійного азоту зміщений на місяць по відношенню до максимуму біомаси водоростей і відзначається у вересні-на початку жовтня. Утворюється в результаті мінералізації органічної речовини відмерлих водоростей. Максимальні

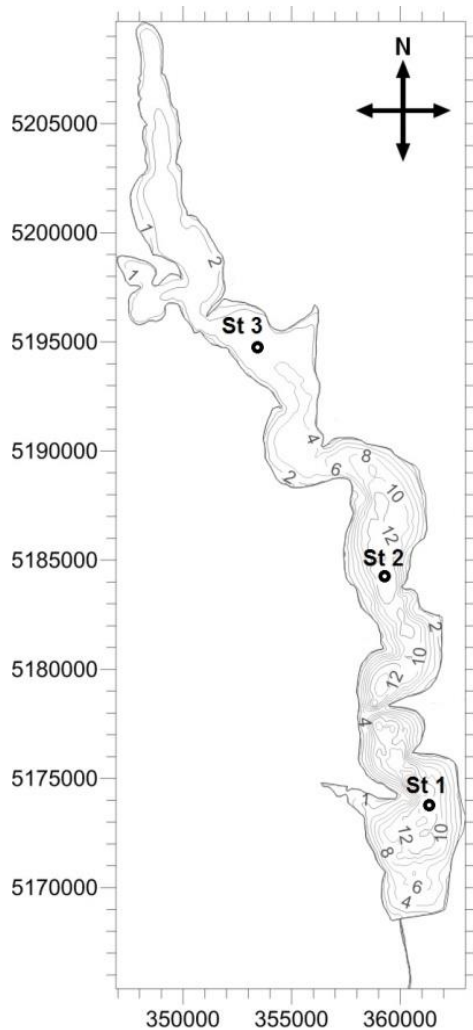


Рисунок 16.15 – Батиметрична карта Тилігульського лиману та розташування точок аналізу отриманих результатів. На осях координат вказані позначки СУППМ (сітки по універсальній поперечній проекції Меркатора) з кроком 5000 м, зона 36N.

концентрації нітратного азоту відзначаються наприкінці жовтня – початку листопада, як результат нітрифікації амонійного азоту.

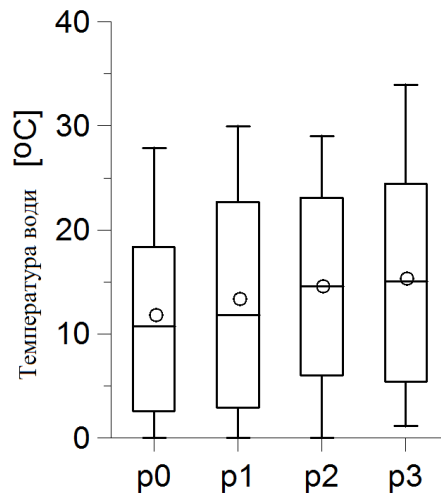


Рисунок 16.16 – Кліматичні зміни характеристик внутрішньорічної мінливості температури води в лимані в типові роки різних кліматичних періодів, розрахованої за моделлю OSENU-MECCA-EUTRO. Приведені мінімальні, максимальні, медіанні і середні (точки) значення, а також значення 25 % та 75 % квантілей.

Внутрішньорічна мінливість солоності води в лимані у типові роки різних періодів приведена на рис. 16.19-16.20. Вона формується під впливом епізодичного припливу річкового стоку з водозбірного басейну в північну частину лиману (в основному навесні), надходження морських вод через сполучний канал (у квітні-червні) в об'ємах необхідних для компенсації дефіциту прісного балансу лиману, який сформувався до моменту відкриття каналу, і інтенсивного випаровування в теплий період року. В умовах відсутності або незначного прісного стоку з дренажного басейну в другій половині року, мілководна північна частина лиману є джерелом високосолоних вод для всього лиману (періоди **p1**, **p3**) внаслідок інтенсивного випаровування. Інтенсивне надходження морських вод через канал в роки із значним дефіцитом прісного балансу (**p1**, **p3**) сприяє зменшенню солоності в південній частині лиману. У роки, коли річковий стік з водозбірного басейну значний, його явний вплив проявляється в зменшенні солоності вод не лише в північній, але й в південній частині лиману (**p0**, **p2**).

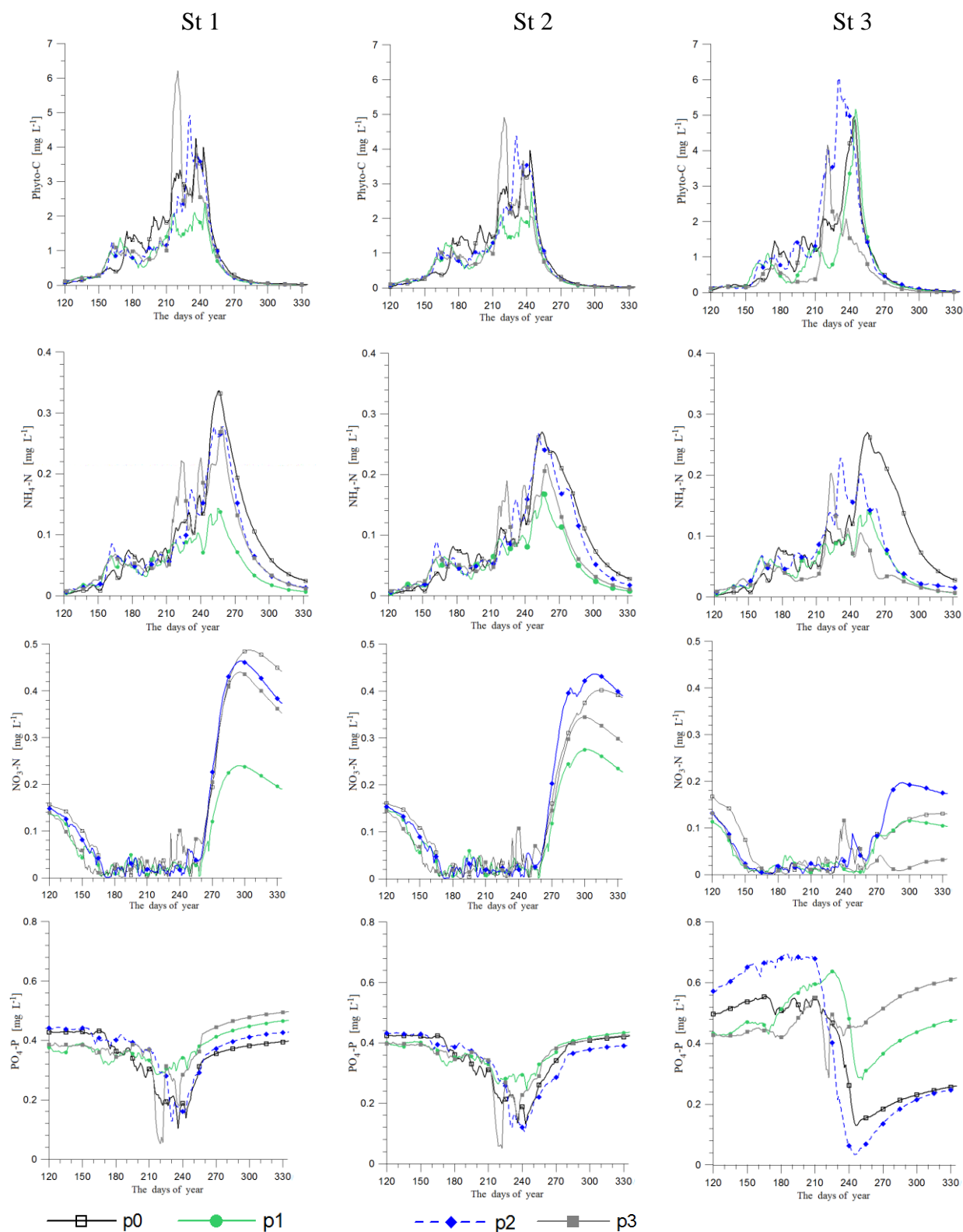


Рисунок 16.17 – Мінливість у Тилігульському лимані щодобових значень модельованих екологічних змінних з травня по жовтень в типові роки різних періодів (p0 - 1971- 2000 рр.; p1 – 2011-2040 рр.; p2 – 2041-2070 рр.; p3 – 2071-2098 рр.) в точках St 1, St 2, St3 лиману (рис. 16.15)

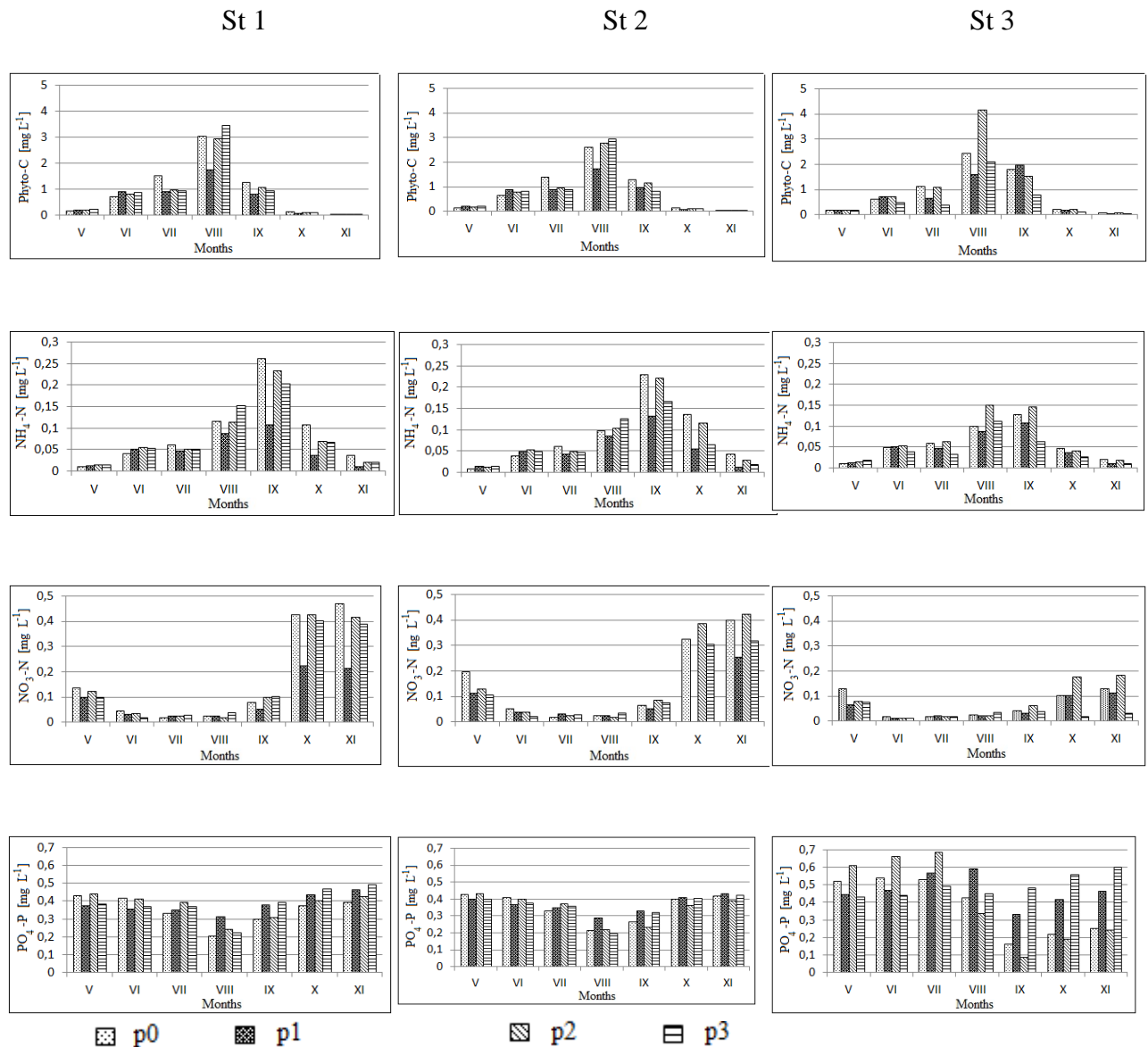


Рисунок 16.18 – Мінливість в Тилігульському лимані середньомісячних значень модельованих екологічних змінних з травня по жовтень в типові роки різних періодів (**p0** – 1971-2000 pp.; **p1** – 2011-2040 pp.; **p2** – 2041-2070 pp.; **p3** – 2071-2098 pp.) в точках St 1, St 2, St3 лиману

Узагальнена інформація про просторово-часову мінливість основних гідроекологічних характеристик лиману, таких як солоність, біомаса фітопланктону, N-NH_4 , N-NO_3 , P-PO_4 , O_2 представлена на рис. 16.20 - 16.21. У таблиці 16.3 представлені зміни середніх для лиману значень модельованих характеристик в типові роки прогностичних періодів в порівнянні з їх значеннями в період **p0**.

Результати модельних розрахунків свідчать, що сучасний період (**p1**) характеризується мінімальними середньорічними об'ємами річкового стоку в лиман, наслідком чого є збільшення солоності вод, зменшення концентрації

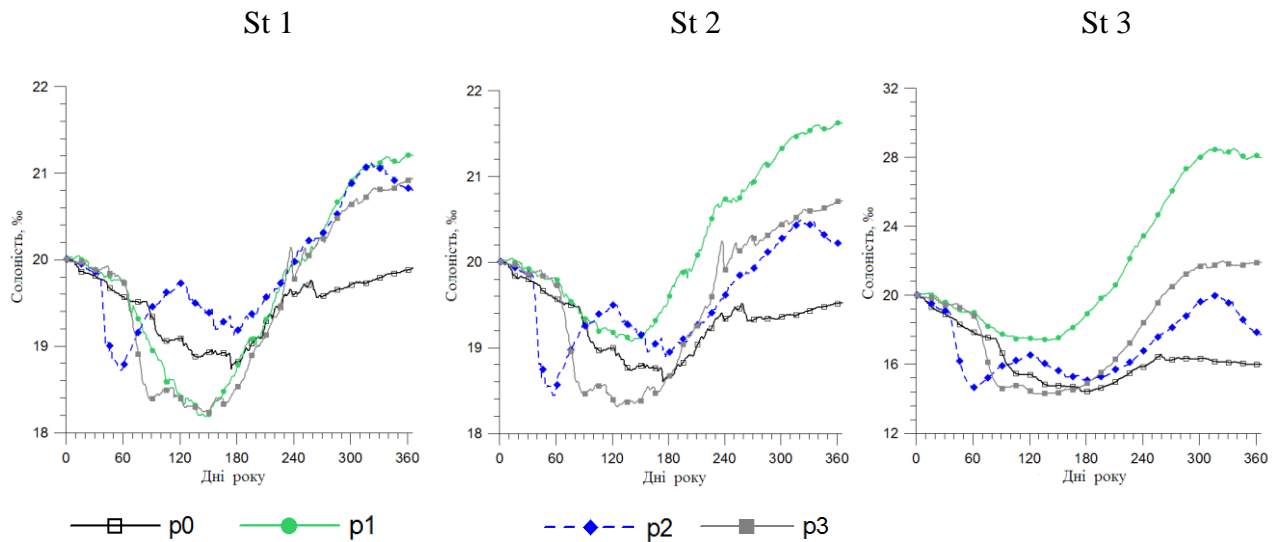


Рисунок 16.19 – Внутрішньорічна мінливість солоності води в типові роки різних періодів (p0 – 1971- 2000 pp.; p1 – 2011-2040 pp.; p2 – 2041-2070 pp.; p3 – 2071-2098 pp.) в точках St 1, St 2, St3 Тилігульського лиману

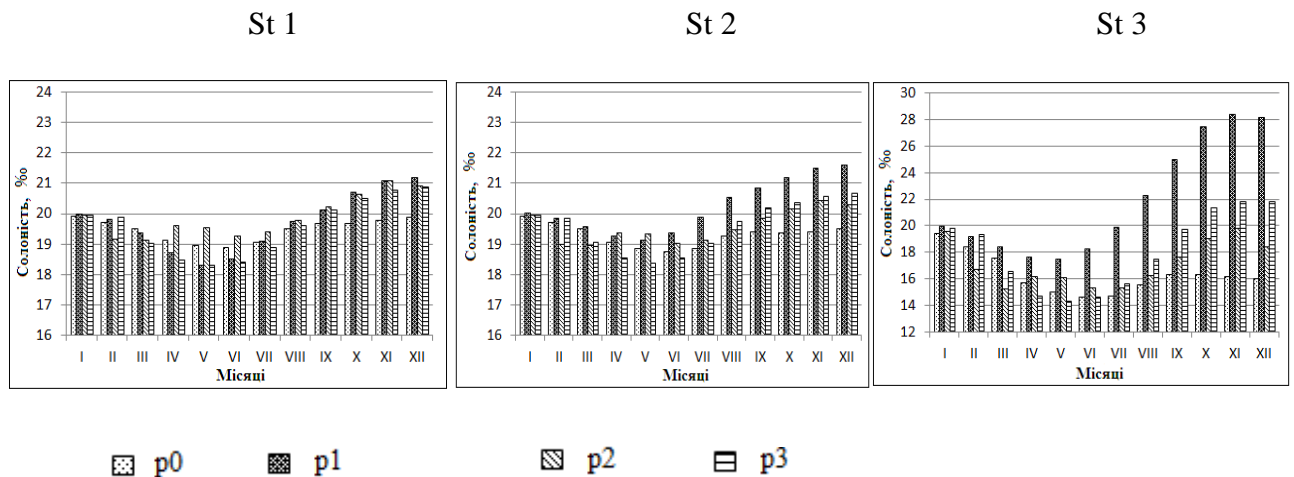


Рисунок 16.20 – Мінливість середньомісячних значень солоності води з травня по жовтень в типові роки різних кліматичних періодів (**p0** – 1971- 2000 pp.; **p1** – 2011-2040 pp.; **p2** – 2041-2070 pp.; **p3** – 2071-2098 pp.) в точках St 1, St 2, St3 Тилігульського лиману

N-NH₄, дефіцит якого призводить до лімітації первинної продукції водоростей в літні місяці і зменшенню їх загальної біомаси, зростанню концентрацій P-PO₄. Глибокі південна і центральні частини лиману, об'єм вод яких становить 80 % загального об'єму вод в лимані, володіють значним демпфіруючим ефектом по відношенню до впливу річкового стоку (1,6 % від об'єму вод лиману). Проте, навіть в цих частинах протягом річного циклу

спостерігається підвищення солоності вод на декілька промілей, що протягом декількох десятиліть приведе до підвищення солоності вод в лимані на декілька десятків промілей. Найбільше підвищення солоності відбувається в мілководній північній частині лиману наприкінці літнього – на початку осіннього періодів року. За відсутності прісного стоку та інтенсивному випаровуванні в літні місяці солоність тут може підвищуватися до кінця року до 27 ‰. Ці солоні води проникають в центральну і південну частини лиману, сприяючи підвищенню солоності води в них. Отримані результати гідродинамічного моделювання підтверджуються незалежними розрахунками з використанням моделі водно-сольового балансу лиману, згідно з якими середня солоність вод лиману до кінця прогностичного періоду **p1** підвищиться до 35 – 50 ‰.

Для прогностичного періоду **p2** очікується значне збільшення бічного прісного стоку в лиман. Разом зі стоком збільшиться надходження мінеральних з'єднань азоту, що спричинить зростання біомаси водоростей в лимані, а також інтенсивність їх «цвітіння» (по максимальних значеннях біомаси). Не зважаючи на збільшення утилізації водоростями $P-PO_4$, їх концентрація в середньому також збільшиться за рахунок додаткового надходження з річковим стоком (рис. 16.21). Проте в періоди «спалахів» біомаси можливе епізодичне значне зменшення концентрації $P-PO_4$, особливо в мілководній північній частині лиману. Середні по акваторії лиману значення біомаси фітопланктону і концентрації $N-NH_4$ в період **p2** повернуться до значень періоду **p0** (табл. 16.4). Збільшаться середні концентрації $P-PO_4$ и, особливо, $N-NO_3$.

Прогностичний період **p3** характеризується меншим річковим стоком в порівнянні з **p2** і **p0**, проте більшим, ніж для **p1**. У цей же період температури води і повітря, а, отже, випаровування з водної поверхні лиману досягнуть своїх максимальних значень. Для компенсації дефіциту прісного балансу збільшиться приплив через канал морських вод в південну частину лиману. Просторовий розподіл біомаси фітопланктону в цей період характеризується максимальними значеннями в південній частині лиману і мінімальними – в північній, де зростання водоростей стримуватиметься недостатньою кількістю $N-NH_4$ (рис. 16.21). Середні по акваторії лиману значення біомаси фітопланктону, концентрації $N-NH_4$ будуть менші, а $N-NO_3$ и $P-PO_4$ – більші, ніж в період **p0** (табл. 16.4).

У зв'язку із загальною тенденцією росту температури води і біомаси фітопланктону в глибоких південній і центральній частинах лиману у XXI сторіччі, його кисневий режим також погіршуватиметься (табл. 16.4), а

мінімуми кисню в придонному шарі, особливо в центральній частині, заглиблюватимуться (рис. 16.21).

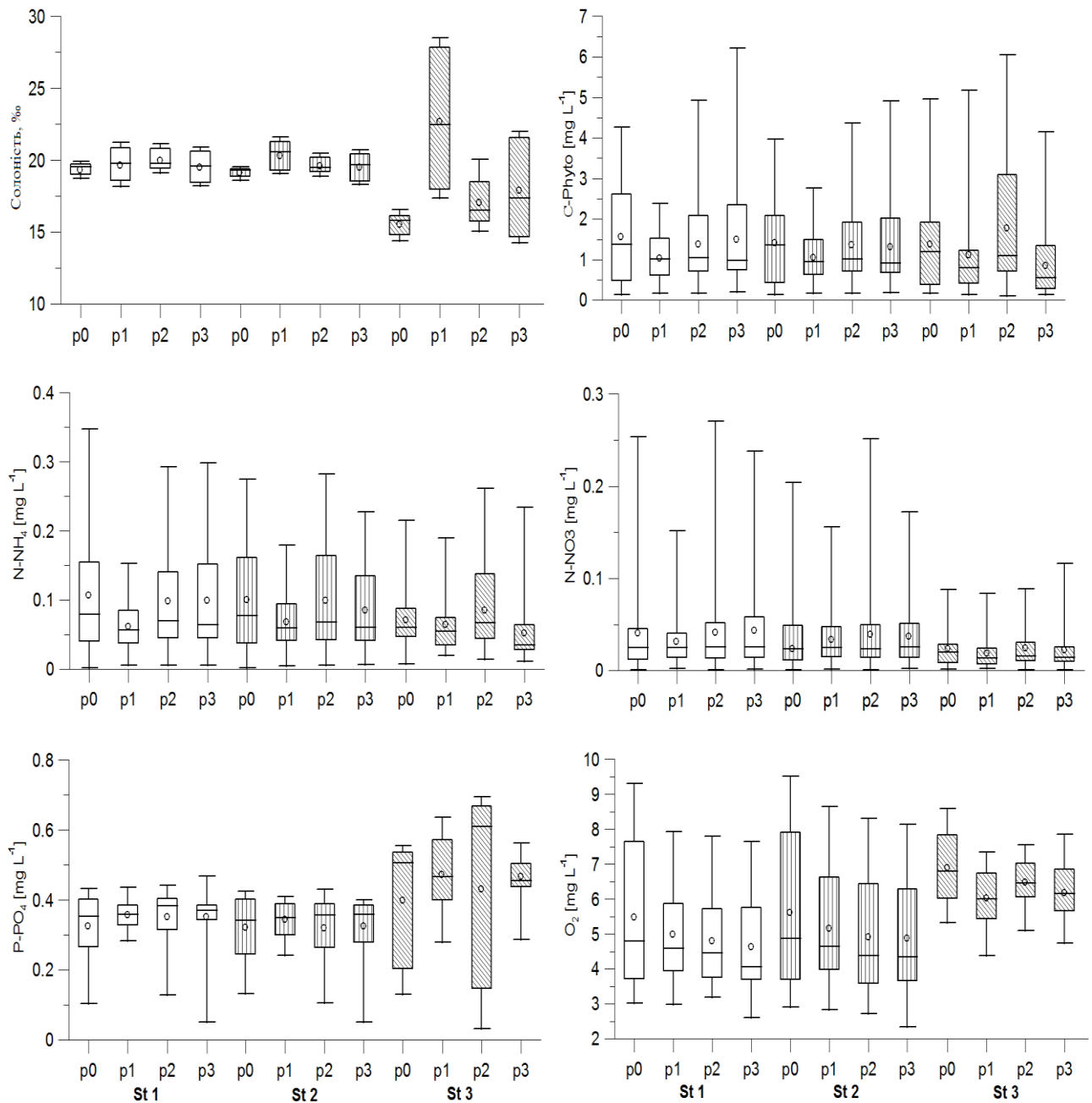


Рисунок 16.21 – Результати моделювання в різних частинах Тилігульського лиману (точки St1, St2, St3) просторово-часової мінливості гідроекологічних характеристик в типові (**p0**, **p1**, **p2**, **p3**) роки різних кліматичних періодів. Приведені мінімальні, максимальні, медіанні і середні (точки) значення, а також значення 25 % та 75 % квантілей.

Таблиця 16.4 – Відносні зміни (у %) біомаси фітопланктону C-Phyto, концентрацій N-NO₃, N-NH₄, P-PO₄, O₂ та солоності у типові роки прогностичних періодів (**p1-p3**) в порівнянні з періодом **p0**

Сценарій		C- Phyto	N- NO ₃	N- NH ₄	P -PO ₄	O ₂	Солоність
Типовий 1	p1/p0	-26,93	5,84	-32,51	9,86	-9,28	10,10
Типовий 2	p2/p0	-1,04	30,58	-1,1	3,44	-11,19	3,86
Типовий 3	p3/p0	-10,59	27,98	-12,05	6,04	-13,38	3,39

16.6 Результати моделювання змін гідроекологічних характеристик лиману за різними сценаріями менеджменту

Вплив кліматичних змін на екологічний стан Тилігульського лиману, при збереженні сучасних режимів господарської діяльності на його водозбірному басейні та водообміну з морем через канал (у квітні-червні для наповнення лиману), детально обговорювався в попередньому розділі. У даному розділі розглядається спільний вплив змін клімату в найближчому майбутньому (типовий рік періоду **p1** – 2011-2040 рр.) та сценаріїв земле-, водокористування на водозбірному басейні лиману (див.розділ 16.4), режиму водообміну з морем (див.розділ 15.4). При моделюванні сценаріїв земле- і водокористування на водозбірному басейні лиману, метеорологічні умови і умови на морській границі каналу вважалися однаковими для всіх проаналізованих сценаріїв. Основна відмінність між сценаріями полягала в зміні об'ємів водного і біогенного стоку, які зумовлені відповідно змінами земле- і водокористування на водозбірному басейні лиману(рис. 16.4). Результати розрахунків представлені на рис. 16.22 і в таблиці 16.5.

У розділах 16.3, 16.5 звертається увага на те, що сучасний кліматичний період **p1** характеризується мінімальними середньо багаторічними об'ємами бічного прісного стоку, який становить лише 1,6 % від загального об'єму води в лимані. Ця особливість зумовила отримані результати сценарних розрахунків: вплив різних сценаріїв господарської діяльності на водозбірному басейні лиману, не зважаючи на передбачені радикальні зміни, значимо виявляється лише в мілководній північній його частині, на яку доводиться більше 95 % прісного стоку.

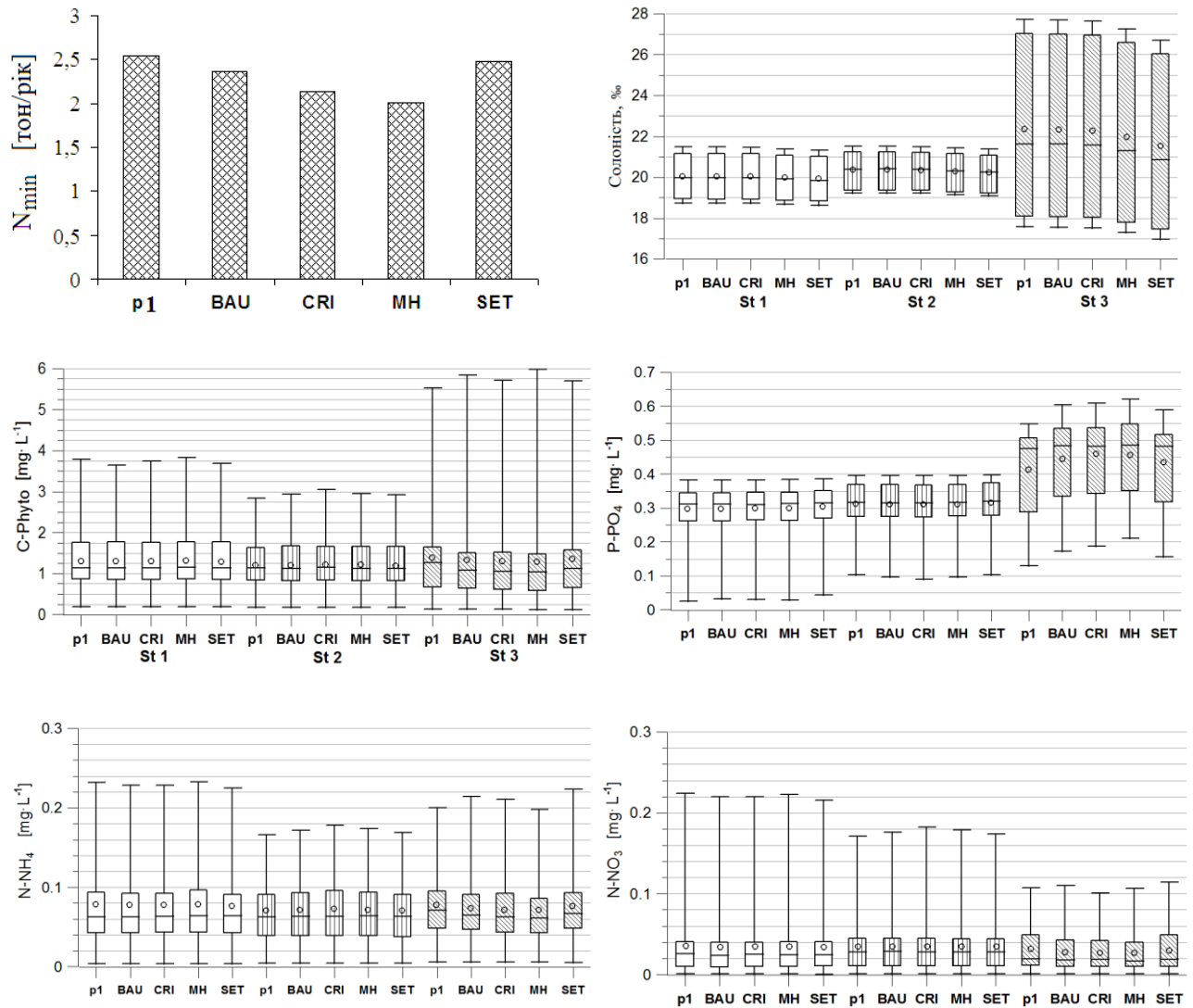


Рисунок 16.22 – Зміни об'єму річного припливу прісних вод і кількості мінерального азоту, який надходить з ними, до Тилігульського лиману, а також результати моделювання в різних частинах лиману (точки St 1, St 2, St 3) гідроекологічних характеристик, при реалізації різних сценаріїв менеджменту на водозбірному басейні (BAU, CRI, MH, SET) у порівнянні з типовим (посилочним) роком періоду **p1**. Приведені мінімальні, максимальні, медіанні і середні (точки) значення, а також значення 25 % та 75 % квантілей

Всі сценарії передбачають збільшення річкового стоку в лиман: BAU і CRI – за рахунок зменшення чисельності населення і, відповідно, водоспоживання; MH – в результаті зменшення чисельності ставків на 50 %, SET – зменшення кількості ставків на 75 % і водоспоживання населенням.

В результаті реалізації сценаріїв MH і SET темпи зростання солоності води в лимані знизяться. Первинна продукція органічної речовини в Тилігульському лимані лімітується мінеральним азотом $N_{min} = N-NH_4 + N-NO_3$,

надходження якого з водозбірною басейну зменшиться як при кризовому сценарії CRI, так і при реалізації сценарію МН. Ці зміни позначаються, хоча і в незначній мірі, на зменшенні середніх концентрацій N-NH₄, N-NO₃, біомаси водоростей, а також на відповідному до них збільшенні концентрацій P-PO₄ взагалі у лимані і, особливо явно, – в північній його частині. Дуже слабкі відгуки на сценарні зміни відзначаються в південній частині лиману – при сценарії МН і центральній його частині – при сценарії CRI. Виявляються вони в незначному збільшенні максимальних концентрацій мінеральних форм азоту і, відповідно, біомаси водоростей.

Таблиця 16.5 – Відносні зміни (у %) об'єму річного припливу прісних вод, біомаси фітопланктону C-Phyto, концентрацій N-NO₃, N-NH₄, P-PO₄ та солоності вод в цілому для Тилігульського лиману для кожного з сценаріїв його менеджменту у порівнянні з умовами типового року періоду p1 (2011 – 2040).

Сценарії	Річний стік	C-Phyto	N-NO ₃	N-NH ₄	P-PO ₄	Солоність
BAU	0,90	-0,56	-3,62	-0,56	1,51	-0,02
CRI	4,05	-0,22	-3,18	-0,28	2,13	-0,11
МН	28,61	-0,58	-3,19	-0,58	2,15	-0,60
SET	56,65	-1,14	-2,70	-1,04	2,36	-1,18
p1S	0,00	-2,32	-9,19	-2,12	-2,29	-2,78

В сценарії SET збільшується приплив мінерального азоту в лиман до значень відповідних типовому року **p1**. При цьому, в північній частині лиману значення модельованих екологічних характеристик, за винятком солоності, яка знижується, повертаються до рівня вихідного типового року **p1**. Проте взагалі для лиману тенденції їх змін, описані для попередніх сценаріїв, зберігаються.

Окрім об'єму і якості вод поверхневого стоку з водозбірною басейну лиману, існує ще один чинник, який дозволяє регулювати його гідроекологічний стан. Це режим водообміну з морем через штучний сполучний канал. В сучасних умовах, коли канал використовується лише для поповнення лиману морською водою, відбувається поступове накопичення в ньому солей як результат інтенсивного випару.

Аналіз річної мінливості компонентів водного балансу лиману показав, що забезпечити витік води з лиману до моря, разом з солями, що містяться в ній, може безперервна робота каналу протягом всього року. Цей сценарій

(p1S) гідроекологічного менеджменту лиману представлений на рис. 16.23. Видно, що його реалізація дозволить знизити темп накопичення солей в лимані не менше, ніж сценарій SET. При цьому зменшиться розмах коливань солоності у всіх частинах лиману, що позитивно вплине на його екосистему. Вплив постійного водообміну з морем на екологічні характеристики вод лиману неоднозначний. Концентрація $N-NH_4$ зменшується в південній і північній частинах водойми, а в центральній частині, навпаки, зростає. Концентрація $N-NO_3$ зменшується у всіх частинах лиману. $P-PO_4$ зменшується в південній і центральній частинах і зростає в північній частині.

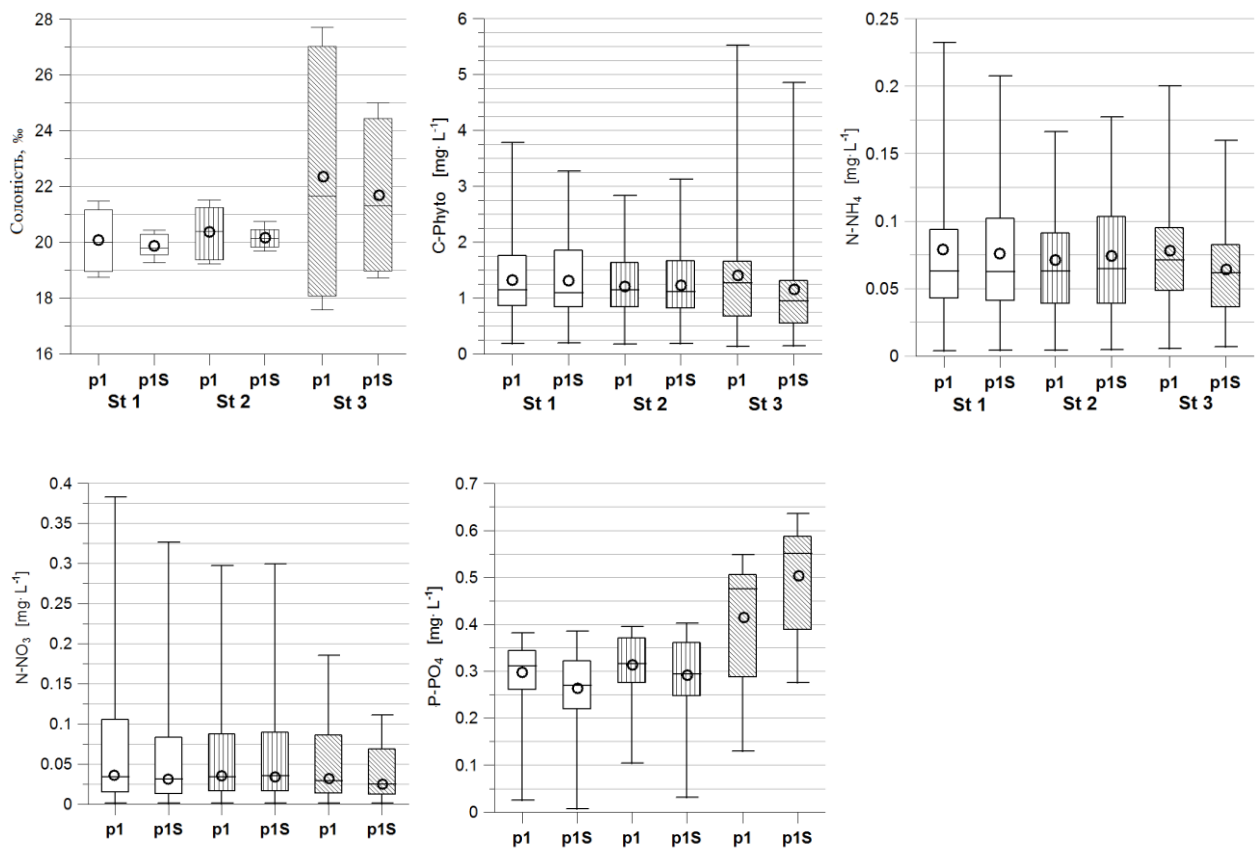


Рисунок 16.23 – Результати моделювання в різних частинах лиману (точки St 1, St 2, St 3) солоності і гідроекологічних характеристик вод Тилігульського лиману при реалізації сценарію постійного впродовж року водообміну лиману з морем через штучний з'єднувальний канал у порівнянні з типовим (посилальним) роком періоду p1 (канал функціонує лише у квітні-липні).

Середні і переважачі значення біомаси водоростей мало змінюються в південній і центральній частинах лиману і значимо зменшуються в північній його частині. З таблиці 16.5 видно, що сценарій забезпечення постійного

протягом року водообміну лиману з морем через сполучний канал є найбільш переважним, оскільки, в цілому для лиману, забезпечує найбільш значуще зі всіх розглянутих сценаріїв зменшення концентрацій модельованих екологічних характеристик і солоності.

17 ІХТІОФАУНА, РИБАЛЬСТВО ТА АКВАКУЛЬТУРА В ТИЛІГУЛЬСЬКОМУ ЛИМАНІ

17.1 Основні характеристики іхтіофауни

Формування складу іхтіофауни і структури промислових уловів в Тилігульському лимані визначається гідролого – гіdroхімічним режимом водойми (в першу чергу солоністю), його зв'язком з морем (тривалістю і термінами роботи каналу лиман-море) і об'ємами прісноводного стоку р. Тилігул.

До морських і солонуватоводних видів риb, що постійно мешкають і самовідтворюються в лимані відносяться бички (від 7 до 14 видів), камбала глоса, кефаль піленгас, колючка (2 види), морські собачки. Таким чином, в осолоненій частині лиману постійно мешкають від 13 до 20 видів риb.

В опрісненій частині лиману – гирлі р. Тилігул та прилеглий акваторії лиману, зустрічається від 12 до 25 видів прісноводних риb. В основному це коропові, окуневі, щукові та ін.

Забезпечення штучного, регульованого водообміну лиману з морем через періодично діючий канал сприяє, в окремі роки, збагаченню його іхтіофауни за рахунок масових мігруючих видів, що заходять з моря. В першу чергу це атерина (*Atherina mochon pontica*), кефалеві (*Mugilidae*), оселедцеві (*Clupeidae*), анчоусові (*Engraulidae*).

У найбільш сприятливі роки, коли канал відкривався в березні – квітні і працював до липня, в Тилігульський лиман крім звичайних для цієї водойми видів рідко заходили представники осетрових (*Acipenseridae*), вугрові (*Anguillidae*), а також ряд прісноводних риb, які в багатоводні роки виносяться з гирлів Дніпра та Південного Бугу в Дніпро-Бузький лиман і проникають в лиман.

У роки ізоляції Тилігульського лиману від моря і слабого материкового стоку іхтіофауна водойми представлена 20-25 видами риb. У найбільш сприятливі періоди, коли стік річок досить великий, а канал лиман-море відкривається рано і працює до серпня, число видів, що зустрічаються в лимані, зростає до 35-41.

Залежно від солоності вод, акваторія лиману може бути умовно поділена на три зони: олігогалінна зона (0,5-5 ‰), прилегла до гирла р.Тилігул, розташована у верхів'ях лиману; полігалінна зона (18-28‰), яка займає центральну частину лиману; мезогалінна зона (12-18 ‰) – в нижній частині лиману, поєднана з морем штучним каналом.

В останні роки спостерігається загальна тенденція зростання солоності вод лиману, пов'язана із зменшенням прісноводного стоку р.Тилігул та скороченням обсягу атмосферних опадів, що надходять з водозбірної басейну. У результаті цього спостерігається значне скорочення (більш ніж у два рази) площі олігогалінної зони і відповідне розширення полігалінної і мезогалінної зон. Причому в роки, коли канал лиман – море не працює, або працює обмежений час (так, у 2013 р. він працював в цілому близько 40 днів навесні і близько 30 днів восени, а у 2014 р відповідно 26 і 35 днів) межа між мезо– та полігалінною зонами практично відсутня.

Зміни, що відбуваються, призвели до значного скорочення числа прісноводних видів риб до 4, розподіл яких у 2013-2014 рр. був приурочений, в основному, до плавневої та передгирлової зон р.Тилігул.

Нетривала робота каналу лиман-море призвела, також, до збіднення лиману морськими видами риб. Погіршення умов відтворення бичкових (відсутність достатньої кількості нерестових субстратів) призвело до скорочення їх чисельності та збіднення видового складу. Для характеристики зміни складу іхтіофауни Тилігульського лиману за період з 1965 по 2014 рр. використані наявні в літературі дані [1, 34, 229-233], а також матеріали досліджень Одеського центру Південного науково-дослідного інституту морського рибного господарства та океанографії (ПівденНІРО) за 1995-2012 рр. та кафедри водних біоресурсів та аквакультури ОДЕКУ за 2006-2014 рр. (табл. А.1)

Як видно з представлених даних сьогодні іхтіофауна лиману представлена в основному морськими, естуарними і мігруючими видами, серед яких переважають оселедцеві (*Clupeidae*), анчоусові (*Engraulidae*) кефалеві (*Mugilidae*), бичкові (*Gobiidae*). Представники прісноводної іхтіофауни представлені тільки чотирма видами. Постійно мешкають і самовідтворюються в лимані 14 видів риб, в основному бичкові, а також камбала глоса і акліматизант – кефаль піленгас. Молодь п'яти видів риб заходить в лиман на нагул з моря. Мальки кефалевих (*Mugilidae*) – лобань, гостроніс та сингіль і атеринових (*Atherinida*), що зайшли в лиман, виростають тут за вегетаційний період до промислових розмірів і служать основою сучасного промислу.

17.2 Рибальство

Рибопродуктивність Тилігульського лиману (як і біорізноманіття іхтіофауни) завжди прямо залежали від солоності його вод. Період найвищої

рибопродуктивності водойми припадає на 1953-1960 рр. У цей час в Тилігульському лимані щорічно виловлювали в середньому 1091,8 т (68,2 кг/га) коропа (*Cyprinus caprio*), тарані (*Rutilus rutilus*), бичків (*Gobiidae*), атерини (*Atherina mochon pontica*), камбали глоси (*Platichthys flesus luscus*) та інших риб. Максимальний для лиману улов був зареєстрований у 1956 р. – 2349,6 т (146,9 кг/га).

В період з 1961-1971 рр. відзначалася тенденція до зниження рибопродуктивності водойми з 54,9 до 17,3 кг/га, при загальному падінні уловів з 877,8 до 276,1 т (в середньому – 536,0 т або 33,5 кг/га). Знижувалось також видове різноманіття уловів. З них повністю зникли короп (*Cyprinus caprio*), тарань (*Rutilus rutilus*) і камбала глоса (*Platichthys flesus luscus*). Промисел базувався в основному на бичкових (*Gobiida*) та атерині (*Atherina mochon pontica*). З 1974 року наймасовішою в лимані стає атерина (*Atherina mochon pontica*), друге місце займала тюлька (*Clupeonella cultriventris*).

У 1976-1979 рр. в Тилігульському лимані видобували в середньому 253,5 т риби на рік, у тому числі атерини (*Atherina mochon pontica*) – 175,7 т (69,4 %), тюльки (*Clupeonella cultriventris*) – 71,5 т (28,2 %), бичків (*Gobiid*) – 3,9 т (1,5 %) та камбали глоси (*Platichthys flesus luscus*) – 2,4 т (0,9 %). Рибопродуктивність впала до 14,6 кг/га. До 1980 року падають улови бичків (*Gobiidae*) і глоси (*Platichthys flesus luscus*). Промисел базувався на атерині (*Atherina mochon pontica*) – 580 т і тюльці (*Clupeonella cultriventris*) – 120 т.

З 1983 по 1988 рр. канал працював епізодично. Улови в лимані коливались від 192,1 до 616,0 т на рік (16-38,5 кг/га, відповідно). Промисел базувався на атерині (*Atherina mochon pontica*) і судаку (*Sander lucioherca*), в окремі роки в уловах значне місце займали короп (*Cyprinus caprio*), тарань (*Rutilus rutilus*), тюлька (*Clupeonella cultriventris*) і карась (*Carassius auratus*). Промислове значення втратили бичкові (*Gobiidae*), камбала глоса (*Platichthys flesus luscus*) і кефалеві (*Mugilidae*).

Починаючи з 1989 р., улови в лимані падали. У середньому вони становили 105,1 т (6.5 кг/га). У 1989-1990 рр. вилов зріс до 141,4-162,4 т за рахунок тарані (*Rutilus rutilus*) та атерини (*Atherina mochon pontica*), яка з 1992 р. стала основним промисловим об'єктом в лимані. В окремі роки (1992; 1996; 1998; 2000 і 2001) улови її складають 107-178 т.

В період 2002-2013 рр. атерина (*Atherina mochon pontica*) займає провідне місце в промислі. Її улови постійно зростали і у 2013 р. досягли максимуму – 481,03 т (табл. 17.1).

Аналізуючи значення окремих видів риб в промислі слід зазначити, що до 1975 р. основу промислу в лимані становили бичкові (*Gobiidae*). З 14 видів бичків (*Gobiidae*), що зустрічалися у водоймі, промислове значення мали тільки бичок кругляк (*Neogobius melanostomu*), бичок пісочник (*N. Fluviatilis*),

бичок мезогобіус жабоголовий (кнут) (*Mesogobius batrachocephalus*) та бичок трав'яник (*Zosterisessor ophiocephalus*). В уловах домінував бичок кругляк *Neogobius melanostomus* (70-98%). Максимальний вилов бичкових відзначався у 1940 р. – 741,5 т. В 50-60-х роках XX сторіччя улови бичків (*Gobiidae*) дещо скоротилися, а в 70-х – знову зросли до 201-689 т на рік. У наступний період чисельність бичків в лимані неухильно знижувалась і в 90-ті роки їх промисел занепав. В період 1990-2001 рр. вилов бичків коливався від 0,2 до 24,67 т.; дещо зростав в 2002-2011 рр. до 20-37,7 т, а потім в 2012-2013 рр. знову знизився до 0,8-1,28 т (табл. 17.1).

До кінця 60-х років XX сторіччя важливу роль в промислі відігравав короп (*Cyprinus caprio*). З 1940 по 1960 рр. улови цього виду в лимані в середньому становили 32,6 т, з максимумом у 1940 р. – 267,7 т. Потім відбулося різке зниження чисельності сазана, а з 1960 року він в уловах не реєструвався. У 1980-1988 рр. сазан знову з'явився у водоймі як промисловий вид, хоча улови його в цей період не перевищували 0,1-35,9 т. Можливо, причина полягає в тому, що в цей період водойму активно зариблювали коропом, який також фіксувався статистикою промислу як окремий вид. Його улови, за офіційними даними, не перевищували 0,1-3,1 т.

Улови тарані (*Rutilus rutilus*) в Тилігульському лимані в 1933-1934 рр. складали 10-73,2 т. У період з 1946 по 1960 рр. тарані в лимані виловлювали в середньому 295 т на рік. Максимальний улов був зафіксований у 1956 р. – 1225,5 т. На початку 60-х років вид втратив промислове значення, а в 1984-1991 рр. тарань знову з'являється в промислових уловах. Осолонення вод лиману у 90-х роках XX сторіччя призвело до повного зникнення цього об'єкта з промислу.

Улови судака (*Sander lucioherca*) в лимані завжди були незначними, а в 60–70-х рр. вид в уловах практично був відсутній. У період короткочасного опріснення водойми (1980-1990 рр.) спостерігалось збільшення чисельності судака. Вилов, в середньому за цей період, складав 53,3 т на рік. Максимальний улов 95,1 т відзначений в 1987 р. Подальше осолонення лиману призвело до падіння чисельності судака (спостерігалась його масова загибель у водоймі). В цей час судак повністю втратив своє промислове значення.

Улови тюльки (*Clupeonella cultriventris*) зростали від початку 40-х років до кінця 50-х з 33 до 481 т. Максимальний улов був відзначений в 1956 р. – 880 т. Після зарегулювання р.Дніпро, у 60-х роках минулого сторіччя, тюлька в уловах практично не зустрічалася. Надалі її заходи в лиман носили епізодичний характер. Так, в 1973 р було видобуто 124 т тюльки.

Середньорічні улови атерини (*Atherina mochon pontica*) в 30-60-ті роки XX сторіччя коливалися в межах від 1,5 до 154 т. Потрібно відзначити, що в

роки, коли улови бичків і риб прісноводного комплексу в лимані знаходилися на високому рівні, промислу атерини (*Atherina mochon pontica*) не приділялося особливої уваги, так як риба ця вважалася смітною, малоцінною. З 70-х років атерина стає основним об'єктом промислу. Офіційний середньорічний улов її складав 204 т. У 90-х роках вилов знизився до 80 т, а з 2000 р. вилов атерини в лимані постійно зростає. У 2013 р він досяг максимуму 481,03 т (табл. 17.1).

Улови кефалевих (*Mugilidae*), в Тилігульському лимані представлені, в основному, кефалью сингілем (*Liza aurata*). Два інші види – лобань (*Mugil cephalus*) і гостроніс (*Liza saliens*), зазвичай зустрічалися в значно меншій кількості. Улови кефалевих, завжди відрізнялися значною нестабільністю. З 1943 по 1950 рр. майже щорічно в лимані виловлювали від 0,5 до 23,2 т кефалі. Максимальний улов, досягнутий в 1953 р. – 110,7 т. У 1950-1955 рр. в середньому щорічно ловили 54 т кефалі. У наступні роки улови рідко перевищували 20 т, а після 70-х років практично припинилися. Після відкриття каналу у 2000 р. кефалеві знову з'явилася в уловах. У роки нормальної роботи каналу «лиман–море» вилов кефалі становить від 8 до 20 т.

У 2001 р. в уловах риб Тилігульського лиману вперше з'явився новий об'єкт промислу – акліматизант далекосхідна кефаль піленгас (*Liza hematocheilus Temminck et Schlegel, 1845 = Mugil soiuy Basilewsky*). Загальний улов склав 11,8 т, і в основному був представлений 3-х (74,5 %) і 4-х (25,5 %) літками з середньою масою 973 г. Цілком ймовірно, що улови склалися з піленгасу, який у віці цьоголітки був завезений у 1998-1999 рр. з Хаджибейського лиману. Частина молоді, можливо, зайшла в лиман з моря в період роботи каналу. Сьогодні в лимані сформувалася популяція піленгасу здатна до самовідтворення, але через її малочисельність і біологічні особливості об'єкту, вилов піленгасу не перевищує 0,1-3,5 т на рік.

17.3 Шляхи та перспективи підвищення різноманіття іхтіофауни та рибопродуктивності Тилігульського лиману в сучасних умовах

Для підвищення рибопродуктивності Тилігульського лиману, поліпшення якісного складу та біорізноманіття іхтіофауни неодноразово робилися спроби інтродукції в водойму нових видів риб для їх акліматизації та натуралізації або для товарного вирощування.

Таблиця 17.1 – Динаміка промислових уловів (т/га) в Тилігульському лимані.

Назва виду	Роки									
	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013
Камбала глоса (<i>Platichthys flesus</i>)	0,10	0,10	–	0,02	0,10	0,10	0,10	0,04	–	0,43
Бичкові(<i>Gobiidae</i>)	37,70	37,10	25,20	24,70	25,40	29,60	25,80	20,10	0,80	1,28
Атерина (<i>Atherina tochon pontica</i>)	256,30	147,10	301,60	252,20	163,20	283,60	323,10	371,40	380,60	481,03
<i>Engraulis encrasicholus</i>	–	–	–	–	–	1,00	–	–	10,70	–
Кефаль піленгас (<i>Mugil so-iuy</i>)	0,10	1,30	0,40	0,10	0,80	1,00	2,70	3,30	–	–
Кефалеві (<i>Mugilidae</i>)	7,90	18,50	15,00	0,04	0,40	–	4,10	20,60	0,40	0,75
Креветки	–	–	–	–	0,01	0,20	0,40	–	–	–
ВСЬОГО	302,10	204,10	342,20	277,06	189,91	315,50	356,20	415,44	392,50	483,49

,

Так, перша інтродукція у Тилігульський лиман 1330 екз. цього літока далекосхідної кефалі піленгасу (*Liza hematocheilus Temminck et Schlegel, 1845* = *Mugil soiuu Basilewsky*), відбулася у 1973-1974 рр. Метою цих робіт було формування природної популяції кефалі, здатної до самовідтворення в лимані.

На жаль, експеримент не дав позитивних результатів. Хоча в наступні роки в лимані і зустрічалися окремі особини піленгаса різного віку, але, очевидно, все це були риби, що зайшли з моря. Статевозрілі плідники, а також запліднена ікра, личинки та рання молодь піленгасу не зустрічалися.

У 1998-1999 роках в лиман повторно вселили близько 40 тис. цього літока піленгасу з Паліївського риборозплідника (Хаджибейський лиман). У результаті, як це вже зазначалося вище, в 2001 році в лимані було виловлено 11,8 т товарного піленгасу, а у наступні роки (з 2002 по 2013) улови коливалися від 0,1 до 3,3 т. Фізіологічний стан виловлених риб і наявність у водоймі ранньої молоді піленгасу, дозволяє припустити, що в Тилігульському лимані сформувалася популяція цього виду здатна до самовідтворення. Це підтверджують дані іхтіопланктонних зйомок, в ході яких в 2002-2011 рр. в різних частинах акваторії лиману виловлювали ікру і личинок піленгасу різного віку та розміру, в тому числі 5-6 добових. Отримані дані дозволяють сподіватися на поступове збільшення чисельності піленгаса у водоймі.

У 1977 р. в районі с.Кошари проводилися експериментальні роботи з вирощування в садках лаврака (*Dicentrarchus labrax*), доставленого з Франції. Мета експерименту – формування ремонтно-маточного стада цього виду, з подальшою інтродукцією штучно отриманого посадкового матеріалу у водойму для пасовищного вирощування. В умовах водойми інтродуцент показав високі показники росту, вгодованості та виживання. Так, на природній кормовій базі з червня по вересень при температурі -5,2-26,3 °С маса лаврака збільшилася з 13,4 до 104,5 г, що свідчить про перспективність інтродукції цього виду в Тилігульський лиман.

У 1976-1978 рр. в низовій, осолоненій частині лиману проводили експерименти з вирощування сталевоголового лосося (*Salmo gairdneri*) та веселкової форелі (*S. Irrideus*) в садках на природних кормах. Епізодично лосося підгодовували штучними кормами, але їхня частка не перевищувала 5-10 % раціону. За весняно-літній період, в умовах лиману, маса риб збільшилася з 1,8-2,5 до 120-150 г. Стримуючим фактором слугувала висока температура води в літній період (до 25°C). Однак, про те, що лосось може бути успішно акліматизований в Тилігульському лимані, свідчать факти вилову риб, що вийшли в лиман з садків і досягли в момент вилову (в 1979 р.) маси 0,5-0,8 кг.

У 1979 році в Тилігульському лимані в районі с. Калинівка проводилися експерименти товарного вирощування в садках білуги (*Huso huso*). На вирощування було посаджено 2,5 тис. цьоголіток масою 5-15 г. За чотири місяці вирощування на природних і штучних кормах середня маса білуги досягла 450 г. Після завершення експерименту молодь білуги в кількості близько 2-х тис. шт. випустили в Тилігульський лиман. У 1980-1981 роках, за наявними повідомленнями, у водоймі ловили білугу масою від 1,6 до 3,8 кг, що може свідчити про успішну аклімацію виду до умов мешкання в лимані.

Крім перелічених вище видів, в 90-х роках минулого століття робилися досить успішні спроби акліматизації в лимані кутума (*Rutilus frisii kutum*) – солонуватоводного підвиду вирізубу з Каспійського моря, райдужної форелі (*Oncorhynchus mykiss*), бестера та російського осетра (*Acipenser guldenstadti*).

Таким чином, приймаючи до уваги значні коливання солоності, що притаманні Тилігульському лиману у сучасних умовах, єдиний шлях підвищення рибопродуктивності водойми та збагачення біорізноманіття іхтіофауни – спрямоване формування популяції цінних видів морських риб.

Проведені дослідження довели, що перспективними об'єктами інтродукції можуть служити представники кефалевих (*Mugilidae*), осетрових (*Acipenseridae*), камбалових (*Pleuronectidae*), калканових (*Bothidae*), бичкових (*Gobiidae*), лососевих (*Salmonidae*), моронових (*Moronidae*) (табл. 17.2).

Враховуючі природні, екологічні умови водойми та особливості біології об'єктів культивування (табл. 17.3), аквакультура в Тилігульському лимані може розвиватися за наступними напрямками:

- формування в лимані природної популяції (піленгаса, глоси, бичків), здатної до самовідтворення в умовах водойми;
- сезонне (з квітня по жовтень) пасовищне вирощування теплолюбних видів (лобань, сингіль, гостроніс), з молоді отриманої в штучних умовах;
- штучне відтворення і систематична інтродукція в Тилігульський лиман для пасовищного або контрольованого вирощування видів (калканові, лососеві, осетрові, моронові), умови існування яких в водоймі відповідають їх біологічним потребам, але не забезпечують їхнє ефективне природне відтворення;
- вирощування в умовах Тилігульському лимані двостулкових молюсків мідій (*Mytilus galloprovincialis*) та устриць (*Ostrea edulis* та *Crassostrea gigas*), яке може проводитися як на носіях (колекторах і в садках) встановлених в товщі вод, так і на ґрунті.

Таблиця 17.2 – Основні та традиційні об'єкти морського рибництва Азово-Чорноморського басейну

Об'єкти культивування	Перспективи використання в марикультурі
Mugilidae	
Кефаль піленгас (<i>Liza hematocheilus Temminck et Schlegel, 1845 = Mugil soiuu Basilewsky</i>)	Акліматизація, формування природної популяції, здатної до самовідтворення. Штучне відтворення, пасовищне вирощування.
Кефаль лобань (<i>Mugil cephalus</i>)	Штучне відтворення, пасовищне та контрольоване вирощування в садках та ізольованих ділянках лиману
Кефаль сингіль (<i>Lisa aurata</i>)	
Кефаль гостроніс (<i>L. saliens</i>)	
Камбалові <i>Pleuronectidae</i>	
Камбала глоса (<i>Platichthys flesus luskus</i>)	Штучне відтворення, пасовищне вирощування. Реакліматизація, відновлення природної популяції.
Калканові <i>Bothidae</i>	
Камбала калкан (<i>Psetta maeotica maeotica</i>)	Штучне відтворення, пасовищне та контрольоване вирощування в садках.
Gobiidae	
Бичок кругляк (<i>Neogobius melanostoutus</i>)	Відтворення та пасовищне вирощування з використанням штучних нерестовищ та рифів. Використання як об'єкту полікультури при пасовищному рибництві.
Бичок кнут (<i>Mesogobius barhocephalus</i>)	
Осетроподібні <i>Acipenseridae</i>	
Осетр російський (<i>Acipenser guldenstadt</i>)i	Штучне відтворення, пасовищне та контрольоване вирощування в садках
Білуґа (<i>Huso huso</i>)	
Бестер	
Лососеві <i>Salmonidae</i>	
Чорноморський лосось (кумжа) <i>Salmo trutta labrax</i>	Штучне відтворення, пасовищне та контрольоване вирощування в садках
Сталевоголовий лосось (<i>Salmo gairdneri</i>)	
Райдужна форель <i>Oncorhynchus mykiss</i>	Штучне відтворення та контрольоване вирощування в садках
Моронові <i>Moronida</i>	
Лаврак <i>Dicentrarchus labrax</i>	Штучне відтворення та контрольоване вирощування в садках
Смугастий окунь <i>Morone saxatilis</i>	Штучне відтворення, пасовищне та контрольоване вирощування в садках.

Таблиця 17.3 – Абіотичні умови товарного вирощування риб

Вид риби	Температура, °С		Солоність, ‰	Критична концентрація розчиненого у воді кисню, мг/дм ³
	мінімальна	оптимальна		
Осетр російський (<i>Acipenser guldenstadti</i>)	2-3	24-26	0-30	1,20-0,80
Білуга (<i>Huso huso</i>)	2-3	22-26	до 18	
Бестер	2-3	22-26	до 18	
<i>Oncorhynchus mykiss</i>	1-2	14-20	до 36	1,50-2,60
<i>Neogobius melanostoutus</i>	1-2	до 28	до 30	0,70-0,86
<i>Mesogobius barhocephalus</i>	1-2	до 28	до 30	
Кефаль піленгас (<i>Liza hematocheilus Temminck et Schlegel, 1845 = Mugil soiuy Basilewsky</i>)	0-1	24-28	0-33	1,10-2,10
Кефаль лобань (<i>Mugil cephalus</i>)	5-6	24-28		
Кефаль сингіль (<i>Lisa aurata</i>)	5-7	22-26	5-33	
Кефаль гостроніс (<i>L. saliens</i>)	4-5	24-28	2-33	
<i>Platichthys flesus luskus</i>	2-3	17-24	7-30	
<i>Psetta maeotica maeotica</i>	3-4	18-28	12-30	
<i>Dicentrarchus labrax</i>	4-5	24-30	10-35	1,50-2,20
<i>Morone saxatilis</i>	4-5	24-30	0-25	2,10-2,50

Як найважливіший рибогосподарський захід має розглядатися будівництво та забезпечення безперебійної роботи в оптимальному режимі обловно-запускового каналу. Тільки його існування дозволить в сучасних умовах поліпшити екологію водойми, стабілізувати гідрохімічний режим

лиману, зберегти рибогосподарське значення і підтримувати біорізноманіття іхтіофауни.

Канал повинен оптимізувати водообмін між Тилігульським лиманом та прилеглою морською акваторією. Канал необхідно обладнати виносними дамбами, рибозахисними спорудами та шлюзами. Все це забезпечить запобігання руйнуванню споруди, занесенню її піском, виходу риб з водойми в море, а також регулювання водообміну. Оптимальні терміни роботи каналу:

- навесні (з березня по червень-липень) до моменту повного вирівнювання температури між морем і лиманом;

- восени (вересень–листопад), з моменту коли між лиманом і морем встановиться перепад температури у 2-3°C і до початку осінніх штормів.

Висока чисельність інтродуцентів у лимані повинна підтримуватися за рахунок їх штучного відтворення і формування природних популяцій здатних природно відтворюватися в цих умовах. Для штучного відтворення кефалевих і камбалових риб на морському пересипу лиману може бути збудований риборозплідник здатний повністю забезпечити потреби водойми у зарибку кефалевих та камбалових риб.

Для підвищення чисельності бичків в лиманах північно-західного Причорномор'я, в тому числі і в Тилігульському лимані, досить ефективно використовуються штучні нерестовища та рифи різноманітних конструкцій. Так застосування штучного нерестового субстрату на обмеженій акваторії (район с. Калинівка) в Тилігульському лимані в 2010-2013 рр. дозволило збільшити чисельність бичків в 3,5-5 разів.

Перспективний напрямок марикультури в лимані – конхікультура. Перспективні об'єкти культивування – двостулкові молюски мідія (*Mytilus galloprovincialis*) та устриці (*Ostrea edulis* та *Crassostrea gigas*). Вирощування може проводитися на колекторах або в садках в товщі води (глибини в лимані роблять її цілком придатною для використання колекторів та садків). Перспективним уявляється також напрям формування мідієвих та устричних банок безпосередньо на заздалегідь підготовлених ділянках дна. Масове культивування двостулкових молюсків в Тилігульському лимані не тільки забезпечить отримання додаткової цінної продукції, але й значно покращить екологічний стан водойми за рахунок очищення вод молюсками–фільтраторами.

ВИСНОВКИ

1. За гідрологічним районуванням водозбір Тилігульського лиману розташований в зоні недостатнього зволоження, де теплоенергетичні ресурси клімату перевищують ресурси зволоження на 40-50 %. Велика площа водної поверхні лиману зумовлює значущість внеску опадів, які випадають на водне дзеркало, та випаровування з нього у водний баланс лиману. Приплив прісних вод від річок залежить, головним чином, від поверхневого стоку, через вкрай незначне підземне живлення. Через умови формування стоку на водозборі Тилігульського лиману, його водні ресурси у значній мірі залежать від коливань клімату. Порушення внеску кожної із складових припливної частини водного балансу лиману під дією антропогенних або кліматичних чинників спричиняє зміни гідролого-гідрохімічного режиму та екологічного стану лиману.

2. Серед чинників водогосподарського впливу на водні ресурси на території водозбору Тилігульського лиману виділяються штучні водойми, загальна кількість яких станом на 2012 р. дорівнює 140. Ставки розташовані здебільшого у руслах річок та наповнюються за рахунок місцевого стоку. Втрати на заповнення ставків, додаткове випаровування з їх водної поверхні сприяють зменшенню надходження прісних вод до лиману. Наслідки дії ставків на водні ресурси посилюються у маловодні роки.

3. Дослідження кліматичних чинників формування стоку дозволили установити, що у басейні Тилігульського лиману останні два десятиріччя відбувається зростання температур повітря за рік, теплий та холодний періоди. Зміна температур повітря вплинула на термічний режим річок і змінила строки їх замерзання на більш пізні, а строки скресання – на більш ранні. Тенденції зміни опадів не є однаковими у часі та по території. У холодний період та для року в цілому у південній частині водозбору опади зростають. У північній частині, навпаки, виявлені тренди, які описують зменшення кількості опадів у холодний період та за рік. У теплий період року змін опадів не виявлено. Таким чином, можна зробити висновок про незначну зміну опадів на водозборі у цілому при суттєвому зростанні температур повітря. Такі умови формування стоку сприяють зменшенню річного стоку водотоків за рахунок зростання випаровування з поверхні суші та водного дзеркала ставків і самого лиману. Збільшення температур повітря холодного періоду супроводжується зменшенням глибини промерзання ґрунту, збільшенням кількості та тривалості відлиг, що у кінцевому результаті спричиняє зменшення запасів води у сніговому покриві та зниження максимумів весняного водопілля. За наявності сталого підземного

живлення річок інфільтрація талих вод у підстильну поверхню мала б підвищити стік літньо-осінньої межні. Проте, через значну глибину розташування водоносних горизонтів стік річок на водозборі Тилигульського лиману у межень не збільшується, а тривалість пересихання зростає.

3. Виявлено, що за останні два десятиріччя зросла тривалість бездошових періодів. Аналіз індексів метеорологічних посух SPEI показав, що після 1989 року кількість та тривалість інтенсивних посух збільшилася. Тривалі бездошові періоди та формування метеорологічних посух спричиняють гідрологічну посуху, яка супроводжується зменшенням стоку річок у період літньо-осінньої межні, тривалим пересиханням та неспроможністю наповнити значну кількість штучних водойм.

4. Гідрологічна вивченість водозбору Тилигульського лиману є недостатньою. Стаціонарні гідрологічні спостереження були організовані тільки на річці Тилигул (гідрологічні пости Новоукраїнка та Березівка) й поблизу смт.Коблево, розташованого на лимані. На річках Царега, Балайчук, балка Хуторська гідрологічні спостереження не проводяться. На річці Тилигул у останні десятиріччя гідрологічні спостереження ведуться лише у створі Березівка, який розміщується на р.Тилигул неподалік від її впадіння в лиман. Сумісний аналіз різницевих інтегральних кривих, графіків зв'язку гідрометеорологічних характеристик дозволив зробити висновки, що стік у створі Березівка значно порушений водогосподарською діяльністю. Чутливість водних ресурсів цієї річки до антропогенних втручань є високою, особливо у її нижній течії, що пояснюється відсутністю підземного живлення річки та залежністю від кліматичних умов.

5. Аналіз характеристик стоку (річного, максимального, мінімального) у створі р.Тилигул – смт Березівка показав їх суттєві зміни, які відбулися внаслідок глобального потепління. Річний стік за період 1989-2011 рр. зменшився на 39,3%. Установлено зменшення у багаторічному розрізі максимальних значень стоку весняного водопілля та дошових паводків. У внутрішньорічному розподілі головна роль продовжує належати весняному водопіллю. Порівняння внутрішньорічного розподілу стоку до та після 1989 року показало, що у останні десятиріччя спостерігається відсутність стоку у січні місяці незалежно від водності року. Серед місяців літньо-осінньої межні місце вересня як періоду з постійною відсутністю стоку зайняв жовтень. Сумарна кількість діб із пересиханням річки та наявністю нерухомої води (“стояча вода”) у останнє десятиріччя значно перебільшує тривалість пересихання у маловодні роки минулого сторіччя. Випадків перемерзання після 1976 р. не встановлено.

6. Точність розрахунків статистичних параметрів стоку за рядами спостережень у створі р.Тилигул – смт Березівка є незадовільною через

значну їх мінливість. Похибки визначення розрахункових гідрологічних характеристик стоку перевищують допустимі. Тому, із застосуванням розроблених в ОДЕКУ методики розрахунків характеристик природного та побутового річного стоку, що базується на моделі “клімат-стік” і включена до нових Державних будівельних норм «Визначення розрахункових гідрологічних характеристик» (2014 р.), за метеорологічними даними минулих років (до 1989 р.) визначений приплив річних вод до Тилігульського лиману у природних (56,1 млн.м³) та змінених водогосподарською діяльністю (38,7 млн.м³) умовах.

7. Установлено, що основним чинником водогосподарської діяльності у басейні Тилігульського лиману є штучні водойми, які забезпечують втрати водних ресурсів річок на додаткове випаровування з водної поверхні та заповнення штучних водойм, більша частина яких щорічно пересихає. Показано, що в результаті регулювання стоку річок штучними водоймами їх водні ресурси зменшилися у багаторічному розрізі на 30 %. Для кожного із водотоків, які постачають прісну воду до лиману у вигляді стоку, установлені об’єми припливу за багаторічний період та для років різної водності у природних (непорушених водогосподарською діяльністю) умовах. Виявлено, що до 1989 р. від річки Тилігул до лиману надходило 82 % загального природного стоку річок. Показано, що навіть у природних умовах річки басейну Тилігульського лиману пересихали у дуже маловодні (р.Тилігул) та маловодні (річки Царега, Балайчук, балка Хуторська) роки. Ще до початку глобального потепління за рахунок впливу штучних водойм р.Тилігул почала пересихати у маловодні роки, а р.Царега – у середні за водністю роки. Згідно із визначеними характеристиками кліматичного та природного річного стоку й узагальненими частковими коефіцієнтами літньо-осінньої та зимової меженої установлені характеристики мінімального стоку річок.

8. Модель “клімат-стік” була використана для прогнозування характеристик природного і побутового стоку в умовах глобального потепління. На вході в модель використовувались метеорологічні дані, наведені в сценаріях глобального потепління. На основі аналізу результатів розрахунків за 15 кліматичними моделями з бази даних ENSEMBLES був обраний регіональний кліматичний сценарій, визначений за моделлю REMO (M10), яка розроблена в Інституті метеорології ім. Макса Планка (м.Гамбург). Даний сценарій найбільш адекватно описує часову мінливість середніх добових температур і опадів в басейні Тилігульського лиману за перевірний період 1998-2007 рр. (метеостанція Любашівка).

9. За даними кліматичного сценарію (M10), застосованого до розрахунків природного стоку за моделлю “клімат-стік”, визначено, що водні ресурси річок, які живлять Тилігульський лиман, у період

2001-2040 рр. будуть зменшуватись від 56,1 млн.м³ (минуле сторіччя, до початку глобального потепління, тобто до 1989 р.) до 29,0 млн.м³, що становить 48,2%. У 2041-2070 рр. приплив дещо збільшиться за рахунок зростання опадів і становитиме 34,7 млн.м³ (зменшення стоку у порівнянні із минулим сторіччям становитиме 38%). В останній третині ХХІ сторіччя (2071-2098 рр.) надходження річного стоку знову зменшиться до 22,4 млн.м³, що означає зниження водних ресурсів на 60% відносно даних до 1989 р. Співвідношення опадів та теплоенергетичних ресурсів клімату стане менше 0,5, що указує на перехід від зони недостатнього зволоження до напіваридної, причому аридність клімату до кінця ХХІ сторіччя буде посилюватися.

9. При збереженні сучасного рівня водогосподарської діяльності у 2001-2040 рр. надходження прісних вод від водотоків до Тилігульського лиману зменшиться за рахунок впливу штучних водойм з 29,0 млн.м³ до 13,6 млн.м³, тобто на 53%. У 2041-2070 рр. за таких умов відбудеться зменшення водних ресурсів з 34,7 млн.м³ до 18,8 млн.м³ (46%). У 2071-2098 рр. природні водні ресурси, які становили 22,4 млн.м³ до 1989 р., знизяться до 9,12 млн.м³, що відповідає їх зменшенню на 59%.

10. У порівнянні із даними до 1989 р. сумарне зменшення водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману за рахунок глобального потепління та водогосподарської діяльності у 2001-2040 рр. становитиме 75%; у 2041-2070 рр. – 66%; у 2071-2098 рр. – 84%. Ступінь змін водних ресурсів визначалася за рекомендаціями ООН, згідно з якими зменшення середньої багаторічної величини річного стоку на 10% класифікується як значущі зміни водних ресурсів; на 50% – як руйнація водних ресурсів, на 70% – як безповоротна руйнація. Отже, тільки за рахунок змін клімату до кінця ХХІ сторіччя відбудеться руйнація водних ресурсів річок Тилігульського лиману, а за умови збереження сучасного рівня водогосподарської діяльності – безповоротна руйнація.

11. У внутрішньорічному розподілі стоку у середні за водністю роки буде зменшуватися внесок сезону весна і збільшуватиметься внесок сезону літо. У багатоводні роки основна частина об'ємів прісних вод надходитиме до Тилігульського лиману у весняний сезон, проте залишається суттєвим внесок сезону літо. У маловодні роки періоду 2001-2040 рр. очікується зростання ролі сезону зима (за рахунок відлиг), проте у наступні десятиріччя можлива така ситуація, коли особливості сучасного типового розподілу зберігатимуться, тобто основна частина стоку все ж таки формуватиметься у сезон весна, а в інші сезони річка пересихатиме.

12. Головна особливість формування водного балансу Тилігульського лиману, яка визначає його сучасний гідроекологічний режим, полягає в тому, що навіть у середній за водністю рік річний об'єм випаровування з водної поверхні лиману перебільшує сумарне надходження прісних вод з атмосферними опадами та стоком річок, тобто прісний баланс водойми є від'ємним. Для компенсування дефіциту прісного балансу необхідно поповнювати лиман морською водою через штучний з'єднувальний канал. У разі відсутності або дуже нетривалого зв'язку лиману з морем, протягом декількох років рівень води в лимані може знизитися на 1,0 м. Зменшення об'єму вод лиману через інтенсивне випарування, при збереженні маси солей і біогенних речовин, призводить до підвищення їх концентрацій.

Період повного зовнішнього відновлення вод лиману становить близько 8 років. Оскільки в період функціонування каналу у травні-липні водообмін з морем спрямований, в основному, з моря в лиман (через те, що рівень води в лимані нижче рівня моря), то в лимані впродовж багатьох років відбувається акумуляція солей і сполук біогенних елементів, які надходять з морськими водами і прісним стоком з водозбірною басейну.

13. Через зменшення припливу прісних вод з водозбірною басейну лиману і акумуляцію солей для Тилігульського лиману характерна багаторічна тенденція підвищення солоності вод. У 60-х роках минулого сторіччя, коли обсяги стоку річки Тилігул формували значну частину водного балансу лиману, середні значення солоності води в його північній частині становили 8,7 ‰, у центральній – 11,4 ‰, а в південній – 13-15 ‰. В сучасних умовах до кінця літа – початку осені солоність води як у південній, так і у центральній частинах лиману може зростати до 19-23 ‰, а в північній – до 27 ‰. Деяке зниження солоності вод в лимані відбувається в роки з сильними весняними повеннями та паводками.

14. Наслідком багаторічної тенденції збільшення солоності вод в лимані є зміна домінування у видовому складі водної флори і фауни прісноводно-солонуватоводних і солонуватоводних комплексів на морські і солонуватоводні-морські. Порівняно з початком 80-х років минулого сторіччя кількість морських видів фітопланктону збільшилася з 14 до 64 %, морського та солонуватоводно-морського макрофітобентосу – з 40 до 83 %, морського зоопланктону – з 40 до 90 %. Якщо в 60-80 роки ХХ сторіччя в лимані зустрічалося від 12 до 25 видів прісноводних риб, то у 2013 р. їх кількість скоротилася до 4 видів. Внаслідок кліматичних змін існує реальна небезпека перетворення у ХХІ сторіччі лиману в гіпергалінну водойму зі значно меншим біорізноманіттям водної флори і фауни, ніж в теперішній час. При підвищенні солоності води в лимані більше 30 ‰ він стане не здатним для товарного вирощування риб.

15. З метою з'ясування ролі з'єднувального каналу у формуванні рівневого та сольового режимів Тилігульського лиману, прогнозу змін солоності його вод у XXI сторіччі, була розроблена модель водно-сольового балансу лиману, запропонована та реалізована методика оцінки його складових. Модель калібрована та верифікована на ретроспективних даних за період 1953-2012 рр. Моделювання сценаріїв формування водно-сольового балансу лиману за різних умов водообміну з морем у ретроспективний період показало, що за відсутності з'єднувального каналу вже у 1992 р. середні відмітки рівня води в лимані мали б знизитися до мінус 2,5 мБС, а 50% IV-ї та 10% III-ї частин лиману пересохли. Таке зменшення рівнів і, відповідно, об'ємів води в лимані призвело б до зростання мінералізації води, особливо в I-й частині лиману, де наприкінці 1992 р. вона б дорівнювала $21,25 \text{ г/дм}^3$, тобто була б на $5,55 \text{ г/дм}^3$ вища ніж при періодичному водообміні з морем через з'єднувальний канал в період 1958-1992 рр.

16. Порівняння результатів моделювання сценаріїв періодичного (фактичного варіанту) та безперервного водообміну з морем через з'єднувальний канал показало, що в обох варіантах відбувається поступове збільшення кількості солей у лимані та зростання мінералізації води, але при безперервному водообміні лиману з морем рівні води більш стабільні та вищі, ніж при періодичному водообміні. При забезпеченні безперервного водообміну з морем не відбуваються тривалі (від 1-2 місяців до 2,5 років) періодичні обміління і пересихання мілководних прибережних ділянок лиману та гідравлічно-пов'язаних з лиманом водойм, що трапляється коли відмінка рівня води в лимані менша ніж мінус 0,5 мБС. Крім того, в умовах зменшення річкового стоку, яке відбувається в останнє десятиріччя, постійний водообмін з морем "гальмує" темпи зростання середньої солоності води в лимані.

17. Застосування моделі водно-сольового балансу Тилігульського лиману для прогнозу мінливості рівня і мінералізації води у XXI сторіччі за регіональним кліматичним сценарієм M10, з використанням розрахованого за моделлю «клімат-стік» припливу до лиману прісних вод з його водозбірного басейну, показало, по-перше, що варіант безперервного водообміну з морем через з'єднувальний канал «лиман-море» є більш прийнятним ніж періодичний (з квітня по червень), оскільки зменшує темпи накопичення солей і розмах коливань рівня води в лимані; по-друге, при збереженні сучасного рівня водогосподарської діяльності на водозборі у майбутньому, навіть за умов безперервного водообміну з морем, середня для лиману мінералізації води за період 2011-2100 рр. збільшиться на $28,24 \text{ г/дм}^3$ та буде дорівнювати наприкінці XXI ст. $51,24 \text{ г/дм}^3$. У разі відновлення природного стоку з водозбірного басейну лиману і забезпечення

безперервного водообміну з морем мінералізація води збільшиться до кінця XXI ст. тільки на $12,41 \text{ г/дм}^3$ (до $35,41 \text{ г/дм}^3$). Отже, залишається актуальною проблема відновлення природних водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману шляхом розчистки русел, нормування кількості та оптимізації розміщення і функціонування штучних водойм, упорядкування структури землекористування, захисту водоохоронних зон та прибережних смуг.

18. Характерна особливість сезонної мінливості вертикальної термогалінної структури вод Тилігульського лиману полягає у формуванні в травні сезонного термоклину, який при певному поєднанні гідрометеорологічних чинників (опрісненні та сильному прогріві поверхневих вод, сприятливих вітрових умовах) може зберігатися у глибоких частинах лиману до початку серпня як, наприклад, у 2010 р. На ділянках центральної і південної частин лиману, де розташовані глибокі улоговини в рельєфі дна, наявність навіть слабко вираженої температурної стратифікації вод в літній період року призводить до розвитку гіпоксії, а при наявності різко вираженого термоклину, як у 2010 р., виникає аноксія.

20. Домінуючий вплив на формування циркуляції вод в лимані надає вітрова дія. Розрахунки вітрової циркуляції вод в Тилігульському лимані з використанням гідродинамічної моделі Delft3D-FLOW при стаціонарних вітрах різних напрямків показали, що через протяжність лиману у меридіональному напрямі, значну порізаність берегової лінії та мінливість просторової орієнтації різних її ділянок, просторова структура течій суттєво залежить від напрямку вітру. При поздовжніх по відношенню до меридіональної осі лиману вітрах спостерігається інтенсифікація спрямованих за вітром потоків в прибережних, відносно мілководних областях. Уздовж поздовжньої осьової лінії лиману, якій відповідають максимальні в кожній частині лиману глибини, формуються придонні градієнтні протитечії, генеральний напрям яких протилежний вітру. Ці придонні компенсаційні протитечії суттєво впливають на поверхневі дрейфові течії, послаблюючи їх. При поперечних відносно осі лиману вітрах, протяжні інтенсивні потоки вод уздовж берегів в центральній та південній частинах лиману не утворюються. Інтенсифікація прибережних течій має локальний характер, зумовлений конфігурацією берегової лінії. У випадках, коли вектор швидкості вітру спрямований по нормалі до досить протяжної ділянки берегової лінії лиману, яка є навітряною, то на таких ділянках в затоках (увігнутостях берегової лінії в сторону звідки дує вітер) утворюються локальні зони дивергенції поверхневих течій, яким відповідає підтік в прибережну мілководну зону глибинних вод. Це може сприяти виходу збіднених киснем вод до мілководної прибережної зони лиману.

21. Інтегральна по глибині циркуляція вод в лимані має яскраво виражений осередковий характер і складається з великої кількості вихрових утворень (циркуляційних осередків). Вихрові структури перешкоджають поширенню водних мас і домішок вздовж акваторії лиману. На основі аналізу просторової структури баротропної циркуляції вод виділені чотири частини лиману, між якими інтегральний по глибині водообмін ускладнений. Межі між цими частинами проходять в районах Чілової, Калинівської кіс, коліноподібного вигину лиману між Кордонською і Широкінською косами.

23. Результати гідродинамічного моделювання свідчать, що при сучасній глибині з'єднувального каналу надходження морських вод через канал «лиман-море» на протязі квітня-липня недостатньо для компенсації дефіциту прісного балансу лиману. Посилення водообміну з морем шляхом поглиблення з'єднувального каналу дозволить стабілізувати річний цикл коливань рівня води в лимані та сприятиме загальному зниженню солоності води, однак практично не вплине на гідроекологічну ситуацію в мілководній північній частині лиману. Забезпечення безперервної на протязі року роботи каналу дозволить зменшити річну амплітуду коливань рівня води в лимані при більш високій середньорічній відмітці рівня, а також сприятиме зменшенню солоності води на більшості акваторії лиману, окрім ділянки розташованої північніше Калинівської коси при побутовому стоці. В умовах побутового стоку ця ділянка лиману є джерелом його засолення.

24. Оцінка якості вод за індексами показників вмісту сполук біогенних елементів і органічних речовин класифікує Тилігульський лиман як евтрофну, β"– мезосапробну, слабо забруднену водою III класу, 4 категорії якості води. Загальний екологічний стан вод лиману класифікується як задовільний.

25. Значні запаси біогенних речовин у воді і донних відкладах лиману сприяють високій швидкості продукування органічної речовини фітопланктоном і макрофітами у весняно-літній період. При сприятливих умовах, середня за літній сезон біомаса фітопланктону у фотичному шарі може досягати значень 68 г/м^3 (2010 р.), а біомаса макрофітів в мілководній прибережній зоні – більше 2 кг/м^2 . Отже, макрофіти грають не меншу ніж фітопланктон, а на мілководних ділянках – провідну роль у продукуванні органічної речовини і мінливості концентрацій біогенних речовин в водах лиману.

26. Характерна особливість гідрохімічного режиму вод лиману полягає в незбалансованості екосистеми за вмістом основних біогенних елементів – азоту и фосфору. На даний час первинне продукування органічної речовини в лимані влітку стримується відносно низькими концентраціями мінерального

азоту. Але наслідком цього є накопичення в лимані мінеральних і органічних сполук фосфору. Оскільки головним джерелом надходження в лиман мінерального азоту є прісний стік водотоків, то збільшення останнього може призводити до спалаху біомаси фітопланктону, порушення балансу продукційно-деструкційних процесів в екосистемі, поглибленню гіпоксійних і виникненню аноксійних явищ. Навпаки, надходження морських вод в лиман, в цілому, зумовлює «оздоровчий» ефект для екосистеми лиману з позицій евтрофікації, оскільки вони містять менше органічних речовин, фосфатів, ніж води лиману. Дещо вищі концентрації в морській воді нітратів в літні місяці можуть призводити до збільшення продукції органічної речовини в південній частині лиману, однак це збільшення буде незначним.

27. Високий вміст органічної речовини у воді і порових водах донних відкладів зумовлює другу проблему для екосистеми лиману – можливість розвитку влітку гіпоксійних явищ в придонному шарі вод при зменшенні інтенсивності вертикального турбулентного перемішування вод при слабких вітрах або за штильових умов, а також при наявності сезонного термокліну.

28. Оцінка впливу кліматичних змін на гідроекологічні характеристики Тилігульського лиману виконана на основі модельних розрахунків для типових років кліматичних періодів 1970-2000 рр., 2011-2040 рр., 2041-2070 рр., 2071-2098 рр. регіонального кліматичного сценарію M10 розрахованого за моделлю REMO показала, що найбільше до впливу кліматичних змін схильна мілководна північна частина лиману. На екологічні показники в південній частині лиману впливають об'єми припливу морських вод через сполучний канал, які у свою чергу залежать від інтенсивності випаровування, об'ємів прісного стоку і розподілу його по місяцях. В період 2011-2040 рр., у зв'язку зі зменшенням припливу прісних вод до лиману, найбільшу небезпеку для збереження його біорізноманіття, рибопродуктивності представлятиме поступове підвищення солоності вод, яка може досягти середніх значень 35-50 ‰. Проте продукція органічної речовини водоростями в цей період лімітується мінеральним азотом. В період 2041-2070 рр. значне збільшення припливу прісних вод в лиман зменшить проблему зростання солоності вод, проте із-за додаткового надходження зі стоком мінеральних з'єднань азоту збільшиться первинна продукція органічної речовини, підвищиться евтрофікація вод і загостряться її негативні наслідки – погіршає кисневий режим. В період 2071-2090 рр. через значне збільшення випаровування і, як наслідок, припливу морських вод в лиман, разом із з'єднаннями мінерального азоту, що містяться в них, погіршиться екологічна ситуація в південній частині лиману.

29. Моделювання змін гідроекологічних характеристик лиману за різними сценаріями менеджменту в період 2011-2040 рр. з урахуванням спільного впливу змін клімату та сценаріїв земле-, водокористування на водозбірному басейні лиману, режиму водообміну з морем, показало, що внаслідок малих об'ємів бічного прісного стоку в Тилігульський лиман, реалізація різних сценаріїв водо- і землекористування на водозбірному басейні лиману, не зважаючи на передбачені радикальні зміни, вплине в основному на мілководну північну його частину. Практична реалізація сценаріїв МН (збалансоване природокористування) та SET (повернення до природи) вимагає значних фінансових витрат і вирішення численних соціально-економічних проблем. Більш ефективним, простішим в реалізації і менш витратним є варіант гідроекологічного менеджменту лиману, який полягає у встановленні постійного протягом року його зв'язку з морем через штучний сполучний канал.

30. Проблема незбалансованого функціонування соціо-еколого-економічної системи Тилігульського лиману значною мірою зумовлена порушенням басейнового принципу управління його природно-ресурсним потенціалом та відсутністю єдиного суб'єкта управління ним. Впровадження басейнового принципу управління лиманом передбачає розробку планів його водного та екологічного менеджменту, в основу яких можуть бути покладені результати досліджень, наведені в звіті.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. *Северо-западная часть Черного моря: биология и экология: монография* / Отв.редакторы Ю.П.Зайцев, Б.Г. Александров, Г.Г. Миничева; Одесский филиал ин-та биологии южных морей НАН Украины.- Киев: Наукова думка, 2006.- С.422-427.
2. *Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья: монография* / Под ред. Ю.С. Тучковенко, Г.Д. Гопченко. – Одесский государственный экологический университет, - Одесса: ТЭС, 2011. – 224 с.
3. *Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України* / Під ред. Степаненко С.М., Польового А.М. – Одеса: Екологія, 2011. – 605с.
4. *Лобода Н.С.* Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
5. *Гопченко Е.Д., Лобода Н.С.* Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях). – К.: КНТ, 2005. – 188 с.
6. *Лобода Н.С., Божок Ю.В.* Зміни кліматичних чинників та характеристик стоку р.Тилігул під впливом глобального потепління// Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.17. - Одеса:ТЕС. – 2014. - С. 124-133.
7. *Лобода Н.С., Божок Ю.В.* Оцінка впливу глобального потепління на зміни припливу річного стоку до Тилігульського лиману у роки різної водності за сценарієм М10// Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. “Лимани Північно-Західного Причорномор’я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення” – Одеса: ТЕС, 2014. – С.25-27.
8. *Лобода Н.С., Божок Ю.В.* Визначення внутрішньорічного розподілу при розрахунках стоку за метеорологічними даними сценаріїв глобального потепління (басейн Тилігульського лиману, сценарій М10) на базі моделі «клімат-стік»// Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. “Лимани Північно-Західного Причорномор’я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення” – Одеса: ТЕС, 2014. – С.31-33.
9. *Гриб О.М.* Моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману за різних умов водообміну з Чорним морем та аналіз отриманих результатів// Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції “Лимани Північно-Західного Причорномор’я: сучасний гідроекологічний

- стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення” – Одеса: ТЕС, 2014. – С.34-36.
10. *Тучковенко Ю.С., Иванов В.А., Тучковенко О.А.* Моделирование водообмена Тилигульского лимана с Черным морем // Морской гидрофизический журнал. – Севастополь: Морск.гидрофиз.журнал.- 2012. – № 5.- С. 42- 58.
 11. *Тучковенко. Ю.С., Кушнир Д.В.* Результаты моделирования динамики вод и изменчивости термохалинной структуры Тилигульского лимана// Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. «Лимани Північно-Західного Причорномор’я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення» – Одеса: ТЕС, 2014. – С.37-39.
 12. *Тучковенко Ю.С., Тучковенко О.А.* Моделирование эвтрофикации вод Тилигульского лимана под влиянием изменений климата// Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. «Лимани Північно-Західного Причорномор’я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення» – Одеса: ТЕС, 2014. – С.49-51
 13. *Выхованец В.Г.* Естественные и искусственные ландшафты Тилигульской пересыпи и природопользование в их пределах // Причорноморський екологічний бюлетень. – Одеса: ОЦНТЕІ. – № 2(12). – 2004.- С. 32 – 39.
 14. *Швебс Г.И., Игошин М.И.* Каталог річок і водойм України: навчально-довідковий посібник / Під ред. Є.Д. Гопченка. – Одеса: Астропринт, 2003. – 390 с.
 15. *Паспорт реки Тилигул.* – Одесса: УкрЮжГИПроводХоз, 1994. – 148 с.
 16. *Природа Одесской области.* Ресурсы, их рациональное использование и охрана / Под. ред. Г.И. Швебса. – Киев-Одесса: Вища шк. – 1979. – 144 с.
 17. *Гребінь В.В.* Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). – К.: Ніка –центр, 2010. -316 с.
 18. *Лобода Н.С., Божок Ю.В.* Оцінка природних водних ресурсів річок басейну Тилигульського лиману за метеорологічними даними/ Український гідрометеорологічний журнал, №14, 2014. – С. 136-147.
 19. *Тюреміна В.Г., Бруяко А.В. Шавловська Н.П.* Основні гідроекологічні закономірності формування прісних підземних вод на північному схилі Причорноморського артезіанського басейну. Господарське значення підземних вод та перспективи його розширення // Причорноморський екологічний бюлетень. - №4(42).- Одеса – 2011. – С.183-192.
 20. *Комплексное использование земель Евразийских степей.* (Менеджмент-план: Тилигульский региональный парк): Технический отчет

- (мероприятие 2.2.2 А) по проекту Региональной Программы ТАСИС Европейского Союза EuropeAid/124907/C/SER/Multi/5.–62 С.
21. *Стан навколишнього природного середовища в Одеській області* (2011 р.). Під ред. Лоевой І.Д. – Одеса: НДУ УкрНЦЕМ.- 2011.- С.61-63.
 22. *Заболотний В.З., Лисецький Ф.М., Молодецький А.Е.* Миколаївська область. Географічний словник-довідник. – Миколаїв, ІУУ, 1995.- С.100-102, 154
 23. *Ковтун О.А.* Фитобентос Тилигульського лимана (Чорне море, Україна). Еколого-біологічна, морфологічна і таксономічна характеристика. – LAMBERT Academic Publishing. – 2012. – 353 с.
 24. *Статистичний щорічник Одеської області за 2010 рік.* – Одеса: Головне управління статистики в Одеській області, 2011. – 540 с.
 25. *Статистичний щорічник Миколаївської області за 2010 рік /* за ред П.Ф. Зацаринського. Головне управління статистики у Миколаївській обл. – Миколаїв, 2011. – 514 с.
 26. *Отдых в поселке Кoblevo на Черном море.* - Режим доступу: <http://www.koblevo.seatour.in.ua/>
 27. *Кто перекрывает кислород лиманам //* Рабочая Газета (27.04.2011). - Режим доступу: <http://rg.kiev.ua/page5/article21186/>
 28. *Трубопроводный транспорт Украины.* Проблемы и перспективы развития. – Режим доступу :<http://www.snegu.net/single.php?articles/20100602100106>
 29. *Степанов В.Н., Степанова Е.В.* Социально-экономическое состояние района Тилигульського лимана // Причорноморський екологічний бюллетень. – 2004.- № 2. – С. 99-109.
 30. *Угольников Г.А.* Устойчивое развитие организаций. Системный анализ, математические модели и информационные технологии управления. – М.: Издательство физико-математической литературы, 2011. – 320 с.
 31. *Канаев А.* Современные подходы к организации корпоративного управления. - Режим доступу: <http://www.sice.ru/cnts/2259.html>
 32. *Розенгурт М.Ш.* Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов.– Киев: Наукова думка, 1974.– 224 с.
 33. *Тимченко В.М.* Эколого-гидрологические исследования водоемов северо-западного Причерноморья.– Киев: Наукова думка. – 1990.– 238 с.
 34. *Лиманы Северного Причерноморья /* Полищук В.С., Замбриборщ Ф.С., Тимченко В.М. и др.; Отв. ред. Миронов О.Г. ; Ин-т гидробиологии АН УССР.- Киев: Наукова думка, 1990.-204 с.
 35. *Миничева Г.Г., Богатова Ю.И., Зотов А.Б.* Особенности гидрохимического режима и структурно-функциональной организации

- автотрофного компонента Тилигульського лимана // Матеріали всеукр. науково-практ. конф. «Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення».- Одеса: ОДЕКУ, 12-14 вересня 2012 р. – С. 72-74.
36. *Миничева Г.Г., Швець А.В., Калашник Е.С.* Морфофункціональні особливості організації фітобентоса Тилигульського лимана в сучасних умовах // Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. «Лимани північно-західного Причорномор'я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення» – Одеса: ОДЕКУ, 1-3 жовтня 2014 р. – С. 43-45.
37. *Тучковенко Ю.С., Тучковенко О.А., Богатова Ю.И.* Характеристика сучасного гідрохімічного режиму Тилигульського лимана і умов його формування // Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. «Лимани північно-західного Причорномор'я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення» – Одеса: ОДЕКУ, 1-3 жовтня 2014 р. – С.40-42
38. *Зотов А.Б., Богатова Ю.И.* Влияние изменчивости содержания биогенных веществ на обилие фитопланктона Тилигульського лимана в весенне-літній період // Науковий вісник Ужгородського університету; Серія Біологія.– Вип. 32, 2012.– С.24-34
39. *Алекин О.А., Ляхин Ю.И.* Химия океана: Учебное пособие.– Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 343 с.
40. *Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями* / А.В. Гриценко, О.Г. Васенко, Г.А. Верніченко та ін. – Х.: УкрНДІЕП. – 2012. – 37 с.
41. *Vollenveider R.A., Giovanardi F., Montanari G., Rinaldi A.* Characterization of the trophic conditions of marine coastal waters with special reference to the NW Adriatic Sea: proposal for a trophic scale, turbiditi and generalized water quality index // *Environmetrics*. – 1998. – № 9. – P.329–357.
42. *Воскресенский К.П.* Норма и изменчивость годового стока рек СССР. - Л.: Гидрометеиздат, 1967. - 546 с.
43. *Гопченко Е.Д., Гушля А.В.* Гидрология с основами мелиорации. - Л.: Гидрометеиздат, 1988.- 303 с.
44. *Будыко М.И.* Тепловой баланс земной поверхности. - Л.: Гидрометеиздат, 1956. - 255 с.
45. *Вишневський В.І.* Річки і водойми України. Стан і використання. - Київ.: Віпол, 2000. - 375с.
46. *Вишневський В.І., Косовець О.О.* Гідрологічні характеристики річок України.- К.: - Ніка-Центр. – 2003.-324 с.

- 47.Шерешевський А.І., Синицька Л.К. Оцінка змін випаровування з водної поверхні території України // Наук. Праці Укр НДГМІ. -2000. – Вип.248. – С.67-76.
- 48.Войцехович В.О., Лузан Л.І. Сучасні зміни максимального стоку річок Українського Полісся // Наукові праці УкрНДГМІ. – 1999. – Вип.247. – С. 125-135.
- 49.Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірзанова Ж.Р. Дослідження впливу сучасних змін клімату на характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні р.Прип'ять // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.:ВГЛ “Обрії”, 2010. – Т.3. – С.50-59.
- 50.Мельник С.В., Лобода Н.С. Динаміка водного режиму і стоку наносів річок Поділля // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.:ВГЛ “Обрії”, 2009. – Том.17. – С.55-62.
- 51.Хільчевський В.К., Ромась І.М., Ромась М.А., В.В. Гребінь, Шевчук І.О., Чунарьов О.В. Гідролого-гідрохімічна характеристика мінімального стоку річок басейну Дніпра. – К.:Ніка-Центр, 2007. – 184 с.
- 52.Лобода Н.С., Сіренко А.М. Вплив Північно-Атлантичного коливання на строки продовження льодових явищ на річках Західної України // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2010. – Вип. 50. - С. 182 – 189.
- 53.Лобода Н., Сіренко А. Вплив глобального потепління на льодовий режим річки Дністер // Науковий вісник Чернівецького університету. – 2009. – Вип. 480-481. Географія. – С.200-203.
- 54.Струтинська В.М., Гребінь В.В. Термічний та льодовий режими річок басейну Дніпра з другої половини ХХ століття. – К.:Ніка-Центр, 2010. - 196 с.
- 55.Вишневський В.І. Вплив кліматичних змін і господарської діяльності на термічний та льодовий режим річок // Наук. Праці УкрНДГМІ. – 2002. – Вип.250. – С.190-202.
- 56.Сіренко А.М. Сучасний стан льодового режиму річки Тілігул // Матеріали Х научної конференції «Ломоносовские чтения», 25-28 апреля 2011 г. – Севастополь, 2011. – С. 25.
- 57.Куза А.М., Лобода Н.С., Селезньова Л.В. Зміни термічного та льодового режиму, пересихання та перемерзання р.Тілігул у сучасних умовах // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції “Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення”, 12-14 вересня 2012р., Україна, м. Одеса. – Одеса:ТЕС, 2012. – С.78-80.
- 58.Мусієнко М.М., Серебряков В.В., Брайон О.В. Екологія. Охорона природи: Словник-довідник. – К.: Т-во «Знання», КОО, 2002. – 550 с.

59. *Клімат України* / За редакцією В.М. Ліпинського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченка. – К.: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
60. *Нажмутдінова О.М., Єрмоленко Н.С.* Деякі аспекти формування інтенсивних посушливих явищ влітку 2010 р. над Східною Європою // *Український гідрометеорологічний журнал*. – 2011. – № 9. – С. 79-84.
61. *Хохлов В.М., Єрмоленко Н.С.* Просторово-часова мінливість посух в Східноєвропейському секторі в умовах глобальних змін клімату // *Український гідрометеорологічний журнал*. – 2012. – № 11. – С. 128-134.
62. *Семенова Н.Г.* Метеорологические и синоптические условия засухи осенью 2011г. // *Український гідрометеорологічний журнал*. – 2012. – № 11. – С. 58-64.
63. *Хохлов В.М., Боровська Г.О., Хоменко Г.В., Шараєва Т.В.* Регіональні особливості розподілу посух в Україні // *Український гідрометеорологічний журнал*. – 2011. – № 9. – С. 73-78.
64. *Dracup J.A., Lee K.S., Paulson E.G.* On the statistical characteristics of drought events // *Water Resources Research*. – 1980. – Vol. 16, Iss. 2. – P. 289–296.
65. *Разиш Т., Сагафьян Б., Шокухи А.* Мониторинг засухи с использованием показателя SPI в провинции Ядз, Иран // *Публикации Тренингового центра МКВК*. – Ташкент, в.12. 2005. – С. 27-37.
66. *Електронний ресурс* <http://digital.csic.es/handle/10261/10002>
67. *Лобода Н.С., Божок Ю.В.* Шляхи визначення можливої гідрологічної посухи за метеорологічними даними в умовах змін клімату для річок північно-західного Причорномор'я // *Геополітика та екогеодинаміка регіонів: Науковий журнал* – м. Сімферополь, 2014р. – Т.10. – Вип.1 – С. 281-289.
68. *Международный гидрологический словарь*. - 2-е изд. - Женева: ВМО, 1992. - 414 с.
69. *Ресурсы поверхностных вод СССР*. - Л.: Гидрометеиздат, 1966.- т.6, вып.1: Украина и Молдавия.-884с.
70. *Данные суточного разрешения по температуре воздуха и осадкам* (Електронний ресурс). – Режим доступу: <http://www.cliware.ru>.
71. *Коротун І.М., Коротун Л.К., Коротун С.І.* Природні ресурси України. Рівне, 2000. С. 192.
72. *Атлас природных условий и естественных ресурсов УССР*. – М.: ГУГК (отдел географии), 1978. – 120 с.
73. *Атлас Одеської області*. – Одеса: Хорс, 2002. – 80 с.
74. *Фоменко А.Я., Кулачинская Л.Н.* Средний многолетний водный баланс Украинской ССР и Молдавской ССР // *Труды Украинского регионального научно-исследовательского института*. – Вып.215.- Москва, Московское отделение Гидрометеиздата. -1986. – С.38-47.

75. Камзіст Ж.С., Шевченко О.Л. Гідрогеологія України. Навчальний посібник. – Київ. Фірма “Інкос”, 2009 – 612 с.
76. *Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик.* - Л.: Гидрометеиздат, - 1984. - 447с.
77. *Гідрологічні розрахунки для річок України* (при відсутності даних спостережень): Посібник / П.Ф. Вишневський, М.І. Дрозд та ін. – К.: Видавництво АН УРСР, 1962. – 386 с.
78. *Справочник по водным ресурсам* / Под ред. Б.И. Стрельца. – К.: Урожай, 1987. – 304 с.
79. *Шерешевський А.И., Вишневський П.Ф.* Норма и изменчивость годового стока рек Украины // Гидробиологический журнал. Т. -33, №3, 1997. – Киев., Институт гидробиологии НАН Украины. – С.81-91.
80. *Лобода Н.С., Божок Ю.В., Куза А.М.* Зміни кліматичних чинників та характеристик стоку р.Тилігул під впливом глобального потепління// Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.17. - Одеса:ТЕС. – 2014. - С. 124-133.
81. *Чеботарев А.И.* Гидрологический словарь. –Л.:Гидрометеиздат, 1978. – 308 с.
82. *Хільчевський В.К., Ободовський О.Г., Гребінь В.В.* та інші. Загальна гідрологія. Підручник. Видавничо-поліграфічний центр “Київський університет”, 2008. – 399с.
83. *Beran M., Rodier J.A.* Hydrological aspects of droughts. P.:UNESCO-WMO, 1985. (studies and reports in hydrology; N 39).
84. *Hisdal H., Tallaksen L.M.* Drought event definition, Oslo, 2002. (Techn. Rep. to the ARIDE Project; N 6).
85. *Wilhite D.A. Glantz M.H.* Understanding of drought phenomenon: The role of definitions // Water Intern. 1985. Vol. 10, N 3. P.111-120.
86. *Болгов М.В., Мишон В.М., Сенцова Н.И.* Современные проблемы оценки водных ресурсов и водообеспечения. – М.: Наука, 2005. - 318 с.
87. *Владимиров А.М.* Сток рек в маловодный период года. Л.:Гидрометеиздат, 1978. – 295 с.
88. *Гідрологічні розрахунки для річок України* (при відсутності даних спостережень): Посібник / П.Ф. Вишневський, М.І. Дрозд та ін. К.: Видавництво АН УРСР, 1962. – 386 с.
89. *Одеський регіон: передумови формування, структура та територіальна організація господарства.* Навчальний посібник за ред. О.Г.Топчієва. Одеса. Астропрінт, 2012. – 336с.
90. *Лобода Н.С.* Закономірності коливальності річного стоку річок України при змінах клімату на початку ХХІ сторіччя // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К. ВГЛ ”Обрії”, Т.18.2010. – С. 62-70.

91. Grayson R., Bluschl G. (Eds.) Seeing catchments with new eyes. Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling.- Cambridge: University Press.-2000.-416p.
92. Eds. Jones J.A.A., Woo M-K. Modelling the Impact of Climate Change on Hydrological Regimes // Hydrological Processes. -2002.-Vol.16,N6.- P.1137-1150.
93. Teutschbein, G. and Seibert, J. Regional climate models for hydrological Impact Studies at the catchment scale: A review of recent modeling strategies. – 4(7). – 2010, p.834-860.
94. Krysanova, V. and Wechsung, F. SWIM User Manual. Potsdam institute for Climate Impact Research. – 2000.
95. Україна та глобальний парниковий ефект. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату. За редакцією В.В. Васильченка, М.В. Рапцуна, І.В. Трофімової. –Т.2. - Київ. Агентство з раціонального використання енергії та екології. - 1998. – 206с.
96. Лобода Н.С., Гонченко Є.Д. Водні ресурси України у зв'язку з кліматичними умовами // Україна: географічні проблеми сталого розвитку. Зб. наук. пр. – Українське географічне товариство, 2004. – С.144-146.
97. Определение гидрологических характеристик для условий республики Молдова. СР D.01.05-2012. (у співавторстві). – 180с.
98. Мезенцев В.С., Карнацевич И.В., Белоненко Г.В., Плотников Ю.Н., Полисадов С.Д. Режимы влагообеспеченности и условия гидромелиораций степного края // (Под ред. В.С.Мезенцева). -М.Колос, 1974. -240 с.
99. Мезенцев В.С., Карнацевич И.В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины - Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 75 С.
100. Гонченко Є.Д., Лобода Н.С. Оцінювання природних водних ресурсів України за методом водно-теплогового балансу // Наук. Праці УкрНДГМІ. – 2001. – Вип.249. – С.106-120.
101. Бефани А.Н., Мельничук О.П. Расчет нормы стока временных водотоков и горных Украинских Карпат // Труды УкрНИГМИ. - Л.: Гидрометеиздат. - 1967. - вып. 69. - С. 105 -131.
102. Лобода Н.С., Гонченко Є.Д. Нормування характеристик природного річного стоку України // Наукові праці УкрНДГМІ. – Вип.252. – К.: Ніка – Центр. –2003. – С.5 - 10.
103. Лобода Н.С., Гонченко Е.Д. Нормирование характеристик естественного годового стока рек Украины // Докл. Всерос. Гидролог. Съезда (28 сентября – 1 октября 2004 г.). Секция 5. Гидрофизические явления и процессы. Формирование и изменчивость годового стока,

- гидрологические и водохозяйственные расчеты. – 2006. – Ч. 2. – С. 134-137.
104. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. Гидрологические основы управления речным стоком.- М. Наука, 1981. - 235с.
 105. Лобода Н.С., Гопченко Е.Д. Обоснование районирования статистических параметров стока, определяемых по наблюдаемым данным с малой степенью достоверности // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2003. – Т. 5. – С. 35-41.
 106. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Шахман І.О. Оцінювання природних водних ресурсів Нижнього Подніпров'я за метеорологічними даними // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2005. – Вип. 49. - С. 485 – 496.
 107. Лобода Н.С., Гриб О.М., Сіренко А.М. Оцінка припливу прісних вод до Куяльницького лиману // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Гол. ред. Хільчевський В.К. – К. Видавництво Київського національного університету. - 2011. -Т.1(22). – С. 51-59.
 108. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Визначення характеристик стоку р.Свинної // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.14. - Одеса:ТЕС. – 2012. - С. 179-187.
 109. Лобода Н.С., Дорофєєва В.П. Природний річний стік і вплив чинників підстильної поверхні лівобережних приток Дністра // Україна:географія цілей та можливостей. Зб. наук.праць. – Н.:ФОП “Лисенко М.М.”, 2012.- Т.1 – С.188-192.
 110. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности: Монография. – К.: КНТ, 2005. – 148 с.
 111. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Кічук Н.С. Розрахункові характеристики дощових паводків на території півдня України // Вісник Одеського державного екологічного університету. -2011. – Вип.11. – С.161-172.
 112. Кічук Н.С. Максимальний стік дощових паводків на півдні України та його розрахункові характеристики. Автореф.дис. канд.геогр.наук 11.00.07 / Одеський державний екологічний університет. – Одеса, 2012. – 20с.
 113. Лобода Н.С., Гопченко Є.Д. Стохастичні моделі у гідрологічних розрахунках: Навчальний посібник. – Одеса: Екологія, 2006. – 200 с.
 114. Раткович Д.Я. Многолетние колебания речного стока. - Л.: Гидрометеиздат. - 1976. - 255 с.
 115. Раткович Д.Я., Болгов М.В. Стохастические модели колебаний составляющих водного баланса речного бассейна. - М.: РАН ИВП. - 1997. - 262 с.

116. *Лобода Н.С.* Проблемы гидрологических расчетов в условиях антропогенного воздействия и модель "климат -сток"// Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2007. – Вип. 50. частина друга- С. 14 – 19.
117. *Раткович Д.Я.* Гидрологические основы водообеспечения.- М.: РАН ИВП. - 1995. - 428с.
118. *Loboda N.S. & Phan Van Chinnh.* Statistical modelling and estimating the irrigation and man-made effect on annual runoff and water resources // GIS and Remote Sensing in Hydrology, Water Resources and Environment. (proceedings of ICGRHWE held Tree Gerges Dam, Chine.) – 2004. – IAHS Publication 289 in the IAHS Series of Proceedings and Reports. – P.215-218.
119. *Болгов М.В., Сарманов И.О., Сарманов О.В.* Марковские процессы в гидрологии. –Москва. –Институт водних проблем РАН, 2009., 210 с.
120. *Шикломанов И.А.* Влияние хозяйственной деятельности на речной сток. - Л.: Гидрометеоиздат, 1989. - 335 с.
121. *Сарманов О.В., Сарманов И.О.* Основные типы корреляции, применяемые в гидрологии. - М.: Наука, 1983.-200 с.
122. *Loboda N.S., Gopchenko E.D.* Stochastic model of long-term annual flow fluctuations under anthropogenic influences (in Ukraine)// Special Issue "Stochastic models of hydro-logical processes and their applications to problems of environmental preservation". ARW Series.-1998.-Vol.1.-P.110-118.
123. *Гопченко Є., Лобода Н.* Динаміко - стохастична модель стоку зрошуваних річок Північно-Західного Причорномор'я в умовах глобального потепління // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: Науковий збірник. - т.1. – Київ: Ніка - центр, 2000. - С. 154 - 158.
124. *Лобода Н.С., Шаменкова О.И.* Обоснование стохастических моделей годового суммарного и подземного стока в условиях осушительных мелиораций (по материалам западного Полесья) // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2002. – Вип. 46. - С. 279 – 293.
125. *Лобода Н.С., Довженко Н.Д.* Моделирование бытового стока при наличии водопотребления за счет местных водных ресурсов с применением нейронных сетей // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.5. - Одеса:ТЕС. –2008. - С. 142-149.
126. *Лобода Н.С.* Системный подход и функции отклика гидрологической системы на антропогенные воздействия при математическом моделировании бытового стока // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2004. – Вип. 48. - С. 416 – 424.

127. *Лобода Н.С., Гонченко Е.Д.* Модели оценки и прогноза состояния водных ресурсов рек бассейна Придунайских озер в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія и гідрологія - Одеса. - 2001. - Вип. 42. - С. 50 - 62.
128. *Водний фонд Миколаївської області.* Миколаїв, 2009. – 184с.
129. *Шахман І.О., Лобода Н.С.* Застосування імітаційної стохастичної моделі річного побутового стоку до оцінки стану водних ресурсів Нижнього Подніпров'я в умовах водогосподарської діяльності // Український гідрометеорологічний журнал. - №5. – Одеса. – ТЕС. – 2009 – С. 192-197.
130. *П'яте національне повідомлення України з питань зміни клімату.* – К: Мінприроди України, 2009. – 282 с.
131. *Giorgi F., Mearns L.O.* Introduction to special issue: Regional climate modeling revisited // Journal of Geophysical Research – 1999. – Vol. 104. – P. 6335-6352.
132. *Wörner V., Hesse C., Stefanova A., Krysanova V.* Evaluation of climate scenarios for the lagoons. – Potsdam: PIK, 2012. – 40 p.
133. *Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Christoph M., Claussen M., Dumenil L., Esch M., Schlese U., Schulzweida U.* The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. – Hamburg: MPI fur Meteorologie, 1996 – Report No.218. – 90 p.
134. *Jacob D., Van den Hurk B.JJ.M., Andre U., Elgered G., Fortelius C., Graham L.P., Jackson S.D., Karstens U., Kopken Chr., Lindau R., Podzun R., Rockel B., Rubel F., Sass B.H., Smith R.N.B., Yang X.* A comprehensive model intercomparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period // Meteorology and Atmospheric Physics. – 2001. – Vol. 77. – P. 61-73.
135. *Pfeifer S.* Modeling cold cloud processes with the regional climate model REMO / PhD Thesis. – Hamburg: University of Hamburg, 2006. – 120 p.
136. *Krakovska S., Goettel H., Jacob D., Pfeifer S.* Study of the flood events in the Carpathians and along the Elbe river with aid of the numerical models // Geophysical Research Abstracts. – 2006. – Vol. 8. – 00060. – SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-00060.
137. *Uppala S.M., Kellberg P.W., Simmons A.J. et al.* The ERA-40 reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society – 2005. – Vol. 131. – P. 2961-3012.
138. *Паламарчук Л.В., Краковская С.В., Шедеменко И.П., Дюкель Г.А., Гнатюк Н.В.* Верификация данных Мирового климатического центра (CRU) и региональной модели климата (REMO) относительно прогноза

- поля осадков в Украине за контрольный период 1961-1990 гг. // Наукові праці УкрНДГМІ. – 2009. – Вип. 258. – С. 69-83.
139. *Loboda N.S.* The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence // *Climate and Water*. – 1998. – Vol. 1. – P. 1486-1494.
 140. *Васильченко В.В., Рапцун М.В., Трофімова І.В., Шерешевський А.І.* Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату. – Київ, 1998. – 210 с.
 141. *Гопченко Е.Д., Лобода Н.С.* Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления // *Гидробиологический журнал*. - Киев: Институт гидробиологии НАН Украины. - т.36, №3. - 2000. - С. 67 – 78.
 142. *Режимы влагообеспеченности и условия гидромелиораций степного края* / Под. ред. В.С. Мезенцева. - М.: Колос, 1974. - 240с.
 143. *Лобода Н.С., Сербова З.Ф., Куза А.М., Божок Ю.В.* Вплив змін клімату на живлення лиманів північно-західного Причорномор'я прісними водами за сценаріями глобального потепління // *Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції “Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідро екологічні проблеми та шляхи їх вирішення”*, 12-14 вересня 2012р., Україна, м. Одеса. – Одеса: ТЕС, 2012. – С.24-27.
 144. *Заключний звіт за темою НДР “Оцінка впливу екстремальних атмосферних явищ на окремі галузі економіки України в умовах змін клімату. Кліматологічне забезпечення інформацією різних галузей господарської діяльності за впливу екстремальних атмосферних явищ”*. Державний облік № 0213U003164. Одеса. – 433с.
 145. *Звіт про науково-дослідну роботу “Оцінка можливих змін гідроекологічного режиму Куяльницького лиману під впливом кліматичних змін (заключний)”*. Одеса. -2012.- 147с.
 146. *Дж. К. Родда.* Грани гидрологии: Монография. – Л.: Гидрометеиздат, Т.2. -1987. – 534с.
 147. *Комплексне управління водними ресурсами Тилігульського лиману та його гідроекологічним станом в умовах антропогенного впливу і кліматичних змін: Звіт з НДР (науковий керівник: Ю.С. Тучковенко).* Од. держ. еколог. ун-т. – Одеса, 2013. – 279 с.
 148. *Гриб О.М.* Оцінка морфометричних характеристик і рельєфу дна Тилігульського лиману та їх особливості // *Вісник Од. держ. еколог. ун-ту*. – 2014. – № 17. – (у друк.).

149. *Карты 1:100000*. Генеральный штаб. СССР. УССР. Одесская область. – М.: ГУГК при СМ СССР, 1987. – Листы: L-36-38 (Петровка), L-36-39 (Березанка), L-36-51 (Сычавка).
150. *Карта 1:100000*. Генеральный штаб. УССР. Одесская и Николаевская области. – 1964. – Лист L-36-26 (Березовка).
151. *Карты 1:50000*. Генеральный штаб. СССР. УССР. Одесская область. – М.: ГУГК при СМ СССР, 1987. – Листы: L-36-38-Б (Петровка), L-36-39-А (Краснополье), L-36-39-В (Анатольевка), L-36-51-А (Сычавка).
152. *Супутникові знімки та карти поверхні Землі* [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://maps.google.com>.
153. *Сайт програми Google Earth* [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.google.com/intl/uk/earth/index.html>.
154. *Оцінка та розрахунок гідраліко-морфометричних характеристик водообміну в системі «Тілігульський лиман ↔ Чорне море» для розробки рекомендацій по збереженню природних ресурсів лиману: Звіт з НДР*. Од. держ. еколог. ун-т. – Одеса, 2010. – 178 с.
155. *Ресурсы поверхностных вод СССР*. Западная Украина и Молдавия. – Т. 6. – Вып. 1. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 714 с.
156. *Тимченко В.М.* Экологическая гидрология водоёмов Украины: Монография. – К.: Наук. думка, 2006. – 384 с.
157. *Адобовский В.В., Большаков В.Н.* Влияние климатических факторов на водообмен Тилигульского лимана с морем // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. науч. тр. – Вып. 12 / Редкол. Иванов В.А. – Севастополь, 2005. – С. 70-75.
158. *Черноморское побережье от Южного до Очакова* (Тилигульский и Березанский лиманы): Атлас (масштаб 1:50000). – К.: Киевская военно-картографическая фабрика, 2004. – 12 с.
159. *Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши*, 1936-2011 гг. – Ч. 1 и 2. – Том 2. – Вып. 1. – 1938-2012.
160. *Шуберт Ф.Ф., Тучков П.А.* Военно-топографическая карта Российской Империи. – Ряд XXX. – Лист 9 (Херсонская губерния). – 1869 год [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.etomesto.ru/map/online/shubert/30/map/30-9-1.png>.
161. *Deutsche Heereskarte*. Maßstab 1:50000. L-36-39-A Taschino. – 1943 [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.wwii-photos-maps.com/prewarmaps136-1-50000/L-36-36-A%20-%20-%20L-36-41-D/slides/1-36-39-A.html>.
162. *Карта новопробретенной области от Порты Оттоманской и присоединенной к Екатеринославскому наместничеству за 1791-1792*

- годы. [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://kaiser-w.livejournal.com>.
163. *Гидрографическая карта северных берегов Черного моря*, означающая ныне состоящую границу между устьями рек Днепра и Днестра, на коей показана глубина, отмели и фарватер; в пользу судоходства по Днепру, Бугу, Днестру и вдоль по берегам моря, с показанием способа как иметь коммуникацию по Черному морю с городами и портами: Херсоном, Николаевым, Очаковым, Одессою и Овидиополем. Снята и промерена Черноморского гребного флота и инженерного корпуса офицерами, находящимися при строении крепостей южной границы по повелению Вице-адмирала и Кавалера де Рибаса. – 1793-1796 (приблизительно) [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://leb.nlr.ru/edoc/262181>.
 164. *Черноморское побережье*: Атлас (масштаб 1:50000). – К.: Киевская военно-картографическая фабрика, 2008. – 72 с.
 165. *Космічний знімок території пересипу між Тилігульським лиманом і Чорним морем за 1995 рік* [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://maps.vlasenko.net/?lon=31.20&lat=46.64>.
 166. *Фотознімок пересипу Тилігульського лиману* [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://www.photographers.com.ua/thumbnails/pictures/14434/800xpano-tiligul-img_0917.jpg.
 167. *Таблиці метеорологічних даних (середньодобова температура повітря, добова сума атмосферних опадів, середньодобова пружність водяної пари, середньодобові напрямки і швидкості вітру) по метеостанціям «Южне», «Сербка» та «Одеса» за період з січня 1976 по грудень 2011 рр.* – К.: ЦГО, 2013.
 168. *Таблица прибрежных гидрометеорологических наблюдений ТГМ-1 (с 01.01.1980 г. по 31.12.2012 г.). Пост Южный (код поста: 98091).* – Одесса: ГМЦ ЧАМ, 1980-2012.
 169. *Архів погоди в Сербці (26.10.2005-10.12.2013).* Метеостанція № 33833 (WMO ID) [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://rp5.ru>.
 170. *Архів погоди в Одесі (01.02.2005-10.12.2013).* Метеостанція № 33837 (WMO ID) [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://rp5.ru>.
 171. *Архів погоди в Одесі (аеропорт), METAR (26.09.2012-10.12.2013).* Аеропорт (ICAO) UKOO [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://rp5.ru>.
 172. *Горев Л.М., Пелешенко В.И., Кирничный В.В.* Методика оптимизации природной среды обитания. – К.: Либідь, 1992. – 528 с.
 173. *Гриб О.М.* Оцінка випаровування з водної поверхні в районі Тилігульського лиману // Вісник Од. держ. еколог. ун-ту. – 2014. – № 17. – (у друк.).

174. *Каганер М.С., Дюкель Н.Г.* Испарение с водной поверхности на территории Украины и Молдавии // Тр. УКРНИИГМИ. – 1966. – Вып. 64. – С. 155-180.
175. *Константинов А.Р.* Испарение в природе. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 532 с.
176. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия. Крым.* – Т. 6. – Вып. 4. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 347 с.
177. *Бобров С.Н.* К вопросу об испарении морской воды в зависимости от её солёности // Труды института океан. – Т. XXXVII. – 1960. – 183 с.
178. *Оцінка багаторічних змін складових водного балансу Куяльницького лиману для розробки рекомендацій по збереженню його природних ресурсів: Звіт з НДР. Од. держ. екол. ун-т.* – Одеса, 2009. – 90 с.
179. *Гопченко Є.Д., Гриб О.М.* Оцінка складових водного балансу Куяльницького лиману та визначення причин сучасного обміління водойми // Метеорол., кліматол. та гідрол. – 2010. – Вип. 51. – С. 200-215.
180. *Стан гідрографічної мережі річки Великий Куяльник в умовах водогосподарських перетворень на її водозбірному басейні: Звіт з НДР. Од. держ. екол. ун-т.* – Одеса, 2011. – 165 с.
181. *Иванов Н.Н.* Ландшафтно-климатические зоны земного шара // Зап. Всесоюз. географ. общ-ва: нов. сер. – 1948. – Т. 1. – 223 с.
182. *Архів погоди в Болграді (26.10.2005-10.12.2013). Метеостанція № 33887 (WMO ID) [Електронний ресурс].* – Режим доступу: <http://rp5.ru>.
183. *Водний баланс Хаджибейського лиману за різних умов його існування: Звіт з НДР. Од. держ. екол. ун-т.* – Одеса, 2011. – 86 с.
184. *Карасёв И.Ф., Васильев А.В., Субботина Е.С.* Гидрометрия: Учебник. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 376 с.
185. *Иваненко О.Г.* Автоматизовані методи обчислення добового стоку в гідростворах річок: Навчальний посібник. – Одеса: ТЕС, 1998. – 60 с.
186. *Себов В.В., Лещенко А.В., Гриб О.М.* Сучасний стан гирлових ділянок річок і балок Тилигульського лиману та водойм його пересипу // Збірник статей за матер. студ. наук. конф. ОДЕКУ. – 2014. – (у друк.).
187. *Оцінка можливого альтернативного наповнення Куяльницького лиману водами Чорного моря, річки Дністер й інших лиманів і водних об'єктів: Звіт з НДР. Од. держ. екол. ун-т.* – Одеса, 2012. – 238 с.
188. *Сайт проекту ENSEMBLES [Електронний ресурс].* – Режим доступу: <http://www.ensembles-eu.org>.
189. *Тучковенко Ю.С., Адобовский В.В., Тучковенко О.А., Гриб О.Н.* Современный гидрологический режим и динамика вод Тилигульского лимана // Український гідрометеорологічний журнал. – Одеса: Екологія, ОДЕКУ. – 2011. – № 9. – С. 192-209.

190. Тучковенко Ю.С., Лобода Н.С., Гриб О.Н. Современные проблемы гидроэкосистемы Тилигульского лимана и пути их решения // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов (в 4 томах). Тр. междунар. науч.-практ. конф. Т. I: Управление водными ресурсами речных водосборов (17-20 мая 2011 г., г. Пермь, Россия). / Пермь: Пресстайм. – 2011. – С. 167-172.
191. Тучковенко Ю.С., Лобода Н.С., Гриб О.М. Сучасний гідроекологічний стан і рекомендації по водному та екологічному менеджменту Тилигульського лиману // Зб. ст. за матер. доп. на Всеукр. наук.-практ. конф. «Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення» (12-14 вересня 2012 р., м. Одеса). – Одеса: ТЕС, 2012. – С. 66-71.
192. Hess K.W. *MECCA Programs documentation: Technical Report* / NOAA. – NESDIS 46. – Washington, D.C., 1989. – 97 p.
193. Deltares, 2014. *Delft3D-FLOW*, вихідний код [Електронний ресурс] // Співтовариство користувачів відкритого програмного забезпечення Delft3D. URL: <http://oss.deltares.nl/web/delft3d/source-code> (дата розміщення 25.04.2014). Deltares, 2013.
194. *Delft3D-FLOW* – Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments – User Manual, version 3.15. Deltares systems, Delft, the Netherlands. 702 pp.
195. Комплексне управління водними ресурсами та береговою зоною в європейських лагунах за умов зміни клімату: звіт про НДР (заключний) / Одеський держ. екол. ун-т; керівник роботи В.М. Хохлов. – Одеса, 2014. – ДР № 0113U000697. – 208 с.
196. UNESCO, 1981a. Background papers and supporting data on the international equation of state 1980. Tech. Rep. 38, UNESCO. 1980, 324 p.
197. Wu, Jin, 1994. The sea surface is aerodynamically rough even under light winds. *Boundary layer Meteorology*, 69, P.149-58.
198. Burchard, H. and H. Baumert, 1995. «On the performance of a mixed-large model based on the k-epsilon turbulence closure». *Journal of Geophysical Research* 100 (C5): 8523-8540. P.217-225. Gill, A. E., 1982.
199. Atmosphere-Ocean dynamics, vol. 30 of International Geophysics Series. Academic Press. P.243-254.
200. Lane, A., 1989. The heat balance of the North Sea. Tech. Rep. 8, Proudman Oceanographic Laboratory. 243, 254 p.
201. Тучковенко Ю.С., Адобовский В.В., Тучковенко О.А. Характеристика изменчивости термохалинных условий Тилигульского лимана в современный период // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Одеса: ТЕС, ОДЕКУ. – 2014. – № 17. – С. 197-204.

202. ООО «Расписание Погоды», 2004-2014. Данные архива погоды на метеостанции «Сербка» (WMO ID 33833) за 2010, 2012 г.г. [Электронный ресурс] // Прогнозы погоды «Мет. Офиса» Великобритании на ближайшие шесть суток. Сведения о состоянии атмосферы с наземных метеорологических станций. URL: <http://rp5.ua/>.
203. Окубо А., Озмидов Р.В. Эмпирическая зависимость коэффициента горизонтальной диффузии в океане от масштаба явления // ФАО, 1970, т.VI, №5 С. 534-536.
204. Справочник по гидравлическим расчетам / Под редакцией П.Г. Киселева. Изд. 4-е, переработ. и доп. – М.: «Энергия», 1972. – 312 с.
205. Мелкомасштабная структура гидрофизических полей верхнего слоя океана / Под.ред. Ю.П. Доронина и В.Н. Степанова. – М.: Московское отделение Гидрометеоиздата, 1988. – 164 с.
206. Simon, A.J., Kent, E.C., Taylor, P.K. 1999. The Southampton Oceanography Centre (SOC) Ocean-Atmosphere Heat, Momentum and Freshwater Flux Atlas. Tech. rept. Southampton Oceanography Centre.
207. Фельзенбаум А.И. Теоретические основы и методы расчета установившихся морских течений: Монография/ А.И. Фельзенбаум – М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 122 с.
208. Тучковенко Ю.С., Кушнир Д.В. Моделирование ветровой циркуляции вод в Тилигульском лимане // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Одеса: ТЕС, ОДЕКУ.- 2013.- № 16. – С. 149 - 158.
209. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2: Черное море / Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н. и др. – Севастополь: МО УкрНИГМИ, 2012. – 421 с.
210. SWAN Cycle IV, Version 40.31: user manual. - Delft University of Technology, Department of Civil Engineering, Netherlands, 2004. – 110 p.
211. Лонин С.А., Тучковенко Ю.С. Имитация сгонно-нагонных колебаний уровня моря в портах северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: НАН Украины, МГИ.– 1999.–С. 58-66.
212. User's Guide for RCA (Release 3.0). Appendix A –HydroQual, Mahwah, New Jersey . – 2004. – P. 3 – 46.
213. Ambrose, R.B., Wool, T.A., Martin, J.L. The Water Quality Analysis Simulation Program, WASP5. Part A: Model documentation.-USA, Environmental Research Laboratory, Athens, Georgia, 1993. – P.49 - 140.
214. Cerco C.F., Cole T. User's Guide to the CE - QUAL - ICM. Three - Dimensional Eutrophication Model.-U. S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station.1995. – 150 p.

215. Ляхин Ю.И. О скорости обмена кислородом между океаном и атмосферой //Океанология. – 1980. – Т. 18, № 6. – С. 1014 - 1021.
216. Иванов В.А., Тучковенко Ю.С. Прикладное математическое моделирование качества вод шельфовых морских экосистем. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2006.- 368 с.
217. Van der Linden, P. and Mitchell, J. F., editors (2009): ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. Met Office Hadley Centre
218. Wörner V., Hesse C., Stefanova A., Krysanova V. Evaluation of climate scenarios for the lagoons. – Potsdam: PIK, 2012. – 40 p.
219. *Звіт про науково-дослідну роботу «Дослідження впливу змін клімату на гідрологічний і гідрохімічний режими вод північно-західної частини Чорного моря» (заключний), ДР № 0109U004167.* – Одеса, ОДЕКУ. – 2011.- 346 с.
220. Лобода Н.С., Тучковенко Ю.С. Дослідження впливу змін річкового стоку за кліматичними сценаріями на гідроекологічний стан північно-західної частини Чорного моря // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Серія:біологія. Спеціальний випуск: гідроекологія.- № 3 (44). -2010. – С. 143-145.
221. *Звіт про науково-дослідну роботу «Комплексне управління водними ресурсами та береговою зоною в європейських лагунах за умов зміни клімату» (заключний), ДР № 0113U000697.* – Одеса, ОДЕКУ. – 2014.- 208 с.
222. *LAGOONS 2013. Result of climate impact assessment – Application for four lagoon catchments* LAGOONS Report D5.1, 107 pp.
223. *LAGOONS 2014. Combined climate and land use change impact assessment – Results for four lagoon catchments.* LAGOONS Report D5.2, 102 pp.
224. Krysanova, V. and Wechsung, F. (2000): *SWIM User Manual*. Potsdam Institute for Climate Impact Research
225. Arnold, J., Allan, P., and Bernhardt, G. (1993). A comprehensive surface-groundwater flow model. *Journal of Hydrology*, 142:47–69
226. Krysanova, V., Meiner, A., Roosaare, J., and Vasilyev, A. (1989): Simulation modelling of the coastal waters pollution from agricultural watershed. *Ecological Modelling*, 49:7–29
227. Krysanova, V., Hattermann, F., and Wechsung, F. (2005): Development of the ecohydrological model SWIM for regional impact studies and vulnerability assessment. *Hydrological Processes*, 19(3):763–783
228. *LAGOONS 2014. Combined climate and land use change impact assessment – Results for four lagoon catchments* LAGOONS Report D6.3, 139 pp.

229. *Замбрибориц Ф.С.* Рыбы низовьев рек и приморских водоемов северо-западной части Черного моря и условия их существования. Автореф. дис. д.биол.н. – Одеса, 1964.
230. *Замбрибориц Ф.С.* Рекомендации по рыболовству в Тилигульском лимане // Тр. Одесского ун-та. – Одесса.- вып. 1.- 1956.
231. *Шекк П.В.* Ихтиофауна Тилигульского лимана // Причорноморський екологічний бюлетень. – Одеса: Одеський центр НТЕІ. – № 2-3. – 2004.- С. 101 – 111.
232. *Шерман І.М., Кутіщев С.В.* Основи екології і технології рибництва в умовах астенотичної мінералізації. – Київ: Вища освіта. – 2007. –143с.
233. *Шекк П.В.* Зміни іхтіофауни Тілігульського лиману під впливом абіотичних та біотичних факторів /Шекк П.В., Смірнов А.І/. Таврійський науковий вісник. Херсон, 2010.– В. 68. – С. 110-116

Додаток А

Таблиця А.1 – Зміна складу іхтіофауни Тилігульського лиману

	Видовий склад іхтіофауни Тилігульського лиману	Роки						
		1964 ¹	1980 ²	2001-2002 ³	2004 ⁴	2006 ⁵	1995-2012 ⁶	2006-2014 ⁷
	1	2	3	4	5	6	7	8
Ряд Осетроподібні – Acipenseriformes. Родина Осетрові – Acipenseridae								
1	Білуґа чорноморська – <i>Huso huso ponticus</i> Salnikov et Malatsky, 1934	–	+	–	–	–	–	–
2	Севрюґа – <i>Acipenser stellatus</i> Pallas, 1771	+	–	–	–	–	–	–
Ряд Вугреподібні – Anguilliformes. Родина Вугреві – Anguillidae								
3	Річковий вугор європейський – <i>Anguilla anguilla</i> (Linnaeus, 1758)	+	–	–	–	+	+	+
Ряд Оселедцеподібні – Clupeiformes. Родина Анчоусові – Engraulidae								
4	Анчоус європейський (хамса) – <i>Engraulis encrasicolus ponticus</i> Aleksandrov, 1927	+	–	+	+	+	+	+
Родина Оселедцеві – Clupeidae								
5	Тюлька чорноморсько–азовська – <i>Clupeonella cultriventris</i> (Nordmann, 1840)	+	+	–	–	–	–	–
6	Оселедець чорноморсько–азовський прохідний – <i>Alosa immaculata</i> Bennet, 1835	+	+	+	–	–	+	+
7	Пузанок дунайський (чорноморський) – <i>A. tanaica</i> (Grimm, 1901)	+	+	+	+	+	+	+

Продовження таблиці А.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
8	Шпрот чорноморський – <i>Sprattus sprattus</i> (Linnaeus, 1758)	+	–	–	+	+	–	+
Ряд Коропоподібні – Cypriniformes. Родина Коропові – Cyprinidae.								
9	В'язь звичайний – <i>Leuciscus idus idus</i> (Linnaeus, 1758)	+	–	–	–	–	–	–
10	Плітка звичайна – <i>Rutilus rutilus rutilus</i> (Linnaeus, 1758)	+	+	–	+	–	+	+
11	Вирезуб – <i>Rutilus frisii frisii</i> (Nordmann, 1840)	+	–	–	–	–	–	–
12	Краснопірка звичайна – <i>Scardinius erythrophthalmus erythrophthalmus</i> (Linnaeus, 1758)	–	–	+	–	–	–	–
13	Верховодка звичайна – <i>Alburnus alburnus alburnus</i> (Linnaeus, 1758)	+	–	–	–	–	–	–
14	Верховка звичайна, або вівсянка – <i>Leucaspis delineatus</i> (Heckel, 1843)	+	–	–	–	–	–	–
15	Рибець звичайний – <i>Vimba vimba vimba</i> (Linnaeus, 1758)	+	–	–	–	–	–	–
16	Плоскирка європейська – <i>Blicca bjoerkna</i> (Linnaeus, 1758)	–	+	+	–	–	+	+
17	Лящ звичайний – <i>Abramis brama</i> (Linnaeus, 1758)	+	–	–	–	–	–	–
18	Білизна звичайна – <i>Aspius aspius aspius</i> (Linnaeus, 1758)	+	–	–	–	–	–	–

Продовження таблиці А.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
19	Товстолоб білий амурський – <i>Hypophthalmichthys molitrix</i> (Valenciennes, 1844)	–	+	–	–	–	–	–
20	Товстолоб строкатий південнокитайський – <i>Aristichthys nobilis</i> (Richardson, 1845)	–	+	–	–	–	–	–
21	Чехоня звичайна – <i>Pelecus cultratus</i> (Linnaeus, 1758)	+	–	+	–	–	–	–
22	Гірчак європейський – <i>Rhodeus amarus</i> (Bloch, 1782)	–	+	–	+	–	+	+
23	Пічкур звичайний – <i>Gobio gobio gobio</i> (Linnaeus, 1758)	+	–	–	–	–	–	–
24	Лин – <i>Tinca tinca</i> (Linnaeus, 1758)	+	–	–	+	–	–	–
25	Білий амур східноазіатський – <i>Ctenopharyngodon idella</i> (Valenciennes, 1844)	–	+	–	–	–	–	–
26	Короп європейський – <i>Cyprinus carpio carpio</i> Linnaeus, 1758	+	+	–	–	–	–	–
27	Карась сріблястий <i>Carassius auratus gibelio</i> (Bloch, 1782)	+	+	+	+	+	+	+
Родина В'юнові – Cobitidae								
28	В'юн звичайний – <i>Misgurnus fossilis</i> (Linnaeus, 1758)	+	–	–	–	–	–	–
Ряд Сомоподібні – Siluriformes. Родина Сомові – Siluridae								
29	Сом європейський – <i>Silurus glanis</i> Linnaeus, 1758.	+	–	–	–	–	–	–

Продовження таблиці А.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ряд Щукоподібні – Esociformes. Родина Щукові – Esocidae								
30	Щука звичайна – <i>Esox lucius</i> Linnaeus, 1758	+	+	–	–	–	–	–
Ряд Лососеподібні – Salmoniformes. Родина Лососеві – Salmonidae								
31	Веселкова форель <i>Salmo irrideus</i> Gibb.	–	+	–	–	–	–	–
32	Сталевоголовий лосось <i>S. gairdneri</i> Rich.	–	–	–	+	+	–	–
33	Чорноморський лосось <i>S. trutta labrax</i> Pall	+	+	+	–	+	+	–
Ряд кефалеподібні – Mugiliformes. Родина Кефалеві – Mugilidae								
34	Кефаль сингіль – <i>Liza auratus</i> (Risso, 1810)	+	+	+	+	+	+	+
35	Кефаль гостроніс – <i>L. saliens</i> (Risso, 1810)	+	+	+	+	+	+	+
36	Кефаль червоногуба (піленгас) – <i>L.</i> <i>haematocheilus</i> (Temminck et Schlegel, 1845)	–	+	+	+	+	+	+
37	Лобань – <i>Mugil</i> <i>cephalus</i> Linnaeus, 1758	+	+	+	+	+	+	+
Ряд Атериноподібні – Atheriniformes. Родина Атеринові – Atherinidae.								
38	Атерина чорноморська – <i>Atherina boyeri</i> <i>pontica</i> (Eichwald, 1831)	+	+	+	+	+	+	+
Ряд Сарганоподібні – Beloniformes. Родина Сарганові – Belonidae.								
37	Сарган чорноморський – <i>Belone belone euxini</i> Günther, 1866	–	–	+	+	–	+	+

Продовження таблиці А.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ряд Колючкоподібні – Gasterosteiformes. Родина Колючкові – Gasterosteidae.								
38	Багатоголовка колючка південна – <i>Pungitius platygaster</i> <i>platygaster</i> Kessler, 1859	+	+	+	+	+	+	+
39	Триголовка колючка звичайна – <i>Gasterosteus</i> <i>aculeatus</i> Linnaeus, 1758	+	+	+	+	+	+	+
Родина Голкові – Syngnathidae.								
40	Морська голка довгорила <i>Syngnathus</i> <i>typhle</i> Linnaeus, 1758	+	+	+	+	+	+	+
41	Морська голка пухлячок чорноморська – <i>Syngnathus abaster</i> (Eichwald, 1831)	+	+	+	–	+	+	+
42	Змієподібна морська голка чорноморська (морське шило) – <i>Nerophis ophidion</i> <i>teres</i> (Rathke, 1837)	+	+	+	–	+	+	+
Ряд Окунеподібні – Perciformes. Родина Окуневі – Percidae.								
43	Судак <i>Sander</i> <i>luciperca</i> (Linnaeus, 1758)	+	+	–	+	+	–	–
44	Окунь <i>Perca</i> <i>fluviatilis</i> Linnaeus, 1758	+	+	+	–	–	+	+
45	Перкарина чорноморська – <i>Percarina demidoffii</i> <i>demidoffii</i> Nordmann, 1840	+	+	–	+	–	–	–
Родина Моронові – Moronidae								
46	Лаврак губатий – <i>Dicentrarchus labrax</i> (Tortonese, 1973)	–	+	–	–	–	–	–

Продовження таблиці А.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Родина Собачкові – Blenniidae								
47	Морський собачка–сфінкс – <i>Aidablennius sphinx</i> (Valenciennes, 1836)	+	+	+	–	+	+	+
Родина Бичкові – Gobiidae								
48	Бичок кніповічія довгохвостий – <i>Knipowitscia longecaudata</i> (Kessler, 1877)	–	+	–	–	–	–	–
49	Бичок лисун кавказький – <i>Knipowitchia caucasica</i> (Kawrajsky) Berg, 1916	+	+	+	–	–	+	+
50	Бичок лисун мармуровий – <i>Pomatoschistus marmoratus</i> (Risso, 1810)	+	+	+	+	–	+	+
51	Бичок кругляк – <i>Neogobius melanostomus</i> (Pallas, 1814)	+	+	+	+	+	+	+
52	Бичок ратан – <i>N. ratan ratan</i> (Nordmann, 1840)	–	+	–	–	+	+	+
53	Бичок сирман – <i>N. syrman syrman</i> (Nordmann, 1840)	+	+	+	+	+	+	+
54	Бичок рижик – <i>N. eurycerphalus</i> (Pallas, 1814)	+	+	–	–	+	–	–
55	Бичок пісочник – <i>N. fluviatilis fluviatilis</i> (Pallas, 1814)	+	+	+	+	+	+	+
56	Бичок чорний – <i>Gobius niger</i> Linnaeus, 1758	–	+	+	–	–	+	+

Продовження таблиці А.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
57	Бичок трав'яник – <i>Zosterisessor ophiocephalus</i> (Pallas, 1814)	+	+	+	+	+	+	+
58	Бичок мезогобіус жабоголовий – <i>Mesogobius batrachocephalus</i> (Pallas, 1814)	+	+	+	+	+	+	+
59	Тупоносий бичок цуцик – <i>Proterorhinus marmoratus</i> (Pallas, 1814)	+	+	–	+	+	+	+
60	Бичок пуголовок зірчастий – <i>Benthophilus stellatus stellatus</i> (Sauvage, 1874)	+	+	–	–	–	–	–
61	Бичок гонець – <i>N. gymnotrachelus gymnotrachelus</i> (Kessler, 1857)	+	+	–	+	+	+	+
62	Бичок сірман – <i>N. syrman</i> (Norman)	+	+	+	–	+	+	+
Ряд Камбалоподібні – Pleuronectiformes. Родина Калканові – Scophthalmidae.								
62	Камбала–калкан чорноморський <i>Psetta maxima maeotica</i> (Pallas, 1814)	–	–	+	–	+	–	+
Родина Камбалові – Pleuronectidae.								
63	Річкова камбала чорноморська (глось) – <i>Platichthys flesus luscus</i> (Pallas, 1814)	+	+	+	+	+	+	+
Родина Солеєві – Soleidae.								
64	Морський язик піщаний – <i>Pegusa lascaris</i> (Risso, 1810)	–	–	+	+	–	–	+

Продовження таблиці А.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Зеленушки <i>Labridae</i>								
65	Зеленушка плямиста <i>Crenilabrus ocellatus</i> (Forsskal, 1775).	–	+	–	+	–	+	+
Барабулеві <i>Mullidae</i>								
66	Барабуля черноморська <i>Mullus barbatus ponticus</i> (Essipov, 1927)	–	–	–	–	–	+	–
Смарилові <i>Centracanthidae</i>								
67	Морской окунь смарида <i>Spicara smaris</i> (Linnaeus, 1758)	–	–	–	–	–	+	–
Центрахові <i>Centrarchidae</i>								
68	Солнечный окунь - <i>Lepomis gibbosus</i> (Linnaeus, 1758)	–	–	–	–	–	+	+
Ставридові <i>Carangidae</i>								
70	Черноморська ставрида – <i>Trachurus mediterraneus ponticus</i> Aleev, 1956	–	–	–	–	–	+	+
Присоскоподібні <i>Gobiesocidae</i>								
71	Риба-присосок товсторила <i>Lepadogaster candolii</i> Risso, 1810	–	–	–	–	–	+	–
	Всього видів:	12	47	33	30	31	41	39

Посилання: 1-(Замбриборщ, 1964) [229]; 2- (Полищук и др., 1990) [34]; 3- (Шекк, 2004) [231]; 4-(Северо-западная часть Черного моря, 2006) [1]; 5- (Шерман, Кутищев, 2007) [232]; 6-(дані ОдЦ ПівденНІРО); 7-(Шекк, Смірнов, 2010 [233]; дані ОДЕКУ)