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

УДК 504.4.054; 504.4.06
№ держ.реєстр. 0115U004748
Інв. №

ЗАТВЕРДЖУЮ
Директор ІПММС НАН України
академік НАН України

_____ А.О.Морозов
"____" грудня 2015 р.
м.п.

ЗАТВЕРДЖУЮ
Ректор ОДЕКУ МОН України

_____ С.М. Степаненко
"_____" грудня 2015 р.
м.п.

ЗВІТ
ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ

МОДЕЛЮВАННЯ ЗМІНИ ГІДРОЕКОЛОГІЧНИХ УМОВ В ЛИМАНАХ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я В КОНТЕКСТІ ЗМІН КЛІМАТУ У XXI СТОЛІТТІ НА ПРИКЛАДІ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

Виконана за договором від 23.10.2015 № Ф64/22-2015 із Державним фондом фундаментальних досліджень **Моделювання змін рівня, температури, солоності у Чорному та Азовському морях та їх впливу на навколишнє природне морське середовище згідно сценаріїв змін клімату в XXI столітті** та за договором № 9669 між **Інститутом проблем математичних машин і систем НАН України** та Одеським державним екологічним університетом МОН України.

Етап №1

Стохастична гідрологічна модель зміни гідроекологічних умов в лиманах північно-західного Причорномор'я на прикладі Тилігульського лиману: Адаптація до умов Тилігульского лиману та верифікація ланцюжка моделей: стохастична гідрологічна модель «клімат-стік» – гідротермодинамічна модель лиману з урахуванням водообміну з морем – модель водно-сольового балансу лиману – модель евтрофікації вод). Оцінка природного та побутового (з урахуванням водогосподарської діяльності) поверхневого стоку з водозбірного басейну лиману у різні кліматичні періоди XXI ст. з використанням стохастичної моделі «клімат-стік».

Науковий керівник
д.геогр.н., професор
_____ Ю.С. Тучковенко
(підпис)

Науковий керівник
д.ф.-м.н., професор
_____ В.С. Мадерич
(підпис)

Рукопис закінчено 14 грудня 2015 р.
Результати роботи розглянуто Науково-технічною Радою ОДЕКУ,
протокол № 7 від 15.12.2015

Одеса-2015

СПИСОК АВТОРІВ

Науковий керівник, пров. наук. співроб. д.геогр.н., професор	_____ 15.12.15	Ю.С. Тучковенко (вступ, розділи 1, 4, 5, висновки)
Пров. наук. співроб. д.геогр.н., професор	_____ 15.12.15	Н.С. Лобода (розділи 2, 7, 8, висновки)
Ст. наук. співроб. к.геогр.н., доц.	_____ 15.12.15	О.М. Гриб (розділ 3)
Наук. співроб., к.геогр.н.	_____ 15.12.15	Ю.В. Божок (розділи 6, 7)
Наук. співроб., к.геогр.н.	_____ 15.12.15	В.М. Бондаренко (розділи 4, 5)
Наук. співроб.	_____ 15.12.15	О.А. Тучковенко (розділи 1, 5)
Мол. наук. співр.	_____ 15.12.15	Д.В. Кушнір (розділ 4)

РЕФЕРАТ

Звіт про НДР: 232 с., 106 рис., 42 табл., 160 джерел.

Об'єкт дослідження – гідрологічний та гідроекологічний режими Тилігульського лиману.

Предмет дослідження – вплив змін клімату та характеристик гідрологічного та гідроекологічного режимів Тилігульського лиману у XXI ст.

Мета роботи полягає в розробці та застосуванні методики оцінки впливу змін клімату у XXI сторіччі на гідрологічні характеристики та гідроекологічний стан лиманів північно-західного Причорномор'я на прикладі Тилігульського лиману.

Методи дослідження. Для досягнення мети використовується розроблений авторами ланцюжок математичних моделей: стохастична гідрологічна модель «клімат-стік» – гідротермодинамічна модель лиману з урахуванням водообміну з морем – модель водно-сольового балансу лиману – модель евтрофікації вод для Тилігульского лиману.

Надані: фізико-географічний опис Тилігульського лиману та його водозбірного басейну; опис математичної структури та результатів адаптації до умов Тилігульского лиману, верифікації ланцюжка моделей: стохастична гідрологічна модель «клімат-стік» – гідротермодинамічна модель лиману з урахуванням водообміну з морем – модель водно-сольового балансу лиману – модель евтрофікації вод). Обґрунтований вибір найбільш вірогідного для регіону лиману сценарію зміни клімату у XXI ст. Представлені оцінки природного та побутового (з урахуванням водогосподарської діяльності) поверхневого стоку з водозбірного басейну лиману у різні кліматичні періоди XXI ст. з використанням стохастичної моделі «клімат-стік».

ПІВНІЧНО-ЗАХІДНЕ ПРИЧОРНОМОР'Я, ТИЛІГУЛЬСЬКИЙ ЛИМАН, ГІДРОЛОГІЧНИЙ, ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМИ, МОДЕЛЮВАННЯ, ЗМІНИ КЛІМАТУ

ЗМІСТ

Стор.

Вступ……..... 6

1 Фізико-географічна характеристика Тилігульського лиману та його водозбірного басейну…….. 9

2. Опис математичної структури моделі «клімат-стік»…… 15

2.1 Блок розрахунків природного річного стоку……. 17

2.2 Блок розрахунків побутового річного стоку……. 32

2.3 Блок визначення водних ресурсів в умовах змін клімату……... 39

2.4 Верифікація моделі «клімат-стік»…….. 45

2.5 Обгрунтування методики розрахунків середнє місячного стоку по метеорологічним даним на базі моделі «клімат-стік»……... 51

3. Математичне моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману за даними архівних спостережень…… 59

3.1 Опис математичної структури моделі водно-сольового балансу…… 59

3.2 Опис методик оцінки складових моделі водно-сольового балансу…… 72

3.2.1 Визначення об’єму та мінералізації атмосферних опадів 72

3.2.2 Визначення об’єму та мінералізації припливних вод (поверхневих, схилових, підземних), що надійшли в лиман з його водозбірного басейну…….. 75

3.2.3 Визначення випаровування з водної поверхні лиману……. 78

3.2.4 Визначення об’ємів припливу-стоку вод через з’єднувальний канал «лиман-море» та мінералізації морських вод……. 82

3.3 Адаптація та верифікація моделі водно-сольового балансу лиману за даними архівних спостережень……. 87

4 Гідродинамічне моделювання просторово-часової мінливості гідрологічних характеристик Тилігульського лиману з урахуванням водообміну з морем……. 93

4.1 Опис гідротермодинамічної моделі……..... 94

4.2 Умови модельних розрахунків……... 97

4.3 Постановка задачі та вхідні дані для моделювання…….. 99

4.4 Калібрування та верифікація моделі…….. 100

4.5 Обговорення результатів калібрування та верифікації моделі..... 102

5 Моделювання гідроекологічних процесів в лимані …….. 118

5.1 Гідротермодинамічна модель…… 118

5.1.1 Математична структура моделі……... 119

5.1.2 Використані параметризації процесів……. 126
5.1.3 Блок теплообміну з атмосферою …….……. 131
5.1.4 Блок переносу домішки……... 134
5.2 Адаптація і верифікація гідротермодинамічної моделі…….. 136
5.3 Хіміко-біологічний блок моделі евтрофікації……. 144
5.4 Верифікація хіміко-біологічного блоку моделі..... 155
6 Обгрунтуваня вибору найбільш вірогідного для регіону лиману сценарію зміни клімату у XXI сторіччі 162
6.1 Сценарії майбутніх змін клімату Землі……. 162
6.2 Оцінка відповідності кліматичних сценаріїв даним спостережень..... 165
6.2.1 Відповідність сценарної групи A1B даним спостережень……. 165
6.2.2 Порівняння відповідності сценаріїв M10 (модель REMO, сценарна група A1B) та A2 даним спостережень …… 172
6.3 Зміни режиму опадів та температури повітря за реалізацією моделі REMO (сценарій M10)…….. 174
7 Обгрунтування підходу до вибору типових років для різних кліматичних періодів XXI сторіччя……..……. 179
7.1 Особливості внутрішньорічного розподілу на півдні України…… 179
7.2 Особливості внутрішньорічного розподілу у басейні Тилігульського лиману…….. 185
7.3 Побудова методики для обґрунтування вибору типових років за даними сценаріїв …….……... 187
8 Оцінка природного та побутового стоку з водозбірного басейну лиману у різні кліматичні періоди XXI ст. з використанням стохастичної моделі «клімат-стік»…… 199
8.1 Оцінка природного стоку з водозбірного басейну в умовах минулого сторіччя…….. 199
8.2 Оцінка побутового стоку з водозбірного басейну в умовах минулого сторіччя…….……. 201
8.3 Оцінка природного стоку з водозбірного басейну у різні кліматичні періоди …….……... 204
8.4 Оцінка побутового стоку з водозбірного басейну у різні кліматичні періоди……. 206
8.5 Оцінки природного та побутового стоку за даними кліматичного сценарію M10…… 208
Висновки…….. 214
Перелік посилань…… 219

ВСТУП

Уздовж українського узбережжя північно-західної частини Чорного моря розташовані 17 лиманів, частина з яких сформувалася в результаті трансгресії моря в гирлові області регіональних річок. В результаті ерозійно-акумуляційних процесів протягом кількох попередніх століть сталося часткове відділення цих лиманів від моря природними пересипами. Періодично їх зв'язок з морем підтримується штучним (через канали) або природним (при частковому розмиві частини пересипу в період сильних повеней) шляхами. До числа лиманів, які живляться стоком річки, в гирлової області якої вони утворилися, і періодичний зв'язок яких з морем підтримується через штучний канал, відноситься Тилігульський лиман.

Тилігульський лиман, розташований на території північно-західного Причорномор’я, є унікальною природною системою з численними природними ресурсами, для збереження яких 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, лиман краще, ніж інші лимани північно-західного Причорномор’я, зберіг свій природний статус.

Проте, в останні десятиріччя, починаючи з кінця 80-х років XX ст. [1], 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 [3-6]. 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. При подальшому розвитку цих негативних процесів виникає загроза погіршення гідроекологічного стану лиману та часткової втрати його природних ресурсів.

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 XX сторіччя в лимані зустрічалося 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.

Високий вміст органічних речовин у воді і донних відкладах зумовлює другу проблему для екосистеми лиману – можливість розвитку гіпоксії та аноксії кисню в придонному шарі вод в літній період року в результаті «цвітіння» водоростей 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.

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 визначити вплив чинників природного та антропогенного походження на формування сучасного гідрологічного режиму і екологічного стану Тилігульського лиману та надати прогноз наслідків цього впливу у XXI ст. на основі розроблених та адаптованих до умов лиману математичних моделей.

Перша частина поставленної задачі вирішена в роботі [6]. Для вирішення другої частини задачі буде використано розроблений авторами ланцюжок математичних моделей: стохастична гідрологічна модель «клімат-стік» – гідротермодинамічна модель лиману з урахуванням водообміну з морем – модель водно-сольового балансу лиману – модель евтрофікації вод для Тилігульского лиману. При застосуванні моделей буде використано методичний підхід до визначення стратегії комплексного управління водними ресурсами європейських лагун в умовах змін клімату, розроблений при реалізації проекту LAGOONS – FP7-ENV-2011 [7].

В звіті представлений опис математичної структури вказаних моделей та результати їх адаптації до умов Тилігульского лиману і верифікації на підставі архівних даних спостережень.

Найбільш вірогідний для водозбірного басейну Тилигульського лиману сценарій кліматичних змін у XXI ст. був обраний на основі аналізу результатів

розрахунків за 15 кліматичними моделями з бази даних FP7 ENSEMBLES Project [8]. Вибір проводився на основі аналізу відмінностей у средньобагаторічній сезонній динаміці температури повітря і атмосферних опадів, встановленої з даних метеорологічних спостережень і розрахованих по кліматичних моделях за період 1998-2007 рр. Встановлено, що найменші відхилення притаманні регіональному кліматичному сценарію, який відповідає глобальному сценарію A1B, розрахованому за моделлю MPI-REMO, розробленій в Інституті метеорології ім. Макса Планка (Гамбург, Німеччина).

Виконано обґрунтування методики вибору типових років при використанні сценаріїв глобального потепління для розрахунків річного та місячного стоку на базі моделі “клімат-стік” і подальшого їх використання при моделюванні гідрологічних і гідроекологічних характеристик екосистеми Тилігульського лиману у XXI сторіччі.

В останньому розділі звіту представлені оцінки природного та побутового (з урахуванням водогосподарської діяльності) поверхневого стоку з водозбірного басейну Тилігульського лиману у різні кліматичні періоди XXI ст., отриманні з використанням стохастичної моделі «клімат-стік».

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ТА ЙОГО ВОДОЗБІРНОГО БАСЕЙНУ

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° 39,3′ - 47° 05,3′ пн.ш., 30°57,3′ - 31°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 м БС (метрів у Балтійській системі висот і глибин) площа дзеркала його водної поверхні дорівнює 129 млн. м^2, об'єм вод – 693 млн. м^3. 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.

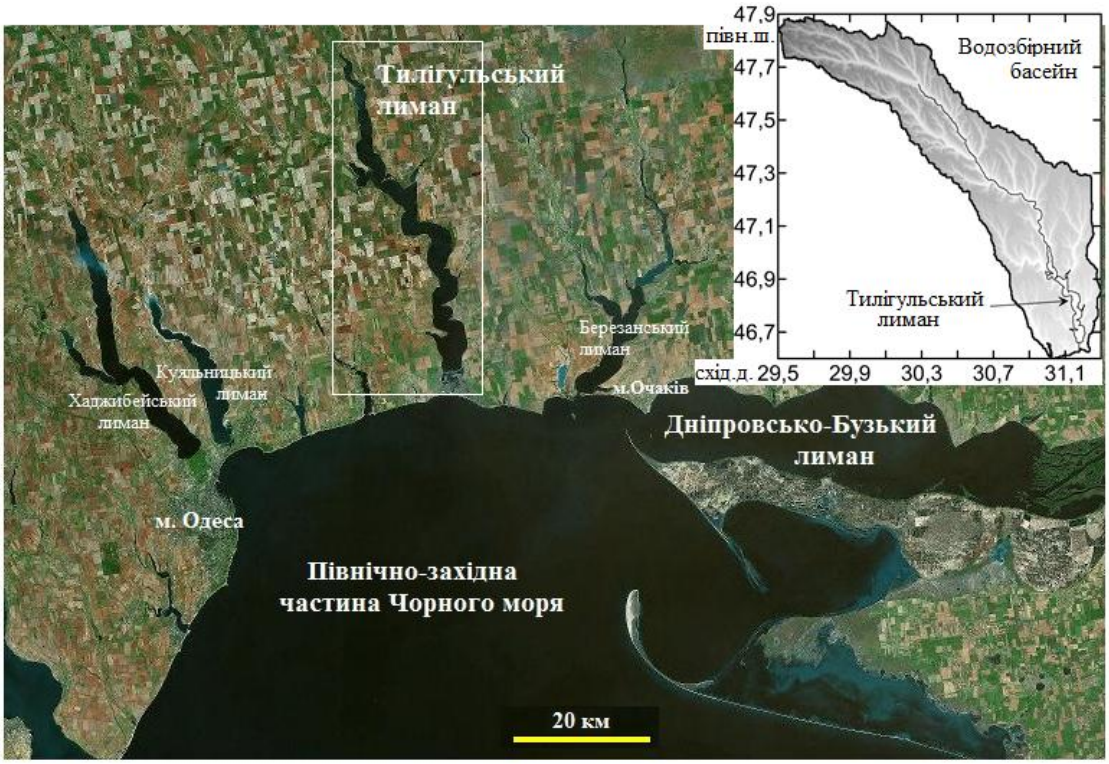
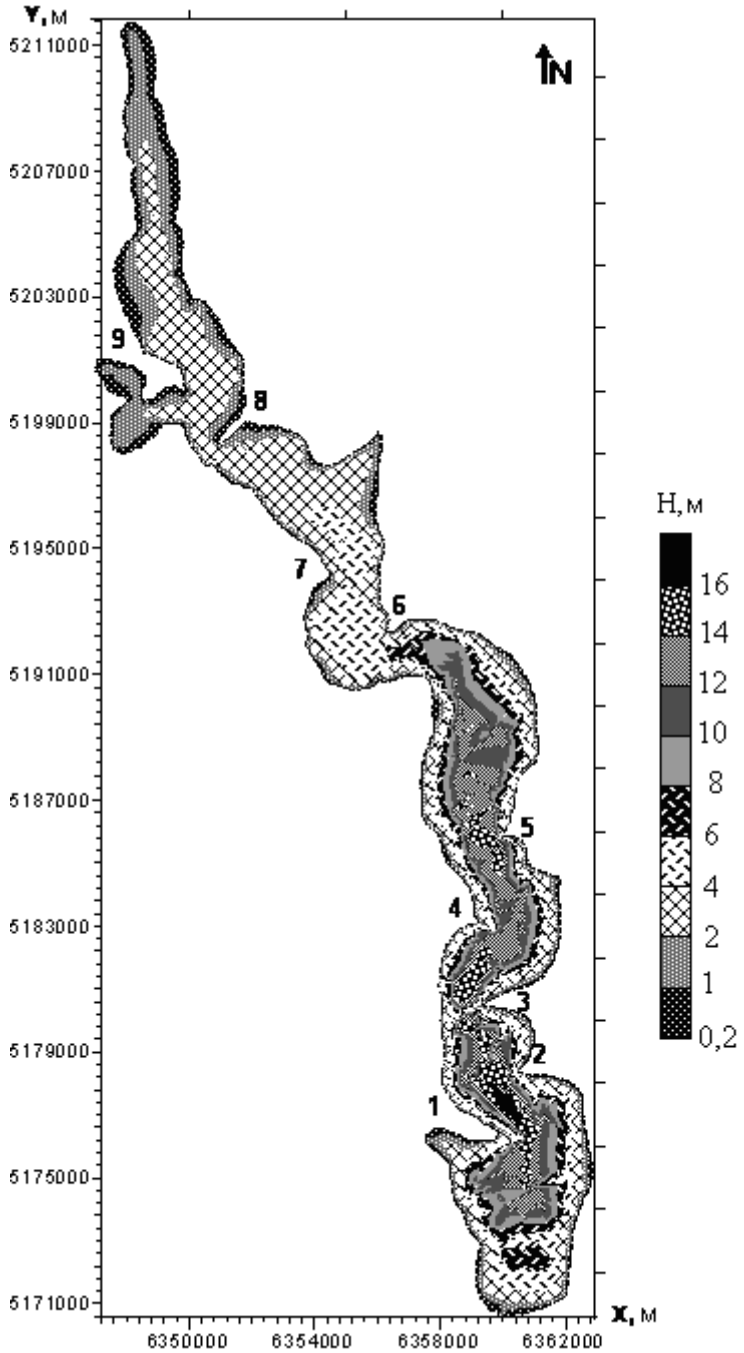


Рисунок 1.1 – Географічне розташування Тилігульського лиману та його водозбірного басейну



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

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

Лиман відокремлений від моря природним піщаним пересипом, в якому наприкінці 50-х років XX ст. в рибогосподарських цілях був прокладений

штучний канал, що з'єднав лиман з морем (рис. 1.3). В останнє десятиріччя канал функціонує 3-4 місяці на рік: відкривається в квітні-травні шляхом розчищення морської частини каналу і діє до кінця липня-початку серпня, поки знову не замивається піском з боку моря. Південна частина каналу, яка примикає до моря, за минулі роки сильно обміліла. При позначці рівня моря мінус 0,4 м БС глибини тут становлять в середньому лише кілька десятків сантиметрів. Довжина каналу - 3,3 км. До каналу примикають мілководні солоні озера, пов’язані з ним, які розташовані на низинних ділянках пересипу і підживлюються водою з каналу.

Акваторія північно-західної частини Чорного моря, що примикає до Тилігульского 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.

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

Площа водозбірного басейну Тилігульского лиману – 5420 км^2 (рис. 1.4). В лиман впадають річки: Тилігул (площа водозбору 3550 км^2, довжина 173 км), Балайчук (площа водозбору 586 км^2, довжина 52 км), Царега (площа водозбору 657 км^2, довжина 46 км), Хуторська (площа водозбору 108 км^2, довжина 19 км) [9]. Поверхневий бічний приплив прісних вод по тимчасових водотоках (балках, ярах), які впадають в лиман, формується на площі 349 км^2. Основна частина стоку в Тилігульский лиман (більше 85 %) надходить від річки Тилігул. 79 % від обсягу річного стоку річки Тилігул надходить в лиман у лютому-квітні.

Річка Тилігул має сім приток з довжиною кожної більше 10 км. Загальна їх довжина становить 271 км. Коефіцієнт густоти річкової мережі дорівнює 0,13 км/км^2 [10]. Середній зважений уклон річки дорівнює 0,8 м/км. Згідно з гідрологічним районуванням, водозбір р.Тилігул знаходиться в області недостатньої водності, а його південна частина – в області надзвичайно недостатньої водності [9].

Гідрологічні спостереження, починаючи з 1953 року, проводяться в створі р.Тилігул – смт Березівка, який знаходиться в 10 км від гирла річки. Площа водозбору р.Тилігул – смт Березівка становить 3170 км^2.

Сільськогосподарське опанування водозбору річки перевищує 90 %, на ньому споруджена значна кількість ставків, які суттєво впливають на гідрологічний режим. Загальна кількість ставків на р.Тилігул дорівнює 105 (сумарний об'єм заповнення становить 10,2 млн.м^3), а з урахуванням даних по інших річках (Балайчук, Царега, балка Хуторська), їх загальна кількість сягає 140, з сумарним об'ємом заповнення 14 млн.м^3 (рис. 1.4). 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.

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 грунту. 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. м^3). 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 [10]. Мінімальний середньомісячний стік річок в період літньо-осінньої межені дорівнює нулю.

Рисунок 1.4 – Розташування ставків в басейні Тилігульського лиману

З кінця 80-х років XX ст. [1] на водні ресурси річок півдня України великий вплив мають зміни клімату. Середній багаторічний річний стік р.Тилігул зменшився за період 1991-2010 рр. на 45 % порівняно з періодом 1960-1989 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.

В сучасний період сумарний річний об’єм припливу поверхневих вод в Тилігульський лиман оцінюється в 19,0 млн.м^3 (16,7 млн.м^3 – стік р.Тилігул, близько 2,3 млн. м^3 – інші водотоки).

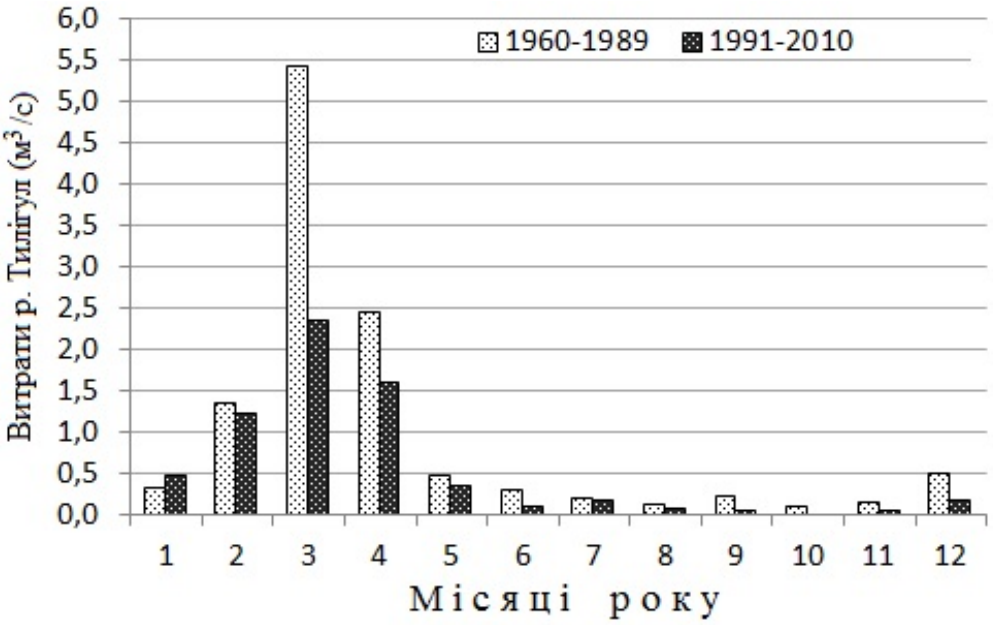


Рисунок 1.5 – Внутрішньорічна мінливість середніх багаторічних середньомісячних витрат води р.Тилігул, м^3/с, за періоди 1960-1989 рр. та 1991-2010 рр.

2 ОПИС МАТЕМАТИЧНОЇ СТРУКТУРИ МОДЕЛІ «КЛІМАТ-СТІК»

Сучасні водні ресурси річок України зазнали значного антропогенного впливу, прикладами якого є будівництво ставків та водосховищ, перекидання стоку великих річок по каналах з метою забезпечення водою південних областей, зрошування сільськогосподарських земель водами місцевих водотоків та водами річок-донорів, осушування перезволожених земель та інше. У наш час до наслідків антропогенного втручання людини у природу додалася така складова як глобальне потепління, яке розглядається як результат зростання вмісту парникових газів у атмосфері.

Україна, ратифікувавши Рамкову Конвенцію ООН з питань змін клімату (1996 р.), взяла на себе зобов’язання не тільки обмежити викиди парникових газів, а й досліджувати зміни регіонального клімату та їх вплив на природні ресурси України, включаючи водні. Захист водних ресурсів в умовах змін глобального клімату розглядається як важливе завдання на міжнародному й національному рівнях. Діяльність Уряду України спрямована на підтримання екологічної рівноваги, раціональне використання та відновлення природних водних ресурсів [11].

Даних про стік річок у природних (непорушених водогосподарською діяльністю) умовах його формування на території України практично немає. Більшість гідрологічних постів була відкрита після Великої Вітчизняної війни, у 50-ті роки минулого сторіччя. Цей період характеризується інтенсифікацією сільськогосподарського виробництва, яке супроводжувалося будівництвом штучних водойм, регулюванням стоку річок, розвитком енергетики та меліорацій. Таким чином, матеріали спостережень за стоком надають відомості не про природний, а про побутовий стік. Південна частина України характеризується відсутністю даних спостережень як у природних, так і порушених водогосподарською діяльністю умовах. Через нестачу вихідних даних ізолінії норм річного стоку на картах нормативних документів були проведені на території Північно-Західного Причорномор’я пунктиром [12].

Для визначення характеристик стоку у природних умовах доцільно використовувати метеорологічні дані, оскільки вони не підпадають під вплив водогосподарської діяльності та мають більшу тривалість у часі при порівнянні з гідрологічними й визначаються на базі більш розвиненої мережі спостережень.

Сучасні просторово-часові узагальнення характеристик стоку відображають розподіл побутового (перетвореного водогосподарською діяльністю) стоку [13]. Статистичні ряди характеристик стоку (річного, максимального, мінімального), отримані на даних гідрологічних спостережень, дуже часто містять у собі тренд, відносяться до статистично неоднорідних і не можуть розглядатися як вибірки випадкової величини. Їх статистична обробка має відбуватися з використанням теорії випадкових нестаціонарних процесів [14,15], що ускладнює гідрологічні розрахунки.

У ОДЕКУ на протязі багатьох років під керівництвом професорів Є.Д. Гопченка та Н.С. Лободи розроблялася математична модель «клімат-стік», яка дозволяє оцінювати водні ресурси території на основі метеорологічної інформації з урахуванням впливу підстильної поверхні та водогосподарських перетворень [16]. Отримана методика розрахунків характеристик річного стоку увійшла складовою ДБН (Державних будівельних норм) республіки Молдова [17] та включена до нової редакції Державних будівельних норм України [18].

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-теплового балансу водозбору, другої – рівняння водогосподарського балансу, представлене у стохастичній (ймовірнісній) формі. Рішення проблеми визначення характеристик природного та побутового стоку надається у межах імітаційної стохастичної моделі. Розглядається ланцюг послідовностей формування стоку: «клімат → кліматичний стік → підстильна поверхня → природний стік → водогосподарські перетворення → побутовий стік». Таким чином, модель описує роботу водогосподарської системи, яка підлягає зовнішнім (кліматичним) та внутрішнім (водогосподарським) впливам й певним чином реагує на цей вплив. У моделі використовується поняття «кліматичний стік», тобто стік, обумовлений кліматичними чинниками й розрахований за метеорологічними даними.

Стік, розрахований за метеорологічними даними, виключає вплив чинників підстильної поверхні як природних, так і зумовлених водогосподарськими перетвореннями. Отримані характеристики стоку можуть розглядатися як такі, що описують природний зональний стік.

У наш час Всесвітньою Метеорологічною Організацією (ВМО) розробляються довгострокові прогнози змін клімату на Землі. Методи розрахунків характеристик стоку за метеорологічними даними, побудованими на основі моделей типу «клімат – стік», надають можливість передбачати стан водних ресурсів у нових кліматичних умовах, описаних кліматичними сценаріями майбутнього.

2.1 Блок розрахунків природного річного стоку

Досить перспективним для створення таких моделей визнано балансовий підхід, який базується на сумісному розгляді рівнянь водного та теплового балансів підстильної поверхні [19]. Метод водно-теплового балансу у модифікації В.С. Мезенцева [20] для умов України розроблено на кафедрі гідрології суші Одеського державного екологічного університету під керівництвом професорів Є.Д. Гопченка та Н.С. Лободи [21].

Моделі типу «клімат-стік» спираються на використання у розрахунках стоку метеорологічних характеристик. Найпростішою з таких моделей є рівняння водного балансу за багаторічний період (К.П. Воскресенський, 1956)

$$\overline{X} = \overline{E} + \overline{Y} \ , \qquad (2.1)$$

де $\overline{X}, \overline{E}, \overline{Y}$ - річні норми опадів, випаровування з поверхні суші та стоку відповідно.

У випадку оцінки норми річного стоку на основі рівняння водного балансу (2.1) представляється у виді

$$\overline{Y} = \overline{X} - \overline{E} \, . \qquad (2.2)$$

Проблема розрахунків полягає у незадовільній точності визначення норми випаровування з поверхні суші (М.А. Веліканов, 1940; Д.Л. Соколовський, 1968). Структура водного балансу ділянки суші тісно зв'язана з її тепловим балансом, тобто з надходженням і перетворенням поверхнею та діяльним шаром ґрунту тепла сонячної радіації. Ця обставина зумовила потребу розглядати задачу визначення елементів водного балансу разом з теплоенергетичним балансом земної поверхні. Перспективи сумісного

вирішення водного та теплового балансів поверхні суші розглядалися багатьма авторами (Е.М. Ольдекоп, 1911, М.А. Веліканов, 1928, М.І. Будико, 1958). Як найбільш оптимальний, був визнаний підхід, запропонований В.С.Мезенцевим. Процес теплообміну в будь-якій точці простору і за будь-який проміжок часу представлений ним у вигляді статей надходження й витрати енергії

$$R^{+} + P^{+} + (B_1 - B_2) = LE + P^{-} + I_H - LC, \qquad (2.3)$$

де R^{+} - приходна частина радіаційного балансу;

P^{+} - приходна складова турбулентного теплообміну або тепло, яке надходить на ділянку суші в зв'язку з рухом повітря, тобто адвективне тепло;

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

L - «приховане" тепло пароутворення;

LE - витрата тепла на випаровування;

P^{-} - витрата тепла на нагрівання повітря (від'ємна частина турбулентного теплообміну);

I_H - довгохвильове випромінювання земної поверхні у нічні часи доби;

LC - витрата тепла на конденсацію.

Приходна складова R^{+} радіаційного балансу визначається як різниця між короткохвильовою радіацією R_K, що надходить до земної поверхні в денну частину доби, та довгохвильовим випромінюванням із земної поверхні $I_Д$

$$R^{+} = R_K - I_Д, \qquad (2.4)$$

де $I_Д$ - баланс довгохвильового випромінювання (випромінювання земної поверхні за мінусом противипромінювання атмосфери) у денні та частково сутінкові години доби.

Ліва (приходна) частина рівності (2.3) розглядається як граничні ресурси енергії, які забезпечують процес випаровування у визначених кліматичних умовах й називаються «теплоенергетичними ресурсами клімату»

$$LE_m = R^{+} + P^{+} + (B_1 - B_2), \qquad (2.5)$$

де E_m - так званий «теплоенергетичний еквівалент», тобто шар води, який міг би випаритися з поверхні суші, якби на процес випаровування були витрачені усі теплоенергетичні ресурси клімату

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L} \ . \qquad (2.6)$$

Таким чином, теплоенергетичний еквівалент E_m - це величина, яка за своїм фізичним змістом близька до величини E_0 - випаровуваності або максимально можливого випаровування.

Величина E_0 (випаровуваність) визначалася багатьма авторами як верхня межа випаровування, але інтерпретувалася по-різному: «випар зі зволоженої поверхні» (М.І. Будико); «випар з водної поверхні при тому ж комплексі метеорологічних умов, що й над сушею» (Н.А.Багров); «випар з поверхні полів, вкритих рослинністю, коли вологість ґрунту близька до найменшої польової вологоємності» (А.Р. Константінов). На відміну від інших авторів, В.С.Мезенцеву вдалося надати однозначний фізичний зміст поняттю «випаровуваність» [22].

Права або витратна частина рівняння теплового балансу позначається як «сумарний теплообмін» T, зумовлений нагріванням приземного повітря за рахунок турбулентного обміну й нічного ефективного випромінювання земної поверхні (без противипромінювання атмосфери). Тоді (2.3) можна представити у вигляді

$$LE_m = LE + T \ . \qquad (2.7)$$

Теоретичними границями зміни складових рівняння (2.7) є такі величини:

$$LE_m \geq LE \geq 0; \qquad (2.8)$$

$$LE_m \geq T \geq 0. \qquad (2.9)$$

Іншими словами, витрати тепла на фактичне випаровування та сумарний теплообмін завжди менші від теплоенергетичних ресурсів клімату, тому що в природі завжди спостерігається витрата тепла.

Рівняння водного та теплового балансів містять у собі загальну складову – випаровування з поверхні суші. Для визначення стоку необхідно, насамперед, розрахувати випаровування, представивши його через складові теплового балансу. У цьому аспекті підхід, запропонований В.С.Мезенцевим, є подальшим розвитком наукових ідей Е.М.Ольдекопа (1914), Н.А.Багрова (1953), Л.Тюрка (1958), М.І.Будико (1958), які намагалися встановити співвідношення між загальним зволоженням території та випаровуваністю. У загальному випадку рівняння водного балансу для ділянки суші має вигляд

$$H = E + Y \ , \tag{2.10}$$

де H - характеристика зволоження території.

Під характеристикою зволоження H розуміють опади X, які випадають за розрахунковий період, зміни $(w_1 - w_2)$ запасів вологи в ґрунті й у водоносних горизонтах $(Y_{ГР1} - Y_{ГР2})$

$$H = X + (w_1 - w_2) + (Y_{ГР1} - Y_{ГР2}) \ . \tag{2.11}$$

Для «замкненого» водозбору його сумарне зволоження визначається рівнянням

$$H = X + w_1 - w_2 \ . \tag{2.12}$$

Введення характеристики теплоенергетичних ресурсів у рівняння водного балансу (2.10) досягається діленням його лівої та правої частин на величину E_m

$$\frac{H}{E_m} = \frac{E}{E_m} + \frac{Y}{E_m} . \tag{2.13}$$

Складові рівняння (2.13) H, E, Y позначаються як $\beta_H, \beta_E, \beta_Y$ відповідно

$$\beta_H = \frac{H}{E_m} \ ; \tag{2.14}$$

$$\beta_E = \frac{E}{E_m} \ ; \tag{2.15}$$

$$\beta_Y = \frac{Y}{E_m} \; ; \tag{2.16}$$

Отже (2.13) можна записати у вигляді

$$\beta_H = \beta_E + \beta_Y \; , \tag{2.17}$$

де

$$\beta_H = \frac{H}{E_m}; \;\; \beta_E = \frac{E}{E_m}; \;\; \beta_Y = \frac{Y}{E_m} \; . \tag{2.18}$$

Граничні умови складових (2.17) є такими

$$0 \le \beta_E \le 1 \;\; \text{при} \;\; 0 \le \beta_H \le \infty \;\; \text{та} \;\; 0 \le \beta_Y \le \beta_H \le \infty \; . \tag{2.19}$$

Після диференціювання рівняння (2.17) за величиною співвідношення ресурсів вологи і тепла β_H В.С. Мезенцев одержав рівняння такого вигляду [22]

$$\frac{\partial \beta_E}{\partial \beta_H} + \frac{\partial \beta_Y}{\partial \beta_H} = 1 . \tag{1.20}$$

Після наближеного розв’язання (2.20) частинне рівняння зв’язку між складовими водного та теплового балансів представлене В.С. Мезенцевим у такий спосіб

$$\beta_E = (1 + \beta_H^{-n})^{-\frac{1}{n}} \; , \tag{2.21}$$

де n - параметр, що інтегрує вплив фізико-географічних умов формування стоку.

З урахуванням позначень (2.18), прийдемо до рівняння вигляду

$$E = E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} \quad . \qquad (2.22)$$

Відповідно рівняння водного балансу (2.10) набуде вигляду

$$H = Y + E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} \quad . \qquad (2.23)$$

Отримане рівняння (2.23) містить складову, яка входить у тепловий баланс земної поверхні (2.7) і являє собою максимально можливе випаровування з поверхні суші E_m, у зв'язку з чим вираз (2.23) називають рівнянням водно-теплового балансу.

Балансове співвідношення (2.23), виражене відносно величини стоку Y, має вигляд

$$Y = H - E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} . \qquad (2.24)$$

Коли розглядається водний баланс замкненого водозбору, під величиною Y слід розуміти сумарний стік, який складається з підземної та поверхневої складових стоку [23].

Для розрахунків стоку по сезонах, місяцях, декадах використовують рівняння вигляду

$$Y = X + w_1 - w_2 - E_m \left[1 + \left(\frac{X + w_1 - w_2}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} \quad , \qquad (2.25)$$

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

Для багаторічного періоду зміна запасів вологи у ґрунті наближається до нуля, отже, виконується умова $(w_1 - w_2) = 0$ або $\pm \Delta w = 0$, у зв'язку з чим балансове співвідношення (2.25) набуває вигляду

$$\overline{Y} = \overline{X} - \overline{E_m}\left[1 + \left(\frac{\overline{X}}{\overline{E_m}}\right)^{-n}\right]^{-\frac{1}{n}}, \qquad (2.26)$$

де $\overline{Y}, \overline{X}, \overline{E_m}$ - середні багаторічні величини (норми) річного стоку, опадів та теплоенергетичного еквівалента (максимально можливого випаровування), відповідно.

Результати досліджень показали, що для річного стоку має сенс використовувати $n = 3$.

Норма річного стоку, розрахована за (2.26), визначається кліматичними чинниками формування річного стоку (річними опадами й максимально можливим випаровуванням), у зв'язку з чим одержала назву норми кліматичного стоку. Норма річного кліматичного стоку $\overline{Y}_K$ є середньою багаторічною характеристикою річного стоку, який утворився в результаті певного співвідношення характеристик тепла та вологи $\beta_X = \frac{\overline{X}}{\overline{E}_m}$, і підпадає під закон географічної широтної та вертикальної зональності й ототожнюється із зональним природним річним стоком.

Карти ізоліній норм річного кліматичного стоку будуються за даними метеорологічних станцій і відносяться у просторі не до геометричного центра тяжіння водозборів, а до точок, які відповідають географічним координатам метеорологічних станцій. Матеріалами необхідними для визначення кліматичної норми річного стоку є складові радіаційного та теплового балансів підстильної поверхні за багаторічний період, а також середні багаторічні дані по опадах та температурах повітря за місяці й роки.

Величина LE_m, представлена рівнянням (2.5), визначає граничні, тобто максимально можливі енергетичні ресурси клімату, а значення шару максимально можливого випаровування E_m в (2.6) розглядається як теплоенергетичний еквівалент, який дозволяє використовувати характеристики теплоенергетичних ресурсів клімату у рівнянні водно-теплового балансу. Найбільші труднощі при використанні (2.6) створює визначення величини

($B_1 - B_2$), яка характеризує зміни запасів тепла в діяльному шарі ґрунту. Однак у цілому за рік, і тим більше за багаторічний період, виконується умова $(B_1 - B_2) = 0$. Отже для середньої багаторічної величини максимально можливого випаровування справедливий запис

$$\overline{E}_m = \frac{\overline{R}^+ + \overline{P}^+}{L}, \qquad (2.27)$$

де $\overline{E}_m$ - норма (середня багаторічна величина) максимально можливого випаровування;

$\overline{R}^+, \overline{P}^+$ - норми приходних складових рівняння теплового балансу підстильної поверхні.

Дані про річні складові радіаційного балансу містяться у матеріалах спостережень актинометричних станцій. Приходна складова радіаційного балансу визначається як різниця між короткохвильовою частиною радіаційного балансу підстильної поверхні та її довгохвильовим випромінюванням (2.4). Що стосується приходної (спрямованої до земної поверхні) складової турбулентного теплообміну P^+, то її величина складає лише близько 20% від річної суми розрахункового турбулентного теплообміну в денний час, коли потік тепла спрямований вверх від поверхні і не перевищує 10-15% від річного радіаційного балансу. В.С.Мезенцев запропонував емпіричну формулу для розрахунку річної величини P^+

$$P^+ = 285 - 0{,}820R, \qquad (2.28)$$

де R - величина річного радіаційного балансу, Мдж/м^2.

Таким чином, при $R = 0$ річна величина P^+ складає 285 Мдж/м^2, а при $R < 0$, приходна складова турбулентного теплообміну буде зростати. У межах України приходна складова турбулентного теплообміну змінюється від 124 до 167 Мдж/м^2 у рік.

Число актинометричних станцій (менше 20 у межах України) є недостатнім для детального опису просторового розподілу максимально можливого випаровування. Оскільки температурний режим України значною мірою зумовлений надходженням сонячної радіації до земної поверхні, для розрахунків $\overline{E}_m$ за даними метеорологічних станцій України Є.Д. Гопченко та

Н.С. Лобода вивели регіональну залежність величини $\overline{E_m}$ від температурних характеристик літнього періоду, коли переважає антициклональна погода з малою хмарністю і слабкими вітрами

$$\overline{E_m} = 13{,}3\sum_{V}^{IX}\overline{T_M} - 307 \ , \qquad (2.29)$$

де $\sum_{V}^{IX}\overline{T_M}$ - сума норм середніх місячних температур повітря за літній період (з травня по вересень, включно). Коефіцієнт одержаного рівняння лінійної парної регресії дорівнює $0{,}94 \pm 0{,}01$.

За необхідності можна використовувати інші регресійні рівняння, розроблені для території України

$$\overline{E}_m = 0{,}224\sum T_{>10} + 226, r = 0{,}91; \qquad (2.30)$$

$$\overline{E}_m = 0{,}209\sum T_{>0} + 179, r = 0{,}87 \ ; \qquad (2.31)$$

$$\overline{E}_m = 13{,}3\sum_{V}^{IX}\overline{T_M} - 307, r = 0{,}94 \, , \qquad (2.32)$$

де $\sum T_{>10}$ – сума температур повітря більше $10^{\circ}C$;

$\sum T_{>0}$ – сума температур повітря більше $0^{\circ}C$;

r – коефіцієнт кореляції.

Еквівалентом ресурсів зволоження території за багаторічний період є норма річних опадів. Для установлення просторового розподілу норм річних опадів у минулому сторіччі використовувалися середні місячні дані по метеорологічних станціях і постах, що були наведені у «Справочниках по климату СССР» [24, 25].

До величин середніх місячних опадів, наведених у цьому літературному джерелі, відповідно до рекомендацій Державного гідрологічного інституту (ДГІ, РФ), крім поправки на змочування опадоміра та вітрове видування була додатково введена поправка, яка враховує втрати вологи на випаровування з опадоміра. Введення поправки здійснювалося за таким виразом

$$\overline{X} = \overline{X}' + k_E \overline{X}_C \ , \qquad (2.33)$$

де $\overline{X}$ - місячна норма опадів з урахуванням усіх систематичних похибок у показаннях опадоміра, мм;

$\overline{X}'$ - місячна норма опадів з урахуванням поправки на змочування опадоміра та вітрове видування, мм;

$\overline{X}_C$ - місячна норма опадів, розрахована за даними спостережень;

k_E - поправковий коефіцієнт, який показує втрати місячних опадів на випаровування з опадоміра.

Визначення норм кліматичного річного стоку відбувалося за рівнянням (2.26) для кожної із розглянутих метеорологічних станцій. Для подальшого використання розроблялися карти ізоліній норм річного кліматичного стоку [26]. Особливістю побудови карти є той факт, що розраховані норми кліматичного стоку відносяться не до центру тяжіння водозбору, як це відбувається із гідрологічними даними, а до точок простору із координатами, які відповідають географічному положенню кожної метеорологічної станції.

Побудова карти норм річного кліматичного стоку була важливим кроком у розвитку методів гідрологічних розрахунків недостатності даних спостережень за стоком або значної їх трансформації водогосподарською діяльністю, оскільки на півдні України річок зі стоком у природних умовах його формування практично не збереглося, а початок стаціонарних спостережень збігається з інтенсифікацією водогосподарських перетворень. До 2015 р. у практиці гідрологічних розрахунків використовувалась карта ізоліній норм річного стоку, рекомендована нормативним документом СНіП 2.01.14 - 83, де ізолінії на території Причорномор'я і степового Криму проведені пунктиром .

Норма річного кліматичного стоку, визначена за картою ізоліній, відображає зональний характер розподілу стоку, зумовлений кліматичними чинниками. Для малих та середніх річок, на водозборах яких формування стоку залежить від властивостей підстильної поверхні, визначені за картою значення $\overline{Y}_K$ можуть відрізнятися від природного стоку.

Співставлення норм річного кліматичного та природного (непорушеного водогосподарською діяльністю) стоку різних за площею водозборів було виконано для території Молдови, південно-західної України, включаючи водозбори Південного Бугу, середньої та нижньої течії р. Дністер, межиріччя Дунай – Дністер та Дністер – Південний Буг, а також для річок західної частини

Українського Полісся, правобережних приток Дніпра, нижньої течії Дніпра та басейну р. Сіверський Донець.

Одержані результати дозволили зробити висновки, що для великих водозборів рівнинної частини України норму кліматичного стоку можна ототожнювати з нормою природного річного стоку. Проте, для більшості малих та середніх водозборів, особливо у зоні недостатнього зволоження, норма кліматичного річного стоку суттєво відрізняється від природного, що пояснюється впливом підстильної поверхні. Відхилення тут можуть досягати 30 % і більше.

Слід зазначити, що терміни «малі річки», «середні річки» застосовані у контексті позначень запропонованих відомим вченим-гідрологом А.М. Бефані [27, 28]. Згідно із основними положеннями його «генетичного підходу» у природних умовах формування стоку по мірі зростання водозбірної площі відбувається поступове збільшення ерозійного врізу русла річки у земну поверхню, що зумовлює зростання ступеня дренування основних водоносних горизонтів підземних вод (зони активного водообміну). Це означає, що із зростанням площі водозбору відбувається збільшення підземного притоку в русло річки.

Мінімальну площу при якій виникає грунтове живлення, називають «першою критичною» і позначають як $F_{1кр}$. Відповідно, річки з площами водозборів $F < F_{1кр}$ розглядаються як малі. Зростання підземного живлення із збільшенням площі басейну відбувається до певної межі, обумовленої місцевим базисом ерозії. Площу, при якій наступає стабілізація грунтового живлення, називають «другою критичною площею», а річки з площею $F_{1кр} \le F < F_{2кр}$ відносяться до категорії середніх. І, нарешті, річки з площею водозбору $F \ge F_{2кр}$, класифікуються як великі. В цьому випадку річка повністю перехоплює підземні водоносні горизонти активного водообміну і її підземне живлення дорівнює величині інфільтрації опадів в грунтові води U_0. Вплив площі водозбору і його гідрогеологічниіх особливостей на підземний стік враховується за допомогою редукційного множника

$$\varphi = th\left(a_г \sqrt[n_3]{\frac{F}{F_{1кр}} - 1} \right), \qquad (2.34)$$

де th - гіперболічний тангенс;

$a_г$ - гідрогеологічний параметр, рівний відношенню потужності всіх потоків грунтових вод зони дренування по вертикалі до максимальної глибини дренування;

n_3 - показник інтенсивності наростання підземного притоку;

F - площа водозбору, км^2;

$F_{1кр}$ - перша критична площа, км^2.

Теоретична формула підземного живлення або, кажучи точніше, формула, що апроксимує рівняння багатоярусного підземного живлення, має вигляд

$$\bar{Y}_{ПІДЗ} = \varphi U_0{}', \tag{2.35}$$

або

$$Y_{ПІДЗ} = U_0 th\left(a_г \sqrt[n_3]{\frac{F}{F_{1кр}} - 1} \right). \tag{2.36}$$

Таким чином, зв'язки середніх багаторічних значень підземної складової річного стоку з площею водозбору можна описати такими рівняннями:

- при $F \le F_{1KP}$

$$\bar{Y}_{ПІДЗ} = 0\ ; \tag{2.37}$$

- при $F_{1KP} < F < F_{2KP}$

$$\bar{Y}_{ПІДЗ} = U_0 th\left(a_Г \sqrt[n_3]{\frac{F}{F_{1KP}} - 1} \right); \tag{2.38}$$

- при $F \ge F_{2KP}$

$$\bar{Y}_{ПІДЗ} = U_0\ . \tag{2.39}$$

Установлено, що значуща дія підстильної поверхні на умови формування стоку виявляється саме на малих та середніх водозборах із площею меншою другої критичної.

З метою врахування дії чинників підстильної поверхні розраховувались перехідні коефіцієнти від норм річного кліматичного стоку $\bar{Y}_K$, визначених за картою ізоліній, до природного, які визначались наступним чином

$$K_{ПЕР} = \frac{\bar{Y}_{ПР}}{\bar{Y}_K} \ , \qquad (2.40)$$

де $K_{ПЕР}$ - перехідний коефіцієнт від норми річного кліматичного стоку, знятої з карти, до норми природного стоку;

$\bar{Y}_K$ - норма кліматичного стоку з водозбору, яка визначається за картою ізоліній;

$\bar{Y}_{ПР}$ - норма природного річного стоку.

На базі визначених за (2.40) перехідних коефіцієнтів та кількісних показників чинників підстильної поверхні (лісистість, заболоченість, площа водозбору та інше) розроблялися розрахункові регресійні рівняння. Отримані залежності надали змогу розділити територію України на області як додатних, так і від'ємних виправлень до норми кліматичного стоку. В області додатних виправлень $(\bar{Y}_{ПР} - \bar{Y}_K) > 0$ перехідні коефіцієнти більші за одиницю ($K_{ПЕР} > 1$), тобто кліматичний (зональний) стік нижчий від природного стоку малих та середніх за розмірами річок. В області від'ємних виправлень до норми кліматичного стоку $(\bar{Y}_{ПР} - \bar{Y}_K) < 0$ перехідні коефіцієнти менші за одиницю - $K_{ПЕР} < 1$. В області нульових виправлень норма кліматичного стоку дорівнює нормі природного стоку, а перехідний коефіцієнт $K_{ПЕР}$ набуває значення рівного одиниці.

Інтегральним показником впливу чинників підстильної поверхні на формування стоку може служити площа водозбору F. Чим менша площа, тим більшою мірою виявляється дія підстильної поверхні, але F є лише опосередкованим показником взаємодії чинників різного походження.

Площа водозбору може виступати як показник неповного дренування річками водоносних горизонтів підземних вод. Область від'ємних виправлень ($K_{ПЕР} < 1$) у вигляді $K_{ПЕР} = f(F)$ поширюється на всю лісову зону рівнинної України. Так, для правобережного Полісся (притоки р.Прип'ять) перехідні коефіцієнти до норм кліматичного стоку розраховуються за таким рівнянням

$$K_{ПЕР} = 1 - 0{,}270[3{,}2 - \lg(F+1)] \ \text{ при } F < 1700 \ км^2; \qquad (2.41)$$

$$K_{ПЕР} = 1 \ \text{ при } F \geq 1700 \ км^2, \qquad (2.42)$$

де $K_{ПЕР}$ - коефіцієнт переходу від норм кліматичного річного стоку до природного;

F - площа водозбору.

Рівняння (2.41) ілюструє, що із зростанням площі водозбору вплив підстильної поверхні зменшується і значення коефіцієнту $K_{ПЕР}$ наближаються до 1.

У межах лісостепової та степової зон картина впливу підстильної поверхні набагато складніша. Сніговий покрив, запас води у якому визначає об'єм стоку за весняну повінь і головну частину стоку за рік у цілому, розподіляється площею водозбору нерівномірно. Під впливом вітру відбувається перерозподіл снігового покриву у річковій мережі з подальшою акумуляцією його в ярах та балках, що призводить до зменшення норм стоку із збільшенням площі водозбору. Фактично, діюча площа водозбору, на якій формується основний об'єм стоку повені у замикальному створі, є значно меншою у порівнянні із загальною площею водозбору. Як наслідок, річні норми природного стоку малих та середніх водозборів для лісостепової зони та зони північного степу перевищують кліматичний стік. Коефіцієнти переходу описуються рівняннями вигляду

$$K_{ПЕР} = 2{,}4 - 0{,}7[\lg(F+1) - 1)] \text{ при } F < 1000\,км^2; \qquad (2.43)$$

$$K_{ПЕР} = 1 \text{ при } F \geq 1000\,км^2. \qquad (2.44)$$

У підзоні південного степу, де стійкий сніговий покрив утворюється дуже рідко і тому річковий стік формується переважно поєднанням талих вод у період відлиг з дощовими опадами, серед чинників підстильної поверхні значне місце займають втрати на затримання поверхневих вод у зниженнях рельєфу. Непрямим показником втрат стоку на поверхневе затримання може бути ухил водозбору. Оскільки в довідковій літературі дані про середньозважені ухили є не по усіх водозборах, для практичного застосування отримано залежність коефіцієнта $K_{ПЕР}$ від середньої висоти водозбору, значення якої певним чином пов'язані з ухилом. Перехідні коефіцієнти зменшуються від 1 до нуля в міру зниження висоти місцевості, але лише в межах висот менших за 280 м:

$$k = 1 - 0{,}003(280 - H_{сер}) \text{ при } H_{сер} < 280 \text{ м}; \qquad (2.45)$$

$$k = 1 \text{ при } H_{сер} \geq 280 \text{ м}, \tag{2.46}$$

де $H_{сер}$ - середня висота водозбору.

Межа розділу між областями додатних і від'ємних виправлень до норм річного кліматичного стоку відповідає межі зим із стійким сніговим покривом, який спостерігається менше, ніж у 50 % випадків [29].

Істотні розбіжності між нормами природного та кліматичного річного стоку можливі, коли вододіли підземних та поверхневих водозборів не співпадають. Здебільшого така картина виникає в областях розвантаження чи живлення карсту. Урахувати дію карсту можливо шляхом визначення перехідних коефіцієнтів за виразом (2.40) для річок, на водозборах яких мають місце області розвантаження чи живлення карстових утворень. Непрямим показником впливу гідрогеологічних умов на формування стоку закарстованих водозборах також може бути норма інфільтрації опадів у водоносні горизонти U_0, просторовий розподіл якої визначається не тільки кліматичними умовами, а й водно-фізичними властивостями ґрунтів. Зокрема, величина U_0 використовувалася як предиктор при побудові регресійних рівнянь для визначення коефіцієнта $K_{ПЕР}$ для річок Приазов'я, лівобережних приток Дністра [30].

За розрахованими рядами кліматичного стоку для Північно-Західного Причорномор'я було отримано математичне співвідношення, яке дозволяє визначати коефіцієнти варіації стоку невивчених річок в залежності від норми кліматичного стоку

$$C_{VK} = \frac{C_{V_{\max}}}{\left(\bar{Y}_K / 10\right)^{0,60}}, \tag{2.47}$$

де C_{VK} – коефіцієнт варіації кліматичного річного стоку;

$C_{V_{\max}}$ - максимальне значення коефіцієнта варіації річного стоку, яке відповідає мінімальному значенню кліматичного стоку у межах України ($\bar{Y}_K = 10 мм$). У відповідності з емпіричними даними $C_{V_{\max}} = 1,5$.

Відношення C_{SK}/C_{VK} та коефіцієнт автокореляції $r(1)$ беруться згідно із районуванням статистичних параметрів річного стоку за результатами узагальнень, отриманих на основі методу сумісного аналізу даних [31].

Оскільки мінливість річного стоку пов’язана із водністю річок [32,33] приймається, що закономірності, описані рівнянням (2.47) справедливі як для кліматичного, так і для природного стоку. За необхідністю для визначення статистичних параметрів річного стоку (коефіцієнтів варіації, асиметрії, автокореляції) можна використовувати таблиці районувань, наведені у роботі Н.С.Лободи [26].

2.2 Блок розрахунків побутового річного стоку

У сучасних гідрологічних розрахунках для опису річного стоку використовується стохастична модель, яка розглядає ряди стоку як реалізації стаціонарного випадкового процесу, елементи якого утворюють простий ланцюг Маркова [34]. Ланцюг Маркова є послідовністю випадкових випробувань, яка має таку властивість, що ймовірність результатів наступного випробування залежить лише від результатів безпосередньо попереднього випробування. У простого ланцюга Маркова розподіл ймовірностей наступної випадкової величини залежить лише від значення безпосередньо попередньої величини; ступінь залежності (при заданому характері зв'язаності) визначається величиною коефіцієнта кореляції між суміжними членами ряду [14].

Різні модифікації опису простого ланцюга Маркова приводять до різних результатів водогосподарського розрахунку, навіть при однаковому значенні їхнього числового параметра – коефіцієнта автокореляції. Тому для опису багаторічних коливань стоку варто рекомендувати таку з цих модифікацій, яка краще відповідає закономірностям коливань, що спостерігаються в природі стоку, і не призводить до істотних помилок в результатах водогосподарських розрахунків [35].

Для оцінки впливу різних видів водогосподарської діяльності на річний стік використовують імітаційне математичне моделювання. Спочатку на базі інформації минулого виділяють і описують закономірності дії водогосподарських перетворень на стік, виділяючи у рівняннях водогосподарських балансів випадкову складову. Надалі на основі результатів імітаційного моделювання будуються методики для визначення характеристик стоку в умовах антропогенного впливу [36].

В основі більшості інженерно-гідрологічних методів розрахунку лежить уявлення про ймовірнісний характер коливань водності річок й інших складових водного балансу [37].

У роботі для опису рядів річного стоку використаний принцип конструювання ланцюга Маркова, розроблений в Інституті водних проблем РАН (Росія) [14]. Моделювання спирається на наявність кореляції між забезпеченостями суміжних членів ряду. Лінійна кореляція буде зв'язувати випадкові величини, розподілені рівномірно в інтервалі від нуля до одиниці. Особливістю такого роду кореляції є те, що структура послідовності забезпеченостей випадкових величин не залежить ні від типу їхнього розподілу, ні від числових значень параметрів цього розподілу. Таким чином, запропонована модель застосовує кореляцію між забезпеченостями (рівномірно розподіленими випадковими величинами).

Нехай x і y - випадкові величини, які розподілені рівномірно у проміжку [-1, 1] і мають відповідні щільності статистичного розподілу

$$f_1(x)=\frac{1}{2},\ f_2(y)=\frac{1}{2}. \tag{2.48}$$

Потрібно побудувати двовимірну щільність $f(x,y)$ у квадранті $[-1\le x;y\le 1]$ з урахуванням заданого коефіцієнта кореляції r_0. Шукана щільність представлена у вигляді розкладання по поліномах Лежандра.

Якщо обмежитися в білінійному розкладанні за системою ортонормованих поліномів першими трьома членами, то двовимірна щільність запишеться у вигляді

$$f(x,y)=\frac{1}{4}\left[1+3r_0xy+\frac{5}{4}r_0^2\ \left(3x^2-1\right)\left(3y^2-1\right)\right], \tag{2.49}$$

де r_0 - коефіцієнт кореляції рівномірно розподілених у [-1,1] випадкових величин.

Для побудови двовимірного закону розподілу рівномірно-розподілених випадкових величин у квадранті $0\le u,v\le 1$ (забезпеченостей) необхідно здійснити лінійну заміну змінних $x=2u-1, y=2v-1$. Щільність $f(u,v)$ запишеться у вигляді

$$f(u,v)=f(P_{i+1},P_i)=1+3\lambda(2u-1)(2v-1)+$$
$$+\frac{5}{4}\lambda^2\left[3(2u-1)^2-1\right]\cdot\left[3(2v-1)^2-1\right] \quad , \qquad (2.50)$$

де λ - коефіцієнт кореляції між забезпеченостями.

Умовна щільність розподілу величини v буде представлена виразом

$$f(v/u)=\frac{f(u,v)}{f_1(u)}, \qquad (2.51)$$

а умовна функція розподілу -

$$F(v/u)=\int_0^v f(u,v)dv=$$
$$=v+3\lambda(2u-1)(v^2-v)+5\lambda^2(6u^2-6u+1)(2v^3-3v^2+v) \qquad (2.52)$$

Умовна функція розподілу для величини u записується у вигляді

$$F(u/v)=u+3r\lambda(2v-1)(u^2-u)+$$
$$+\frac{5}{2}\lambda^2\left[3(2v-1)^2-1\right](2u^3-3u^2+u) \qquad (2.53)$$

Умовне математичне очікування дорівнює

$$m(u/v)=\overline{P}_{(i+1)/i}=\frac{1}{2}+\frac{r_0}{2}(2P_i+1)\ , \qquad (2.54)$$

а умовна дисперсія

$$\sigma^2_{u/v}=\sigma^2_{(i+1)/i}=\frac{1-\lambda^2}{12}\ . \qquad (2.55)$$

Умовна дисперсія не залежить від попереднього значення забезпеченості P_i і , отже, кореляція гомоскедастична.

Рівняння (2.50) є лінійним законом розподілу рівномірно розподілених величин (забезпеченостей). Цього досить для того, щоб моделювати ряд забезпеченостей необхідної довжини із заданим значенням коефіцієнта кореляції між ними $|\lambda| \le 0{,}55$. Для моделювання випадкових значень використовується такий спосіб: задається значення $u = u_1$ і підставляється в (2.52). Далі з таблиці випадкових чисел [0, 1] беруться значення функції розподілу $F(v/u)$ і для знаходження випадкового значення v_1 вирішується кубічне рівняння (2.52). Для генерування випадкового часового ряду із заданими властивостями отримане значення v_1 ставиться на місце u_1 й описана процедура генерації повторюється. Незважаючи на простоту й універсальність методу, мають місце дві обставини, які необхідно взяти до уваги. Лінійна кореляція між забезпеченостями приводить (у даній теоретичній схемі) до нелінійної кореляції між самими випадковими величинами. Якщо ж спочатку будувати лінійну кореляцію між вихідними випадковими величинами, то кореляція між їхніми забезпеченостями буде нелінійною. У цьому випадку необхідно використовувати відповідну умовну функцію розподілу і, вирішуючи зворотну задачу, знаходити відповідне умовне значення по заданих $F(x/y)$ і коефіцієнтові кореляції.

Для моделювання випадкового процесу із заданим законом розподілу необхідно вказати співвідношення між коефіцієнтом кореляції для забезпеченостей λ і коефіцієнтом кореляції для вихідних випадкових величин r_r. Зокрема, для двовимірного закону, одержаного шляхом обмеження в розкладанні першими трьома членами і з нормальними апріорними щільностями, є справедливою формула

$$r_r = \frac{3}{\pi}\lambda \ . \qquad (2.56)$$

Зміни стоку при дослідженні водогосподарських перетворень можна описати рівняннями водогосподарських балансів, у яких природний річний стік $W_{ПР}$ розглядається як початковий стан гідрологічної системи, а побутовий - як результат водогосподарської діяльності

$$W_{ПОБ} = W_{ПР} - \Delta W_З + \Delta W_{СК}, \qquad (2.57)$$

де $W_{ПОБ}, W_{ПР}$ – об’єми побутового та природного стоку;

$\Delta W_З$ – вилучення вод з поверхневих водотоків;

$\Delta W_{СК}$ – скидання вод у поверхневі водотоки.

Рівняння водогосподарських балансів містять у собі складові, які мають стохастичну природу (річний стік, опади, випаровування з водної поверхні, водоспоживання води рослинами та інше), що дозволяє застосовувати до розрахунків стоку засоби імітаційного стохастичного моделювання. З урахуванням ймовірнісної природи водогосподарських балансів загальний їх запис набуде вигляду

$$Y_{Pt} = f(P_t(Y_{ПР})) + Y_{АНТР./t=Pt}, \qquad (2.58)$$

де Y_{Pt} - розрахункове значення гідрологічної характеристики проектної забезпеченості P_t;

$f(P_t(Y_{ПР}))$ - розрахункове значення гідрологічної характеристики у природних умовах;

$Y_{АНТР./t=Pt}$ - значення складової стоку, зумовлене впливом водогосподарської діяльності у майбутньому з P_t-ю розрахунковою забезпеченістю.

Розроблена в ОДЕКУ стохастична модель річного стоку в умовах водогосподарських перетворень на водозборах зони недостатнього зволоження описується таким чином:

$$W_{ПОБ} = W_{ПР} - \Delta W_{ЗР} - \Delta W_{ВИП} + \Delta W_{СК}, \qquad (2.59)$$

де $W_{ПОБ}, W_{ПР}$ - об'єми побутового та природного стоку;

$\Delta W_{ЗР}$ - об'єм незворотних втрат стоку на зрошування;

$\Delta W_{ВИП}$ - об'єм втрат стоку на додаткове випаровування з водної поверхні ставків і водосховищ;

$\Delta W_{СК}$ - об'єм додаткового скидання води в поверхневі водотоки.

На першому етапі створення моделей розглядалося питання щодо оцінки окремих складових ($\Delta W_{ОР}$, $\Delta W_{ВИП}$, $\Delta W_{СК}$) водогосподарських балансів, які містять в собі інформацію про характер господарської діяльності в межах водозборів. На другому етапі здійснювався перехід до ймовірнісної форми запису рівняння.

Рівняння водогосподарського балансу (2.57) та ймовірнісна форма його запису є теоретичною основою імітаційного моделювання річного стоку, що знаходиться під впливом антропогенних чинників [38].

Стохастичне моделювання рядів побутового стоку виконувалося роздільно для кожного з досліджуваних чинників водогосподарської діяльності на основі відповідного рівняння водогосподарського балансу, яке описує взаємодію того або іншого чинника водогосподарської діяльності з річним стоком.

Рівняння водогосподарських балансів водозборів, представлені в ймовірнісному вигляді, мають таку редакцію [36,39,40,41]:

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

$$Y_{ПОБ,P} = Y_{ПР,P} - \frac{M_{0,100-P}}{\eta} f_{ЗР} \; ; \qquad (2.60)$$

б) при наявності на водозборі штучних водойм, які зумовлюють втрати на додаткове випаровування з водної поверхні

$$Y_{ПОБ,P} = Y_{ПР,P}(1 - f_B) - (E_B - X)_{100-P} f_B \; ; \qquad (2.61)$$

в) при надходженні до водотоків зворотних вод з сільськогосподарських земель, які зрошуються за рахунок річок-донорів,

$$Y_{ПОБ,P} = Y_{ПР,P} + \xi \frac{M_{0,100-P}}{\eta}(1-\eta) f_{ЗР}, \qquad (2.62)$$

де $Y_{ПОБ,P}, Y_{ПР,P}$ - побутовий та природний річний стік із заданою забезпеченністю P, виражений в мм;

$f_{ЗР}, f_B$ - сумарні площі зрошуваних масивів та водної поверхні штучних водойм відповідно, виражені в частках від загальної площі водозбору F;

η - коефіцієнт корисної дії зрошувальної системи;

ξ - коефіцієнт зворотних вод, які 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 та водосховищ;

E_B - сумарне випаровування з водної поверхні ставків і водосховищ;

$M_{0,100-P}$ - зрошувальна норма-нетто з ймовірністю перевищення $100-P$;

F – площа водозбору, км^2.

На вході у моделі побутового стоку завжди використовується природний стік заданої забезпеченості P.

Щоб отримати ряди природного стоку, виконують генерування штучних рядів при заданих статистичних параметрах природного річного стоку за стохастичною моделлю простого ланцюга Маркова, описаного вище.

При відсутності даних спостережень за стоком у природних умовах його формування використовують методику розрахунків за метеорологічними даними, побудовану на основі моделі «клімат-стік».

Наведені рівняння містять у собі випадкові складові, які описуються певними законами розподілу випадкових величин (трипараметричний гама розподіл С.М. Крицького та М.Ф. Менкеля, закон Пірсона III) і залежать від кліматичних умов. Масштаби водогосподарських перетворень (площі осушених боліт, водної поверхні штучних водойм, зрошуваних сільськогосподарських масивів та інше) є невипадковими величинами, які не підлягають ймовірнісному опису і у процесі моделювання залишаються постійними.

З метою збереження стаціонарності рядів стоку, що генеруються, на кожному кроці імітаційного моделювання показники масштабів водогосподарської діяльності приймалися постійними. В результаті кожного проведеного імітаційного експерименту були отримані статистичні параметри річного побутового стоку, які відповідають заданим масштабам водогосподарської діяльності.

Результати стохастичного моделювання узагальнюються у вигляді графічних рішень або аналітичних функцій, які являють собою «функції відгуку» характеристик річного стоку на водогосподарські перетворення і називаються «функціями антропогенного впливу». Оскільки в межах водозбору однієї й тієї ж річки кількісний та якісний склад чинників може змінюватися, з метою врахування сумісного впливу водогосподарських чинників запропоновано використовувати термін «коефіцієнти антропогенного впливу»

$$K_A = \frac{A_f}{A_0}, \qquad (2.63)$$

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

A_f - значення параметра побутового стоку при заданих показниках антропогенного впливу.

Коефіцієнти антропогенного впливу установлюються для кожного виду діяльності окремо.

Вплив антропогенних чинників посилюється у міру збільшення відносних площ, які знаходяться під дією водогосподарських перетворень, а також у міру переходу від зони достатнього зволоження до зони недостатнього. Непрямим показником загального зволоження території може служити норма природного річного стоку, а при відсутності даних спостережень – норма кліматичного стоку.

Сумісний вплив m водогосподарських чинників на параметр A_0 ураховується таким рівнянням

$$_3A_f = A_0[K_1 + K_2 + K_3 ... + K_m - (m-1)] \ , \qquad (2.64)$$

де $K_1, K_2, K_3, ... K_m$ - коефіцієнти, які кількісно враховують зміни статистичних параметрів річного стоку;

m - кількість видів водогосподарської діяльності.

2.3 Блок визначення водних ресурсів в умовах змін клімату

Структура моделі «клімат-стік» така, що вона успішно може бути використаною для визначення стоку за даними сценаріїв змін глобального клімату. На першому етапі за метеорологічними даними визначають кліматичний стік. Надалі статистичні параметри річного природного слугують вхідними характеристиками у модель побутового стоку. Річний стік є інтегральною характеристикою водних ресурсів досліджуваної території [43]. Таким чином через оцінки змін річного кліматичного, природного та побутового стоку у нових кліматичних умовах можна отримати інформацію про стан водних ресурсів усієї країни чи окремих водозборів [44].

Рівняння водно-теплового балансу для розрахунків кліматичного стоку по місяцях та сезонах за даними кліматичних сценаріїв має вид

$$Y_K^{'} = X^{'} + (w_1 - w_2)^{'} - E_m^{'}\left[1 + \left(\frac{X^{'} + (w_1 - w_2)^{'}}{E_m^{'}}\right)^{-n}\right]^{-\frac{1}{n}}, \qquad (2.65)$$

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.

Рівняння водно-теплового балансу за багаторічний період в умовах змін клімату записується у такому виді

$$\overline{Y}^{'}_K = (\overline{X} \pm \Delta\overline{X}) - \overline{E}_m^{'}\left[1 + \left(\frac{\overline{X} \pm \Delta\overline{X}}{\overline{E}_m^{'}}\right)^{-n}\right]^{-\frac{1}{n}}, \qquad (2.66)$$

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

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

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

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

Матеріали сценаріїв змін глобального клімату у наукових розробках кінця минулого сторіччя [45] представлялися у вигляді поправочних коефіцієнтів k_X до початкових сум середніх багаторічних опадів $\overline{X}$. Зміна опадів оцінювалась як $\Delta\overline{X} = k_X\overline{X}$. Середня багаторічна величина максимально можливого випаровування у кліматичних умовах кожного сценарію розраховувалась за (2.66) з використанням сценарних даних про місячні температури повітря [46].

Числові експерименти, виконані на основі рівняння водно-теплового балансу (2.66), показали, що зміна середніх багаторічних величин річного

кліматичного стоку стає значущою, тобто перевищує точність розрахунку даної величини, при зміні річних сум опадів на $\pm 3{,}5\%$ або при зміні сум середніх місячних температур повітря за період червень-серпень на $\pm 2{,}5^{\circ}C$ [47]. Передбачувані сценаріями Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО) зміни метеорологічних характеристик, як правило, перевищують установлені межі й, отже, модель «клімат-стік» може успішно застосовуватись для прогнозування стану водних ресурсів України за різними сценаріями змін глобального клімату [5, 48].

Для прогнозу хронологічного ходу річних величин природного та побутового річного стоку за умовами сценаріїв глобального потепління недостатньо знати лише статистичні параметри. Стохастичне моделювання дозволяє отримати ряди величин стоку довжиною декілька тисяч років, але такий ряд не буде хронологічним. Щоб відтворити хронологічний ряд стоку за обраним законом розподілу річного стоку як випадкової величини, необхідно знати ймовірність появи або перевищення (забезпеченість) значення річного стоку кожного розрахункового року.

Оскільки кліматичний стік, визначений за рівняннями (2.65) або (2.66), залежить від співвідношення між ресурсами вологи H та тепла E_m, то забезпеченість річного стоку P для кожного року бралася як така, що дорівнює забезпеченості величини $\beta_H = \dfrac{H}{E_m}$ або у спрощеному варіанті $\beta_X = \dfrac{X}{E_m}$. Індекс $\beta_X = \dfrac{X}{E_m}$ часто називають індексом посушливості. Значення $\beta_X < 0{,}5$ характеризують ступінь аридності клімату [49].

Отримані щорічні значення β_H розташовувалися у спадному порядку і для кожного з них розраховувалася емпірична забезпеченість [12]. Справедливість запропонованого підходу проілюстрована на рис. 2.1, де показане існування статистично значущого зв’язку між забезпеченістю величин річного стоку q та значень β_H.

Якщо відомі забезпеченість року P та статистичні параметри стоку (середнє багаторічне значення, коефіцієнт варіації та коефіцієнт асиметрії), установлені для заданого періоду, стає можливим визначення величини річного стоку на основі обраного закону розподілу (Пірсона III або трипараметричного гама-розподілу Крицького-Менкеля).

Перехід від значень річного стоку до сезонних та місячних здійснюється на основі внутрішньорічного розподілу стоку, який може змінюватись в залежності від змін кліматичних умов формування стоку.

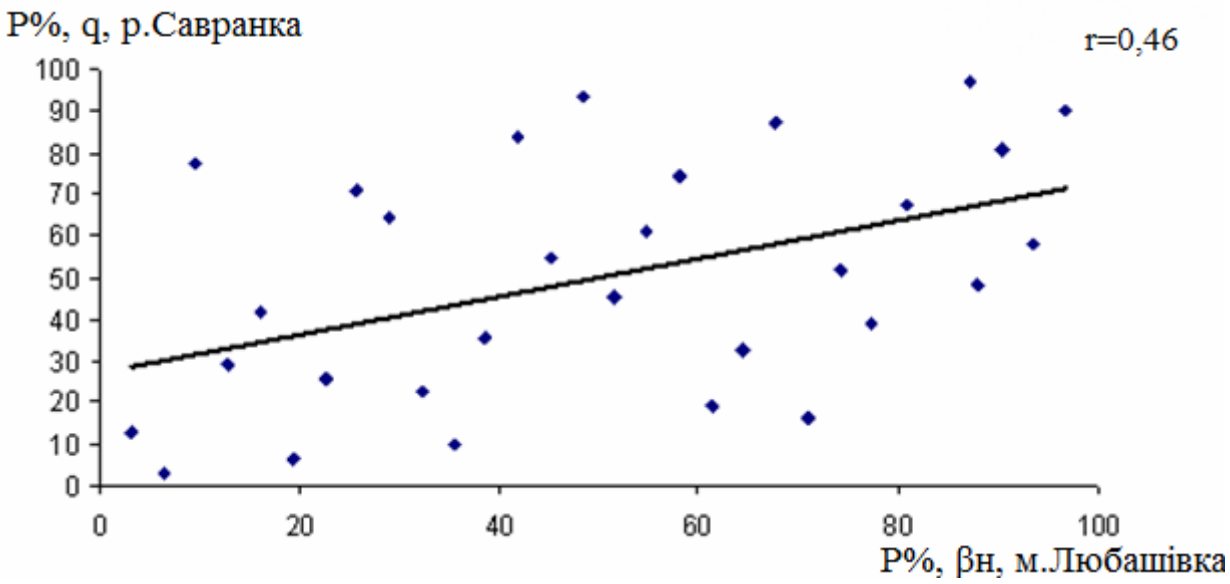


Рисунок 2.1 – Зв'язок між значеннями забезпеченості стоку q та метеорологічного показника β_H, r – коефіцієнт кореляції

Для розрахунків $\beta_H = \beta_X$ при визначенні забезпеченості водності року (кліматичного річного стоку) необхідні дані не тільки про річну величину $E'_{m,pik}$, а й про її внутрішньорічний розподіл. При цьому значення максимально можливого випаровування за кожен розрахунковий місяць представляються у відсотках від величини $E'_{m,pik}$, розподіляючись у межах року пропорційно внутрішньорічному розподілу дефіциту вологи у повітрі [22]

$$E'_{m,i} = E'_{m,pik} \frac{d_i}{\sum_{1}^{12} d_i}, \qquad (2.67)$$

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.2.1) [50].

Таблиця 2.1 – 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	Вознесенськ	47°34'	31°18'	$d_i = 1.097e^{0.110T}$

Головне питання розрахунків кліматичного стоку по внутрішньорічним інтервалам (місяцям та сезонам) 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 талий стік, який формує весняне водопілля. Таким чином, при розрахунках кліматичного стоку за методом водно-теплового балансу (2.65) виникає необхідність перенесення частини опадів зимового сезону на весняний. З метою установлення цієї частки виконувалось співставлення розрахункових значень кліматичного та фактичного стоку по сезонах та місяцях у різні за водністю роки та проводились оптимізаційні розрахунки на даних минулих років. 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 [51].

Особливого значення проблема установлення 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 виді запасів снігу на

водозборі, можна віднести лише ті, на протязі яких спостерігалася від'ємна температура повітря. Загальна кількість опадів зимового сезону у зоні степу може значно відрізнятися від кількості опадів, які приймають 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 приймає участь у формуванні весняної повені. У середній та маловодний роки переніс опадів зимового сезону на весняний не має сенсу, оскільки накопичені у короткий період від'ємних температур повітря запаси снігу витрачаються під час відлиг, утворюючи поверхневий стік у межах зимового сезону [52].

Після визначення місячних величин опадів та максимально можливого випаровування виконувались розрахунки сезонного та місячного кліматичного стоку за рівнянням. Важливо зазначити, що для степової зони розраховані місячні величини кліматичного стоку можуть суттєво відрізнятись від фактичних (до 30%), через вплив чинників підстильної поверхні, включаючи водогосподарські перетворення. У зв'язку з цією обставиною було прийняте рішення про визначення місячних і сезонних значень кліматичного стоку за даними про внутрішньорічний розподіл, представлений у відсотках для характерних по водності років.

Таким чином, місячні величини стоку для кожного року із річним стоком $Y_{рік,P}$ можуть визначатися за установленим (табл.2.2-2.3) внутрішньорічним розподілом.

Таблиця 2.2 – 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 2.3 – 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

2.4 Верифікація моделі «клімат-стік»

Дослідження по застосуванню моделі «клімат-стік» у різних географічних зонах для малих, середніх і великих водозборів, масштабів і видів водогосподарської діяльності виконувалися в ОДЕКУ під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка та проф. Н.С. Лободи на протязі кількох десятиріч. Основним набутком досліджень наприкінці 20-го сторіччя і початку 21 були просторово-часові узагальнення характеристик річного природного стоку, отримані на базі метеорологічних даних. Ці узагальнення представлені у вигляді карт ізоліній норм річних сум опадів, максимально можливого випаровування та кліматичного стоку, побудованих за даними понад 900 метеорологічних станцій і постів рівнинної території України на топографічній основі 1:500000 [31]; розрахункових залежностей норм річного кліматичного стоку від висоти місцевості для гірських водозборів [53-58]; розрахункових регіональних залежностей для визначення мінливості річного стоку; районувань статистичних параметрів річного стоку, які визначаються із незадовільною точністю за даними спостережень (коефіцієнти варіації річок із стійким підземним живленням, відношення коефіцієнту асиметрії до коефіцієнту варіації, коефіцієнти автокореляції [31, 59-62]).

Середнє багаторічне значення стоку (норма річного стоку, представлене у модулях або шарах стоку) для розрахункового водозбору (його геометричного центра) визначається лінійною інтерполяцією між ізолініями стоку і відноситься до центра водозбору. При перетині водозбору декількома ізолініями, середнє зважене за площею значення стоку визначають за формулою:

$$\bar{Y} = \frac{\bar{Y}_1 f_1 + \bar{Y}_2 f_2 + ... + \bar{Y}_n f_n}{f_1 + f_2 + ... + f_n}, \qquad (2.68)$$

де $\bar{Y}$ - середнє зважене за площею значення середньої багаторічної величини стоку для досліджуваного водозбору;

$\bar{Y}_1$, $\bar{Y}_2 ... \bar{Y}_n$ - середні багаторічні значення стоку між суміжними ізолініями;

$f_1, f_2, ... f_n$ – відповідні площі між ізолініями стоку, які у сумі дорівнюють площі водозбору F

$$F = f_1 + f_2 + ... f_n. \qquad (2.69)$$

Якщо досліджуваний водозбір розміщується між двома ізолініями, то середня багаторічна величина стоку визначається шляхом інтерполяції між значеннями двох ізоліній.

Для водозборів, стік яких значуще відрізняється від зонального (кліматичного), були розроблені методики визначення поправкових коефіцієнтів до значень норм річного кліматичного стоку, знятих з карти [63-67].

Верифікація моделі «клімат-стік» для блоку визначення статистичних параметрів річного природного стоку виконувалась шляхом співставлення норм природного річного стоку, наведених у «Ресурсах поверхностных вод» [68-72]. Установлено, що для водозборів із площею більшою «другої критичної», норма кліматичного стоку може прийматися рівною зональній величині природного стоку з точністю $\pm 5\%$. Середнє відносне відхилення розрахункових значень природного стоку від фактичних з урахуванням даних по малих та середніх річках знаходиться в межах $\pm 10\%$, що дозволяє рекомендувати запропоновану методику для практичного застосування. Точність розрахунків коефіцієнтів варіації річного стоку за моделлю «клімат-стік» знаходиться у межах $\pm 15\%$ [29].

Оцінка відповідності розрахункових і фактичних даних по побутовому (перетвореному водогосподарською діяльністю) стоку виконувалась на основі порівняння оцінок характеристик річного стоку, установлених за даними спостережень, та визначених за моделлю «клімат-стік». У дослідженнях наслідків впливу того чи іншого чинника водогосподарської діяльності також використовувалися дані довідників [10,73-76], статистичних збірників

«Народне господарство» колишнього СРСР; наукові праці ДГІ (Державного гідрологічного інституту, Російська Федерація), УкрНІІГМІ (м.Київ), які містили відомості про зміни стоку під дією антропогенних чинників; Центрального науково-дослідного інституту комплексного використання водних ресурсів (Кишинів) Міністерства меліорації і водного господарства СРСР; Інститута геофізики та геології АН РСРМ; Одеського облводгоспу; Укрпівденді проводгоспу та інш.

Перевірка адекватності результатів розрахунків за моделлю «клімат-стік» фактичним даним виконувалась для різних регіонів України і водозборів, отже результати верифікації також представлені по територіям, до яких застосувалась модель. Результати багатьох досліджень і викладення їх достовірності були представлені у дисертаціях на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук та успішно захищені [30, 77-80].

Приазов'я та Донецький Кряж, розглянуто 65 водозборів з періодом спостережень до 1987 р. Середнє відносне відхилення фактичного і розрахованого побутового стоку склало $\pm 11{,}5\%$, фактичного і розрахованого природного стоку - $\pm 9{,}5\%$. Точність оцінок коефіцієнтів варіації за регіональною залежністю $C_V = f(\bar{q})$становить $\pm 5{,}6\%$ [30].

Басейн водозбору р.Сіверський Донець у межах України, досліджено 41 водозбір з періодом спостережень до 2002 р. Співставлення розрахованих за розробленою методикою та природних норм стоку показало, що має місце задовільний збіг розрахованих за методикою і фактичних даних у межах $\pm 10\%$ [77].

Західне Полісся, розглянуто 70 водозборів з періодом спостережень до 1990 р. включно. Порівняння норм кліматичного і спостереженого стоку для річок з непорушеним водогосподарчими перетвореннями режимом, а також порівняння норм кліматичного стоку з природним, відновленим за рівнянням водогосподарського балансу, показало, що для водозборів із площею більше «другої критичної», норма кліматичного стоку може прийматися рівною зональній величині природного стоку з точністю $\pm 5\%$. Середнє відносне відхилення розрахункових значень природного стоку від фактичних з урахуванням даних по малих та середніх річках знаходиться в межах $\pm 6{,}8\%$, що дозволяє рекомендувати запропоновану методику для практичного застосування [78].

Кримський півострів, досліджувався 41 водозбір Гірського Криму. Середнє відносне відхилення розрахункових та фактичних значень природного стоку знаходиться у межах $\pm 10{,}\%$ [79].

Порівняння характеристик річного побутового стоку, отриманих на основі моделі «клімат-стік» та за результатами нейромережевого моделювання показало, що відносна середня квадратична похибка складає 4,66% [80].

Нижнє Подніпров'я, розглянуто 25 водозборів. Оцінка достовірності результатів моделювання виконана шляхом співставлення характеристик побутового річного стоку, розрахованих за даними спостережень, та отриманими в результаті моделювання. Відносне відхилення фактичних та розрахованих значень стоку різної забезпеченості знаходиться у межах $\pm 10\%$ [81].

Верифікація моделі «клімат-стік» у разі її застосування до водозборів великих річок України виконана у рамках науково-дослідної роботи на замовлення МОН України «Дослідження впливу кліматичних коливань на гідрологічний та гідрохімічний режими вод Північно-Західної частини Чорного моря» (2010-2011рр.), фундаментальне дослідження. У роботі надавались оцінки припливу прісних вод річок Дунай, Дністер, Південний Буг, Дніпро) до Північно-Західної частини Чорного моря в умовах змін клімату на основі моделі «клімат-стік» за сценаріями ВМО [82, 83]. Як базові при імітаційному стохастичному моделюванні розглядалися середні багаторічні характеристики стоку у природних і порушених водогосподарською діяльністю умовах, визначені за даними минулих років (до 1989 р.). Співставлення характеристик річного стоку, визначених за моделлю, з фактичними, визначеними за даними спостережень на річках, показало їхній задовільний збіг.

Північно-Західне Причорномор'я недостатньо вивчено у гідрологічному відношенні, ряди спостережень короткі, переривчасті та статистично неоднорідні. У зв'язку із цим верифікація моделі виконувалась на матеріалах прилеглих територій (Молдова, лівобережні притоки Дністра, правобережні притоки Південного Бугу [29]). Пізніше до досліджень були залучені матеріали експедиційних досліджень ОДЕКУ, що знайшло своє відображення у колективних монографіях [2, 6].

У дисертаційній роботі Шаменкової О.І., виконаної під керівництвом Н.С. Лободи, були розглянуті водозбори озер Ялпуг та Кугурлуй в умовах зрошування сільськогосподарських угідь за рахунок річки-донора (Дунаю) [84]. Веріфікацію стохастичної моделі припливу підземних вод проведено на основі порівняння розрахункових даних про зміну положення рівня підземних вод на основі імітаційної стохастичної моделі підземного стоку та за гідродинамічною моделлю, а також на підставі матеріалів Одеської гідрогеолого-меліоративної експедиції за 27 років [84].

До числа госпдоговірних робіт на замовлення Управління освіти і науки Одеської області, де застосовувалась модель»клімат-стік» , належать такі:

«Оцінка гідроекологічного стану верхньої частини Хаджибейського лиману від с. Єгоровка до с. Алтестове та розробка рекомендацій по поліпшенню водного режиму та відновленню її біологічних ресурсів» (№ д/р 0111U010351, 2011 р.),

«Оцінка можливих змін гідроекологічного режиму Куяльницького лиману під впливом глобальних кліматичних змін» (№ д/р 0112U007606, 2012-2013 рр.),

«Проведення гідроекологічної оцінки та розробка науково-обґрунтованих заходів щодо регулювання стоку та розчистки русел річок Довбока та Кубанка» (№ д/р 0112U007607, 2012-2013 рр.) та інші.

На сьогодення на кафедрі виконується прикладна науково-дослідна робота на замовлення МОН України «Комплексне управління водними ресурсами басейну Куяльницького лиману та його гідроекологічним станом в умовах господарської діяльності і кліматичних змін.» (№ д/р 0115U000631, 2015-2016 рр.).

З числа міжкафедральних робіт слід виділити бюджетну тему «Посушливість клімату та наслідки її впливу на гідрологічний та гідроекологічний стан водних об’єктів України» (№ д/р 0113U000968, 2011-2014 рр.), яка виконувалась разом із кафедрою теоретичної метеорології та метеорологічних прогнозів.

До робіт на замовлення МОН, у яких використовувалася модель відносяться:

- науково-дослідна робота на замовлення МОН України «Вразливість та адаптація галузей економіки України до змін клімату» (№ д/р 0113U000165, 2013-2014 рр.) під керівництвом Степаненка С.М.;
- науково-дослідна робота МОН України «Комплексне управління водними ресурсами Тилігульського лиману та його гідроекологічним станом в умовах антропогенного впливу і кліматичних змін» (№ д/р 0113U000696, 2013-2014 рр.) під керівництвом Тучковенка Ю.С.

Водозбір басейну Тилігульського лиману недостатньо вивчений з гідрологічної точки зору. На водотоках, які живлять лиман прісною водою, на сьогодення працює лише один гідрологічний пост р.Тилігул – с.Березівка. Цей гідрологічний пост р.Тилігул – смт Березівка був відкритий у 1953 р. і є діючим у сьогодення. Площа водозбору дорівнює 3170 км^2, 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 сезонне регулювання стоку ставками та водосховищами.

Обгрунтування можливості застосування розрахункової методики, побудованої за моделлю «клімат-стік» до водозбору річки Тилігул базується на перевірних розрахунках, виконаних під керівництвом Є.Д. Гопченка та Н.С. Лободи для тих річок Північно-Західного Причорномор'я та прилеглих територій, які мали кращу гідрологічну вивченість і де існували відомості про об'єми використання стоку [29].

Перевірні розрахунки для р.Тилігул у створі Березівка виконувалися за даними про побутовий, тобто порушений водогосподарською діяльністю стік. Установлено, що відхилення фактичних і розрахункових норм побутового стоку становить 9,5%, відхилення коефіцієнтів варіації дорівнює 17,2%. Порівняння річного побутового стоку, розрахованого за моделлю «клімат-стік», та спостереженого (рис. 2.2), показало, що похибки розрахунків можуть знаходитися у межах від 5% до 30%. Виявлено, що використання залежності (рис. 2.1) не є достатнім для визначення забезпеченості водності року. У зв'язку із цим були проведені додаткові дослідження для обґрунтування методики розрахунків стоку по роках та місяцях на основі стохастичної моделі «клімат-стік».

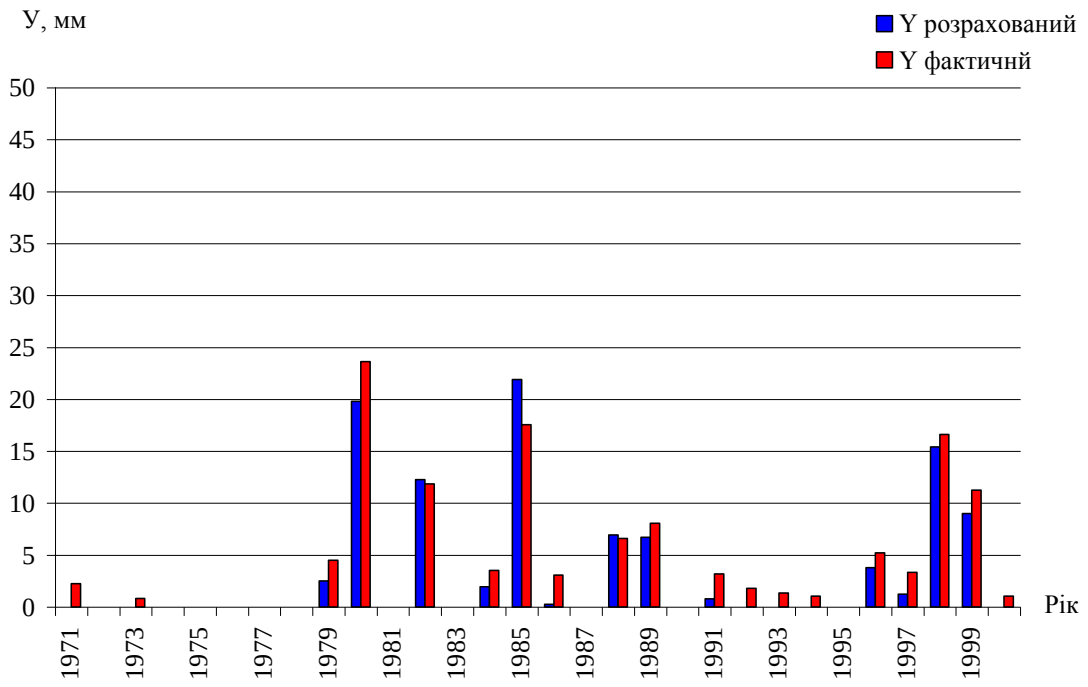


Рисунок 2.2 - Хронологічний хід річного побутового (фактичного та розрахованого за моделлю) стоку на р. Тилігул, 1971-2000 рр.

2.5 Обгрунтування методики розрахунків середнє місячного стоку по метеорологічним даним на базі моделі «клімат-стік»

Як вже відмічалося, при розрахунках місячних значень стоку за стохастичною моделлю «клімат-стік» необхідно визначити забезпеченість річного стоку і потім застосовувати модель внутрішньорічного розподілу для характерних за водністю років. Верифікація моделі «клімат-стік» для блоку внутрішньорічного розподілу проводилась для даних про стік з водозбору р.Савранка-с.Осички за період спостережень 1953-2011 рр. Стік із цього водозбору може розглядатися як природний. Для досліджень був застосований метод множинної лінійної регресії із покроковим вибором пре дикторів [85,86]. Як предиктори, що відображають метеорологічні умови формування стоку розглядалися показник посушливості β_X; річна сума опадів; середня річна температура повітря; сума температур повітря за зимовий період, сума опадів за весняний період та інше. Головним предиктором, який визначає водність року, є відношення ресурсів вологи до ресурсів тепла $\beta_X = \frac{X}{E_m}$. Залежність стоку від кліматичних умов для періоду 1953-2011 рр. описується наступним рівнянням

$$Y = 51{,}7\beta_H + 15{,}3,\ \text{r=0,50},\ \delta = \pm 27\%, \qquad (2.70)$$

де Y – річний шар стоку, мм;

r – коефіцієнт кореляції;

δ – відносне відхилення розрахункових та фактичних даних;

β_X – річний показник зволоженості/посушливості.

У меншій мірі річний стік залежить від суми опадів

$$Y = 0{,}0697 X_{річн} + 9{,}32,\ \text{r=0,49}, \qquad (2.71)$$

де $X_{річн}$ – річна сума опадів, мм.

Результуючим є рівняння лінійної множинної регресії наступного виду

$$Y_i = 48{,}2\beta_{X\,i} - 0{,}736\sum_{XII}^{II} t_i + 0{,}147\sum_{X}^{XI} X_{i-1} - 0{,}893\sum_{V}^{IX} t_{i-1} + 80{,}2;$$

$$\text{R=0,69},\ \delta = \pm 22{,}9\%, \qquad (2.72)$$

де Y_i – річний шар стоку, мм;

$\beta_{X\,i}$ – показник зволоженості/посушливості розрахункового року;

$\sum_{XII}^{II} t_i$ – сума температур повітря за зимовий період (з грудня по лютий) розрахункового року, ºС;

$\sum_{X}^{XI} X_{i-1}$ – сума опадів за осінній період (з жовтня по листопад) попереднього до розрахункового року, мм;

$\sum_{V}^{IX} t_{i-1}$ – сума температур повітря за період з травня по вересень попереднього до розрахункового року, ºС;

i – розрахунковий рік.

Таким чином, основними метеорологічними показниками є співвідношення ресурсів тепла та вологи, яке характеризує загальне зволоження. Сума температур повітря за зимовий сезон є непрямим показником наявності або відсутності відлиг. Дані про опади осіннього періоду та суми температур повітря за літній період минулого року відображують умови попереднього зволоження території.

Оскільки, починаючи з 1989 р. умови формування стоку змінилися, було доцільно розглянути залежності стоку від метеорологічних чинників до та після 1989р.

За період 1953-1988 рр. (до 1989 р.) рівняння лінійної множинної регресії набуло виду

$$Y_i = 49{,}9\beta_{X\,i} - 8{,}27 t_{річн_i} + 0{,}157\sum_{X}^{XI} X_{i-1} - 1{,}24\sum_{V}^{IX} t_{i-1} + 184,$$

$$R=0{,}77,\ \delta=\pm 17{,}8\% \qquad (2.73)$$

де Y_i – річний шар стоку, мм;

$\beta_{X\,i}$ – показник зволоженості/посушливості розрахункового року;

$t_{річн_i}$ - середньорічна температура повітря розрахункового року, ºС;.

$\sum_{X}^{XI} X_{i-1}$ – сума опадів за осінній період (з жовтня по листопад) попереднього до розрахункового року, мм;

$\sum_{V}^{IX} t_{i-1}$ – сума температур повітря за період з травня по вересень попереднього до розрахункового року, ºС;

i – розрахунковий рік.

Структура рівняння для розрахунків стоку за метеорологічними даними змінюється у період 1989-2011 рр. (після 1989 р.) і воно набуває вигляду

$$Y_i = -0{,}944 \sum_{XII}^{II} t_i + 0{,}0700 \sum_{III}^{V} X_i + 0{,}110 \sum_{X}^{XI} X_{i-1} + 22{,}1, \text{ R=0,65, } \delta = \pm 19{,}7\%, \quad (2.74)$$

де Y_i – річний шар стоку, мм;

$\sum_{XII}^{II} t$ – сума температур повітря за зимовий період (з грудня по лютий), ºС;

$\sum_{III}^{V} X$ – сума опадів за весняний період (з березня по травень), мм;

$\sum_{X}^{XI} X_{i-1}$ – сума опадів за осінній період (з жовтня по листопад) попереднього до розрахункового року, мм;

i – розрахунковий рік.

Отже, на перший план виходять: температурний режим зимового сезону, сума опадів, яка випадає у період формування весняного водопілля і підсилює його, та осіннє зволоження.

Порівняння розрахованих за та фактичних значень річного стоку (рис. 2.3, рис. 2.4) показує їх задовільний збіг.

Надалі за розрахованим внутрішньорічним розподілом у характерні по водності роки (табл. 2.4, табл. 2.5) установлювався середній місячний стік похибка визначення якого за обраною схемою знаходиться у межах 10% (рис. 2.5 - рис. 2.10).

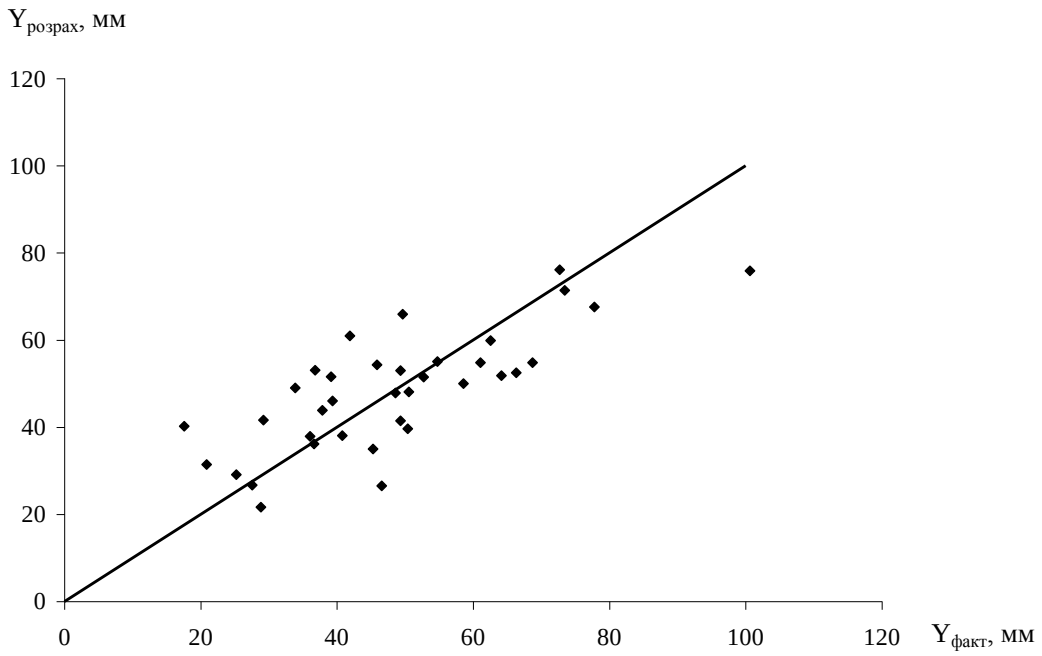


Рисунок 2.3 - Порівняння фактичних значень шару стоку на р.Савранка - с.Осички із розрахованими за регресійним рівнянням за період 1953-1988 рр. (— лінія рівних значень)

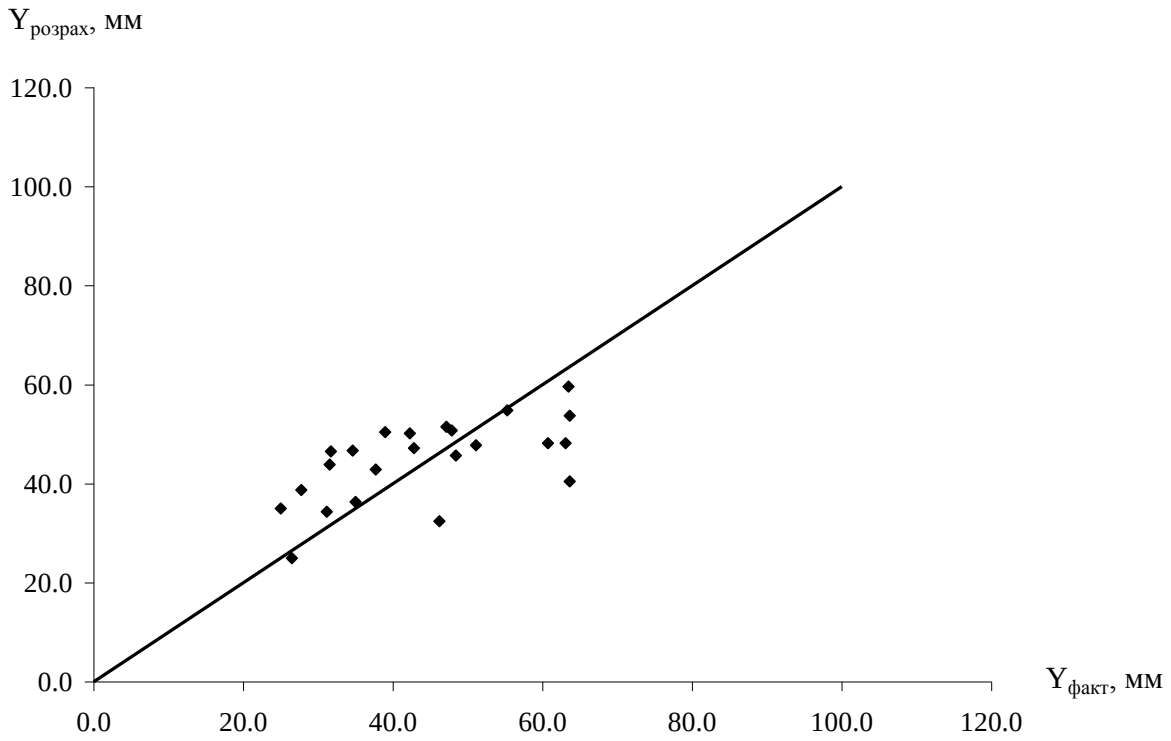


Рисунок 2.4 - Порівняння фактичних значень шару стоку на р.Савранка - с.Осички із розрахованими за регресійним рівнянням за період 1989-2011 рр. (— лінія рівних значень)

Таблиця 2.4 – Внутрішньорічний розподіл стоку (%) у характерні по водності роки по місяцях на р.Савранка-с.Осички у період 1953-1988 рр.

Водність	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Середній по водності	20,1	18,2	7,1	7,3	4,4	5,2	6,4	5,8	6,0	6,1	6,5	6,8
Багатоводний	15,7	10,5	8,5	6,5	7,1	5,7	8,9	9,2	6,3	7,2	6,3	8,1
Маловодний	14,8	18,0	7,2	5,8	5,5	3,5	6,4	4,9	7,1	7,4	8,6	10,8

Таблиця 2.5 – Внутрішньорічний розподіл стоку (%) у характерні по водності роки по місяцях на р.Савранка-с.Осички у період 1989-2011 рр.

Водність	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Середній по водності	10,8	9,3	7,6	7,1	6,2	5,9	8,6	10,7	9,9	6,8	6,6	10,5
Багатоводний	22,6	13,0	7,8	6,5	6,2	4,5	5,3	7,6	6,4	6,1	5,6	8,4
Маловодний	17,1	8,5	6,6	4,0	4,5	5,1	8,3	9,7	7,4	7,8	10,9	10,2

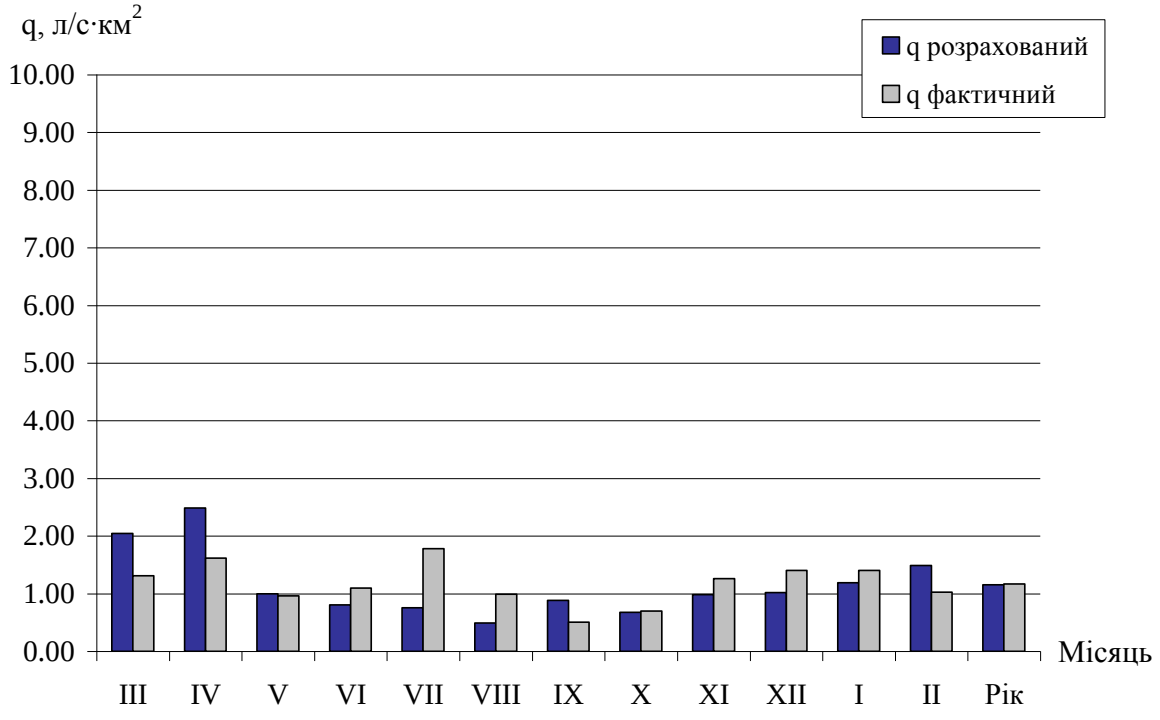


Рисунок 2.5 - Хронологічний хід річного (фактичного та розрахованого) стоку на р.Савранка-с.Осички у маловодний рік (1955 р.), визначений за період 1953-1988 рр.

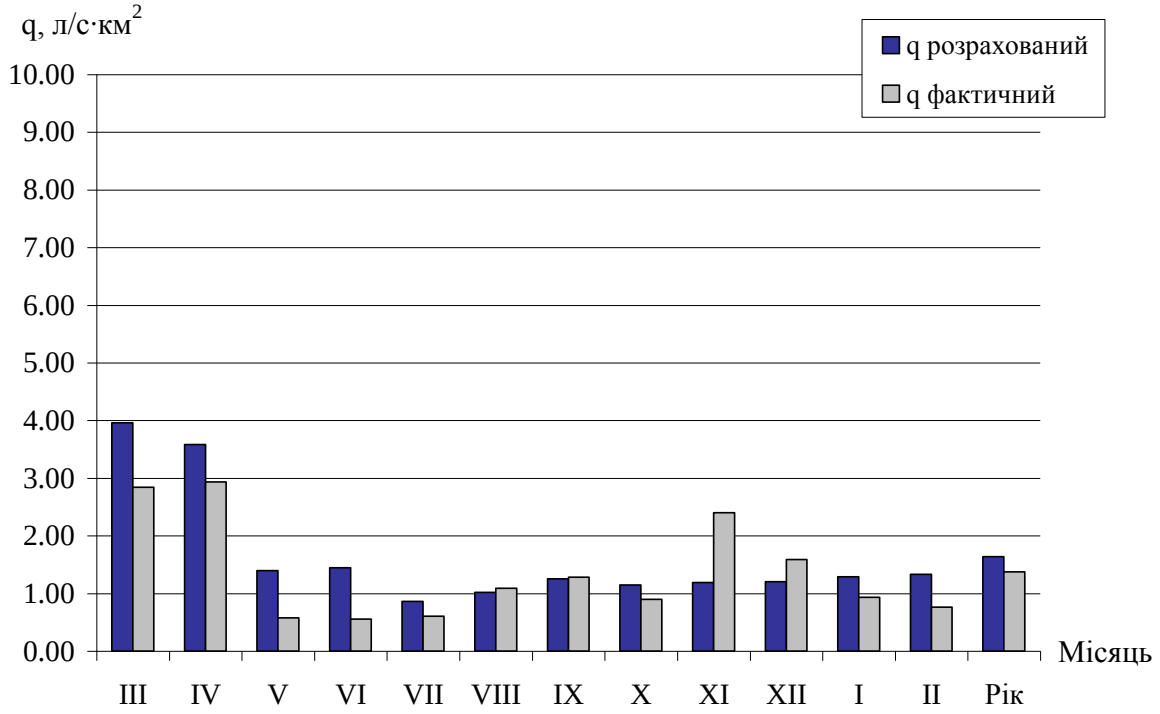


Рисунок 2.5 - Хронологічний хід річного (фактичного та розрахованого) стоку на р.Савранка-с.Осички у середній за водністю рік (1966 р.), визначений за період 1953-1988 рр.

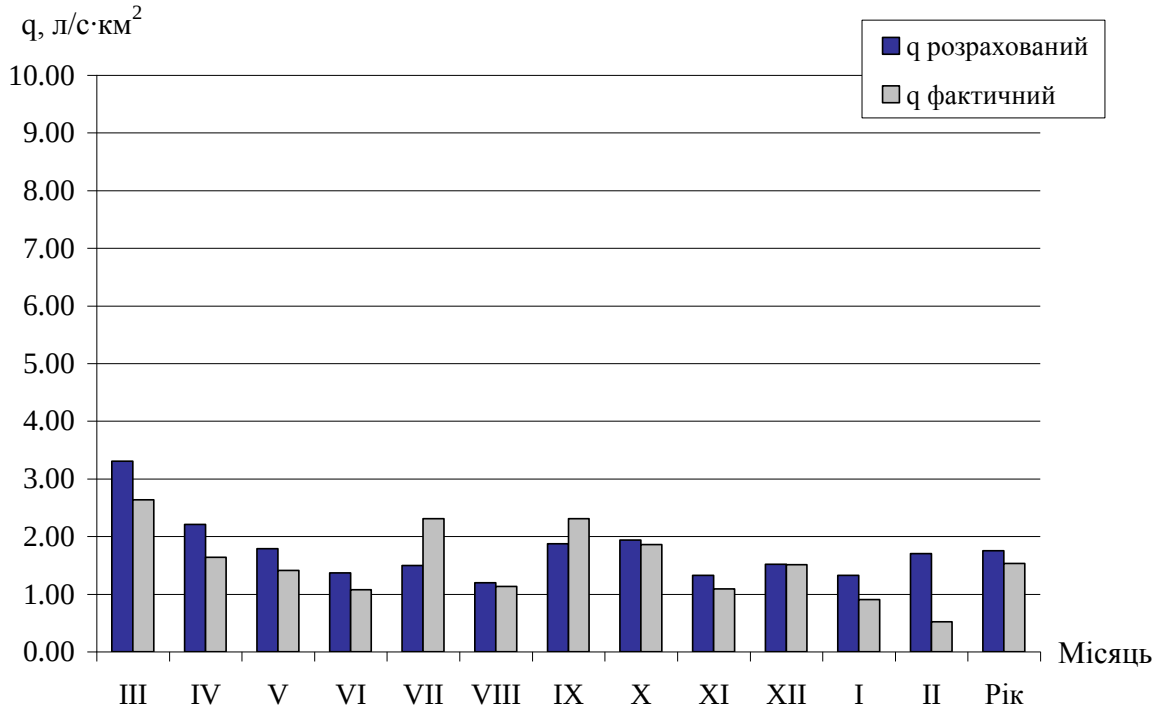


Рисунок 2.7 - Хронологічний хід річного побутового (фактичного та розрахованого) стоку на р.Савранка-с.Осички у багатоводний рік (1971 р.), визначений за період 1953-1988 рр.

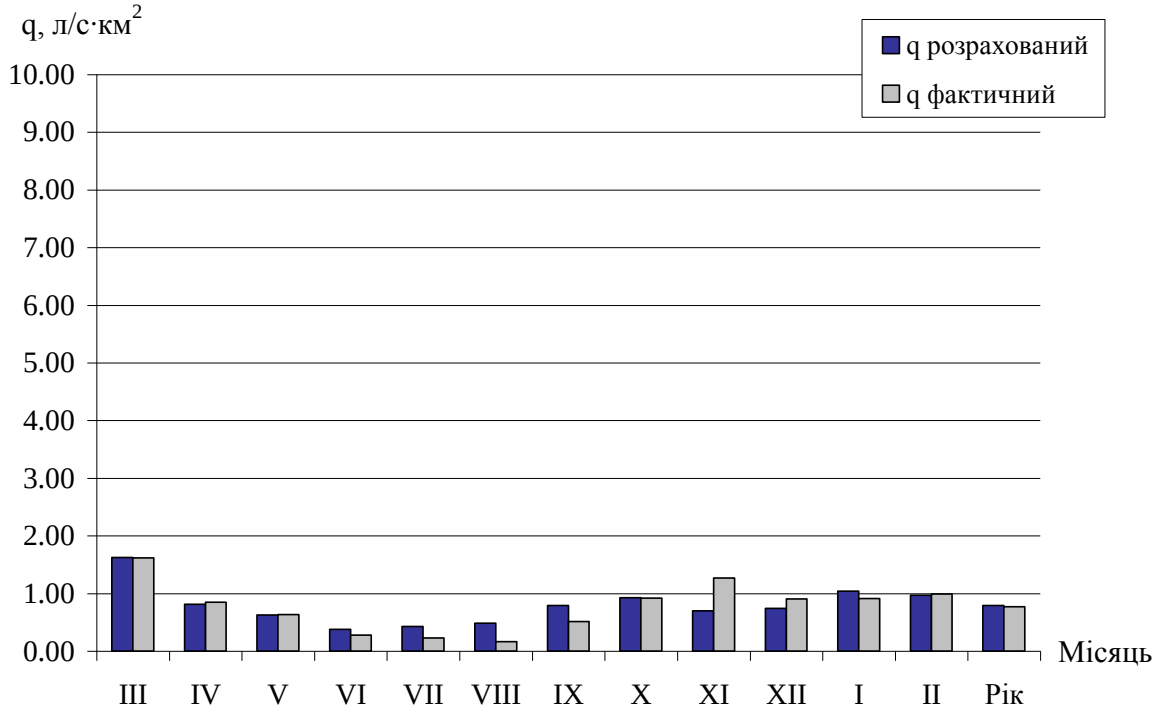


Рисунок 2.8 - Хронологічний хід річного побутового (фактичного та розрахованого) стоку на р.Савранка-с.Осички у маловодний рік (2007 р.), визначений за період 1989-2011 рр.

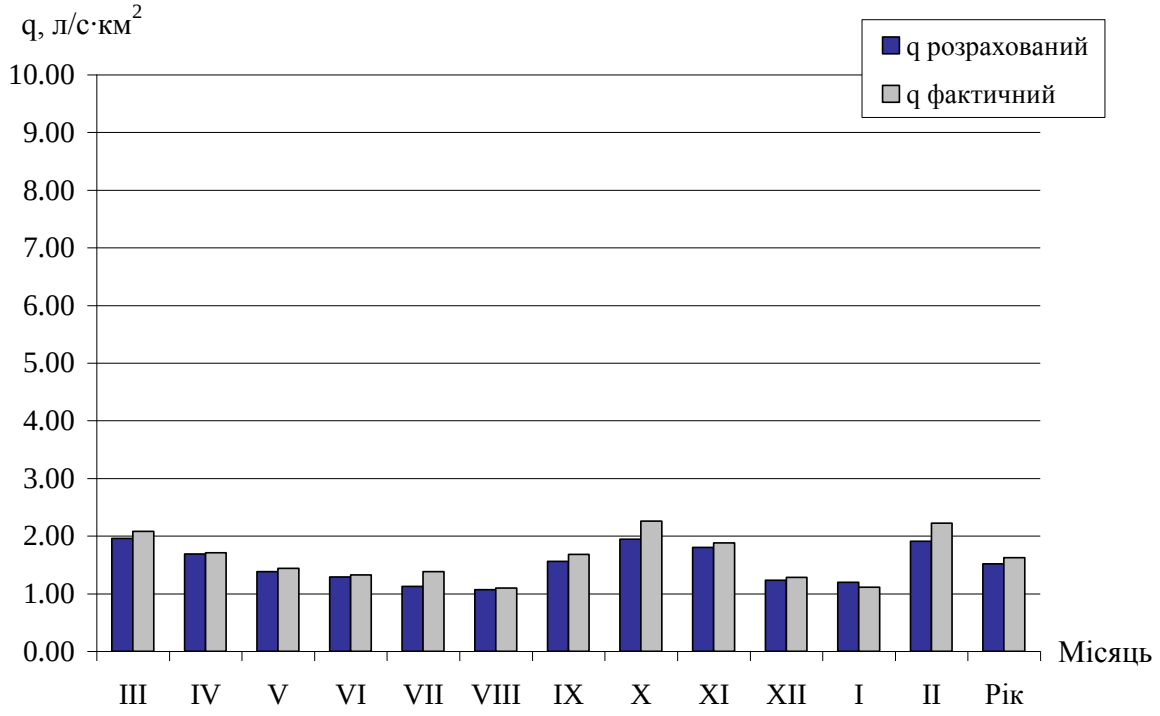


Рисунок 2.9 - Хронологічний хід річного (фактичного та розрахованого) стоку на р.Савранка-с.Осички у середній за водністю рік (2004 р.), визначений за період 1989-2011 рр.

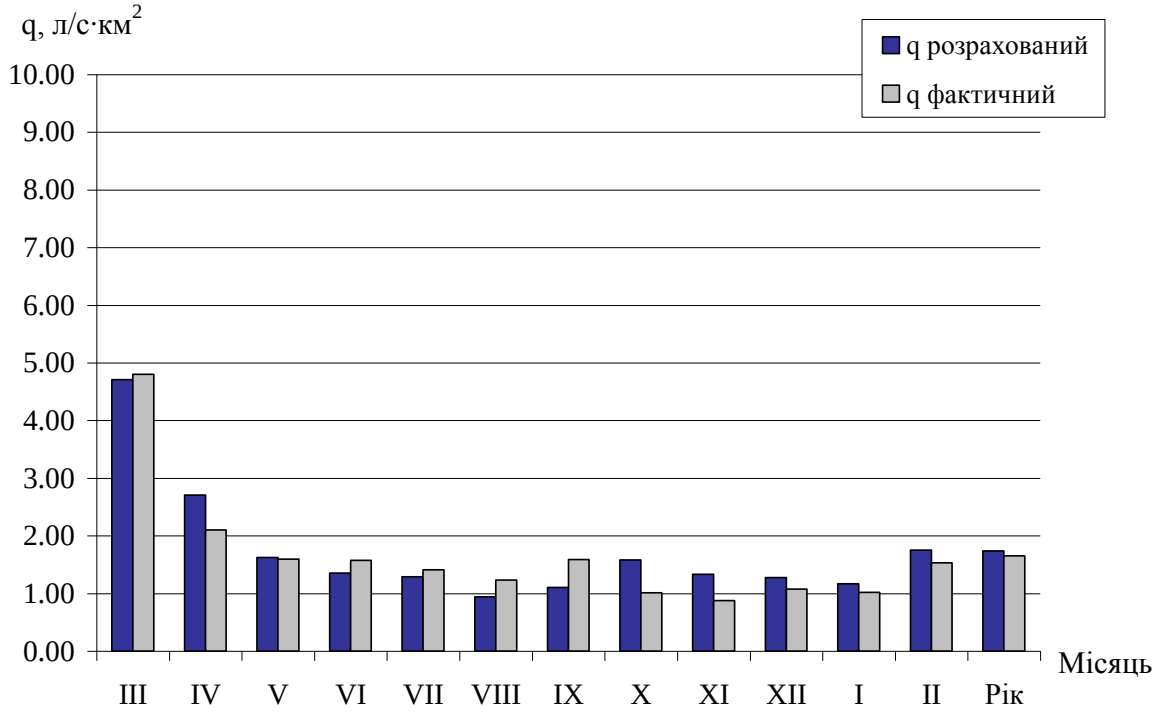


Рисунок 2.10 - Хронологічний хід річного (фактичного та розрахованого) стоку на р.Савранка-с.Осички у багатоводний рік (1999 р.), визначений за період 1989-2011 рр.

3 МАТЕМАТИЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ВОДНО-СОЛЬОВОГО БАЛАНСУ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ЗА ДАНИМИ АРХІВНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ

Необхідність розробки нестаціонарної моделі водно-сольового балансу Тилігульського лиману обумовлена тим, що вона дозволяє прогнозувати з місячною дискретністю багаторічну мінливість осередненого у просторі рівня і солоності води в лимані протягом XXI сторіччя з мінімальними обчислювальними помилками. В даному розділі наведено опис структури моделі водно-сольового балансу лиману та методик оцінки його складових, а також результати верифікації моделі за даними архівних спостережень. Застосування моделі водно-сольового балансу лиману дозволить, зокрема, визначити початкові значення рівня і солоності води в лимані для 3-D гідродинамічного моделювання річного циклу мінливості гідрологічних характеристик за умов типових років різних кліматичних періодів XXI ст.

3.1 Опис математичної структури моделі водно-сольового балансу

Модель водного балансу Тилігульського лиману може бути представлена у вигляді наступної блок-схеми (рис. 3.1).

У дискретному вигляді рівняння моделі водно-сольового балансу Тилігульського лиману можуть бути записані наступним чином:

- водного балансу:

$$W_{T,j} = W_{T,j-1} + \left(W_{P,j} + W_{r,j} - W_{E,j} \pm W_{кан,j}\right)\Delta t; \qquad (3.1)$$

та

- балансу маси солей:

$$C_{T,j} = C_{T,j-1} + \left(W_{P,j}S_{P,j} + W_{r,j}S_{r,j} \pm W_{кан,j}S_{кан,j}\right)\Delta t, \qquad (3.2)$$

де Δt – розрахунковий крок моделі у часі (приймався рівним 1 місяцю);

$W_{T,j-1}$ – об’єм води в лимані наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця $(j-1)$, млн. м^3;

$W_{T,j}$ – об’єм води в лимані наприкінці місяця (j), який розраховується, млн. м^3;

$W_{P,j}$ – об’єм атмосферних опадів, що випали на водну поверхню лиману за розрахунковий період (місяць (j)), млн. м^3;

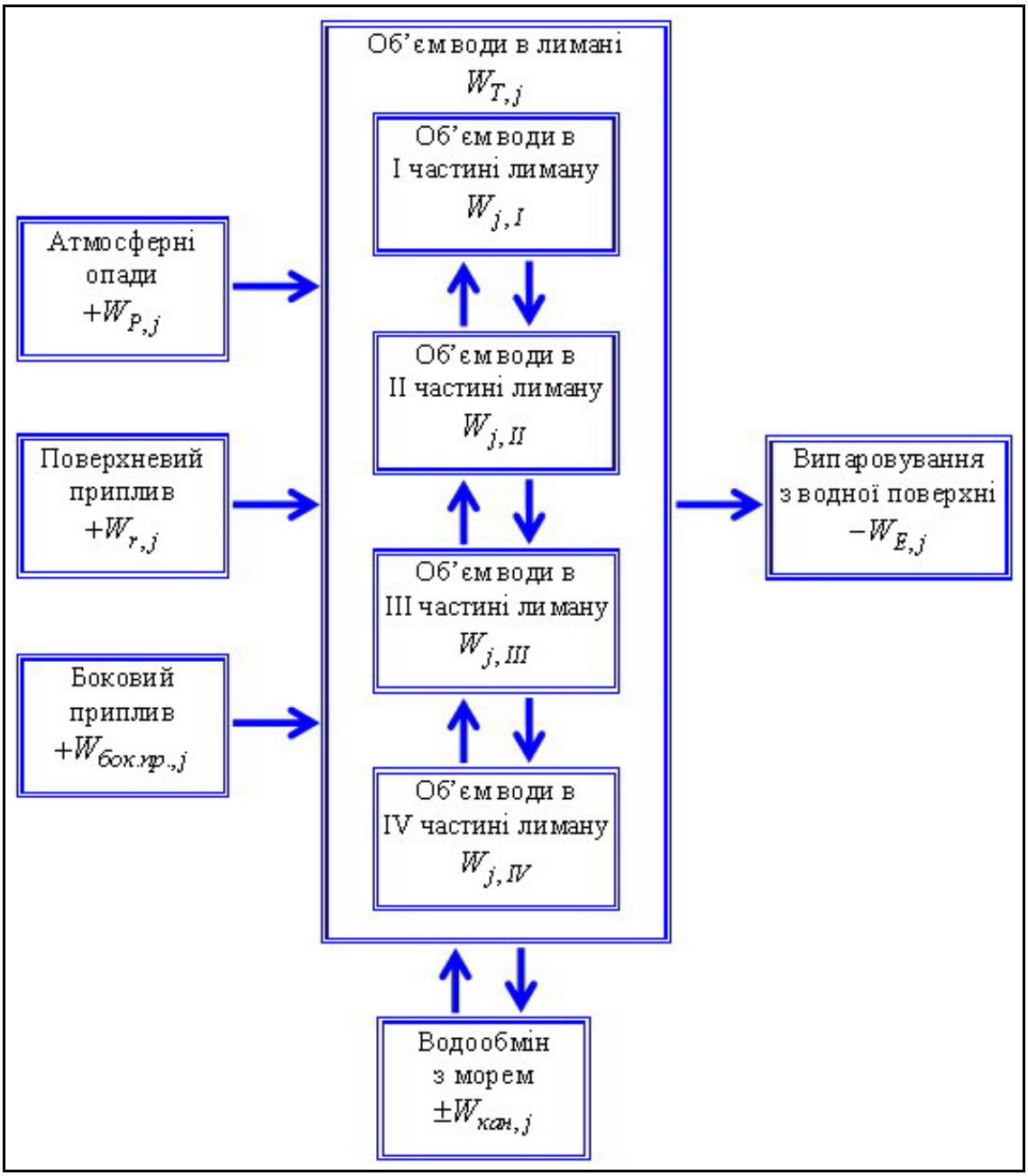


Рисунок 3.1 – Блок-схема моделі водного балансу Тилігульського лиману

$W_{r,j}$ – об'єм припливу води (поверхневого, схилового, підземного стоку) з водозбірного басейну до лиману за місяць (j), млн. м^3;

$W_{E,j}$ – об'єм води, що випарився з водної поверхні лиману за місяць (j), млн. м^3;

$W_{кан,j}$ – об'єм припливу-стоку води через канал «лиман-море» за місяць (j), млн. м^3;

$C_{T,j-1} = W_{T,j-1} S_{T,j-1}$ – 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/дм^3;

$S_{T,j}$ – мінералізація води в лимані наприкінці місяця (j), який розраховується, г/дм^3;

$S_{P,j}$ – середня мінералізація атмосферних опадів, що випали на водну поверхню лиману за розрахунковий період (місяць (j)), г/дм^3;

$S_{r,j}$ – середня мінералізація припливних вод (поверхневих, схилових, підземних), що надійшли до лиману з його басейну за місяць (j), г/дм^3;

$S_{кан,j}$ – мінералізація води, що надходить або витікає через канал «лиман-море» за місяць (j), г/дм^3. Якщо вода у розрахунковий місяць (j) витікає із лиману в море, то приймається $S_{кан,j} = S_{T,j-1}$. 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 місяцю (j) $W_{T,j} = W_{T,j-1} + \Delta W_T$. Надалі, із застосуванням функціональних залежностей $\zeta_{T,j} = f\left(W_{T,j}\right)$ та $F_{T,j} = f\left(\zeta_{T,j}\right)$ (рис. 3.2) визначаються площа водної поверхні $F_{T,j}$ (млн. м^2) і відмітка рівня води у лимані $\zeta_{T,j}$ (м БС) наприкінці місяцю (j).

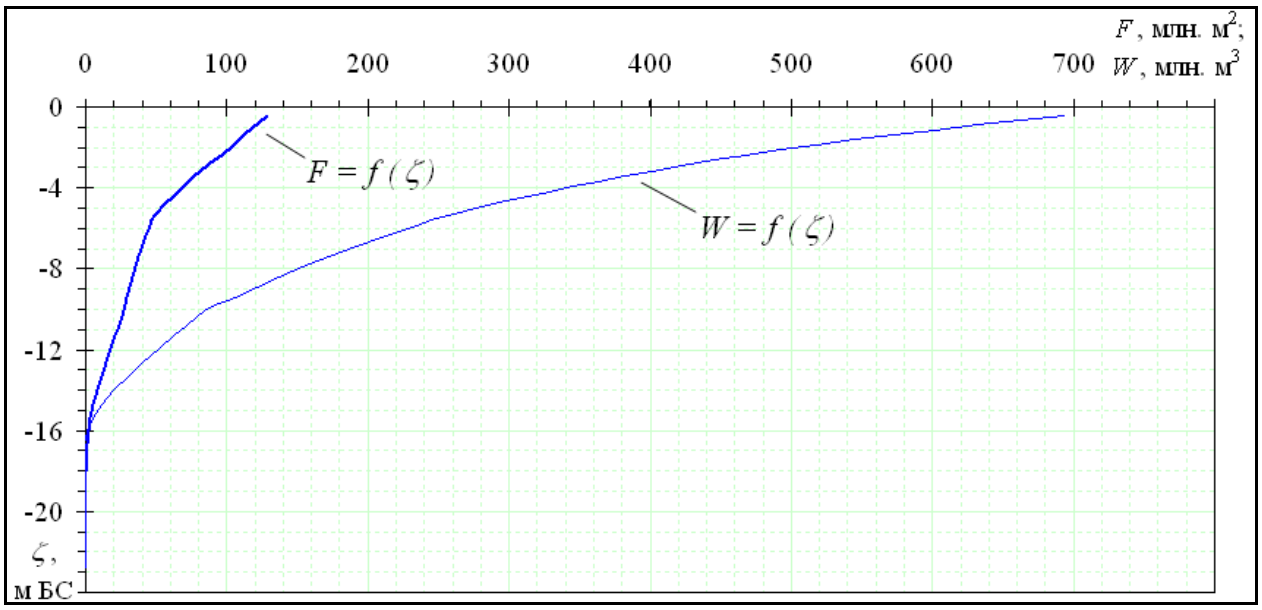


Рисунок 3.2 – Криві площ водної поверхні $F = f(\zeta)$ та об'ємів води $W = f(\zeta)$ Тилігульського лиману

Мінералізація води в лимані наприкінці місяця (j) розраховується наступним чином

$$S_{T,j} = \frac{C_{T,j}}{W_{T,j}} \quad . \tag{3.3}$$

З урахуванням поділу Тилігульського лиману на чотири частини (рис. 3.3 та 3.4), які розрізняються за морфометричними характеристиками [6,87], моделювання водно-сольового балансу виконувалося окремо для кожної з них.

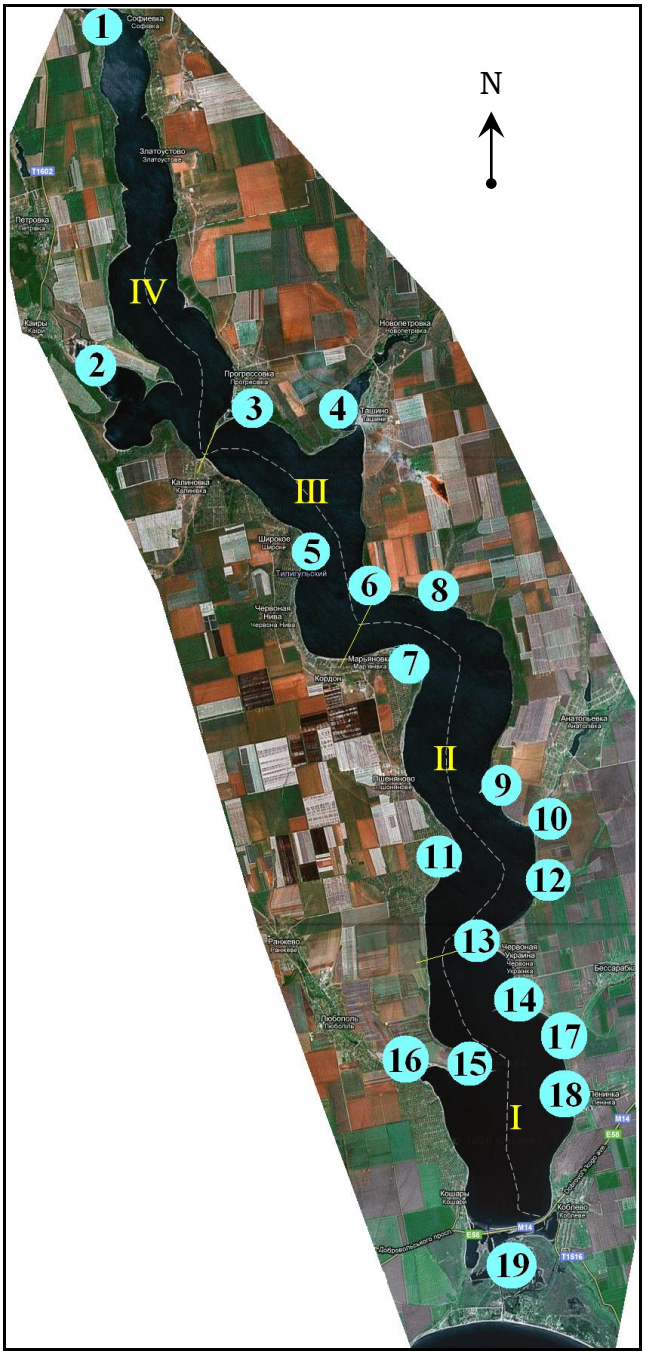


Рисунок 3.3 – Місцеположення частин Тилігульського лиману (I, II, III, IV) та водойм на його узбережжі (1-19), які гідравлічно пов’язані з різними частинами основної акваторії лиману [6]

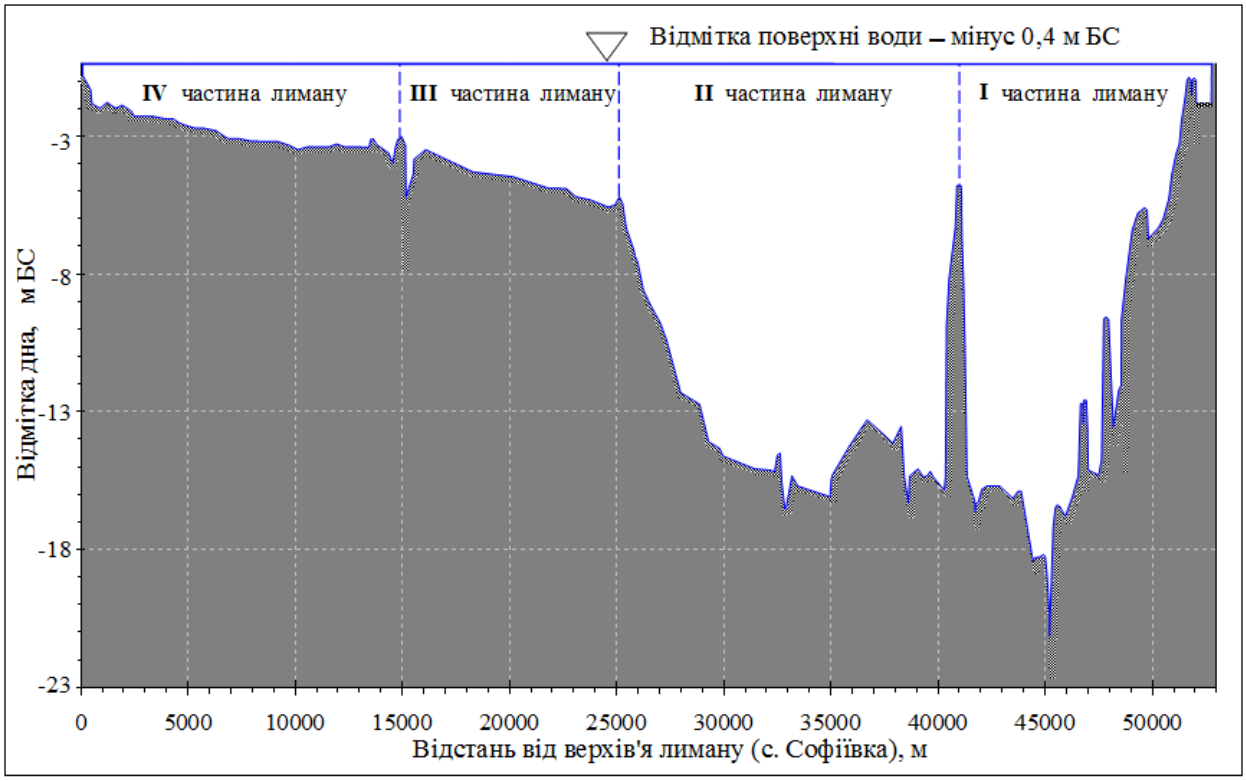


Рисунок 3.4 – Повздовжній профіль дна Тилігульського лиману по лінії фарватеру (від с. Софіївка до моста на пересипу) [6]

Рівняння водно-сольового балансу <u>I частини</u> Тилігульського лиману, з детермінованим у часі розрахунковим кроком в 1 місяць, записуються наступним чином:

$$W_{j,I} = W_{j-1,I} + W_{P,j,I} + W_{r,j,I} - W_{E,j,I} \pm W_{кан,j} \pm W_{j,I-II}, \quad (3.4)$$

$$W_{j,I} S_{j,I} = W_{j-1,I} S_{j-1,I} + W_{P,j,I} S_{P,j,I} + W_{r,j,I} S_{r,j,I} \pm W_{кан,j} S_{кан,j} \pm W_{j,I-II} S_{j-1,I-II}, \quad (3.5)$$

де 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. м^3 (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);

$S_{j-1,I-II}$ – мінералізація води наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця $(j-1)$ в I частині лиману, якщо вода витікає з неї до II частини, $S_{j-1,I-II} = S_{j-1,I}$ або в II частині лиману, якщо вода надходить з неї до I частини, $S_{j-1,I-II} = S_{j-1,II}$, г/дм^3.

Інші складові рівнянь (3.4), (3.5) мають той же зміст, що і в рівняннях (3.1), (3.2), але відносяться до I частини лиману.

Рівняння водно-сольового балансу II частини лиману враховують водо- та солеобмін з суміжними I та III частинами:

$$W_{j,II} = W_{j-1,II} + W_{P,j,II} + W_{r,j,II} - W_{E,j,II} \pm W_{j,II-III} \pm W_{j,II-I}, \quad (3.6)$$

$$W_{j,II}S_{j,II} = W_{j-1,II}S_{j-1,II} + W_{P,j,II}S_{P,j,II} + W_{r,j,II}S_{r,j,II} \pm$$
$$\pm W_{j,II-III}S_{j,II-III} \pm W_{j,II-I}S_{j-1,II-I}, \quad (3.7)$$

де *II* – індекс другої частини лиману;

$W_{j,II-I}$ – об'єм водообміну між I та II частинами лиману за розрахунковий місяць (j), млн. м^3, $W_{j,II-I} = -W_{j,I-II}$;

$W_{j,II-III}$ – об'єм водообміну між II та III частинами лиману за розрахунковий період (j), млн. м^3, (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);

$S_{j-1,II-I}$ – мінералізація води наприкінці попереднього місяця $(j-1)$ в II частині лиману, якщо вода витікає з неї до I частини, $S_{j-1,II-I} = S_{j-1,II}$ або в I частині, якщо вода надходить з неї до II частини, $S_{j-1,II-I} = S_{j-1,I}$, г/дм^3.

$S_{j-1,II-III}$ – мінералізація води наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця $(j-1)$ в II частині лиману, якщо вода витікає з неї до III частини, $S_{j-1,II-III} = S_{j-1,II}$ або в III частині лиману, якщо вода надходить з неї до II частини, $S_{j-1,II-III} = S_{j-1,III}$, г/дм^3.

Відповідно до (3.4)-(3.7) записуються рівняння водно-сольового балансу для III та IV частин лиману:

$$W_{j,III} = W_{j-1,III} + W_{P,j,III} + W_{r,j,III} - W_{E,j,III} \pm W_{j,III-II} \pm W_{j,III-IV}, \quad (3.8)$$

$$W_{j,III}S_{j,III} = W_{j-1,III}S_{j-1,III} + W_{P,j,III}S_{P,j,III} + W_{r,j,III}S_{r,j,III} \pm$$
$$\pm W_{j,III-II}S_{j,III-II} \pm W_{j,III-IV}S_{j-1,III-IV}, \quad (3.9)$$

$$W_{j,IV} = W_{j-1,IV} + W_{P,j,IV} + W_{r,j,IV} - W_{E,j,IV} \pm W_{j,IV-III}, \quad (3.10)$$

$$W_{j,IV}S_{j,IV} = W_{j-1,IV}S_{j-1,IV} + W_{P,j,IV}S_{P,j,IV} + W_{r,j,IV}S_{r,j,IV} \pm,$$
$$\pm W_{j,IV-III}S_{j-1,IV-III}. \quad (3.11)$$

Складові рівнянь (3.4)-(3.11), які враховують водообмін між різними частинами лиману та солоність вод, що приймають 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. м^3, та загальна для всіх частин відмітка рівня води у лимані $\zeta_{T,j}$, мБС, наприкінці розрахункового місяця (j).

2. Із застосуванням функціональних залежностей $W_{i,j} = f\left(\zeta_{T,j}\right)$ (рис. 3.5-3.8) та рівняння (3.12) визначалися об'єми води в кожній з чотирьох частин лиману $W_{i,j}$ (де i = I, II, III, IV), млн. м^3, при середній для всього лиману відмітці рівня води $\zeta_{T,j}$, мБС:

$$W_{i,j} = W_{i,j,кр} + F_{i,j}\left(\zeta_{T,j} + 0,40\right), \tag{3.12}$$

де $\zeta_{T,j}$ – відмітка поверхні води в лимані, м БС;

$W_{i,j,кр}$ – об'єм води i-ої частини лиману при рівні води мінус 0,4 м БС;

$F_{i,j}$ – площа водної поверхні i-ої частини лиману, млн. м^2.

3. З використанням рівнянь (3.4), (3.6), (3.8), (3.10), 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-ої частини лиману визначався загальний об'єм водообміну $\Delta W'_{j,i} = W_{j,i} - W'_{j,i}$, млн. м^3, з суміжними частинами лиману та морем. Додатні значення $\Delta W'_{j,i}$ відповідали надходженню вод до i-ої частини лиману з суміжних частин або з моря (для I частини), а від'ємні значення – витоку вод з i-ої 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 «лиман-море» був відкритий, а також солоність вод, що приймали участь у цьому водообміні, визначалися в послідовності показаній в табл. 3.1.

На другому етапі: В зв'язку з тим, що шар випаровування з водної поверхні $E_{j,i}$ залежіть від мінералізації води $E_{j,i} = f\left(S_{j,i}\right)$, на другому етапі з урахуванням середньомісячної мінералізації води $S_{j,i}$, визначеної на першому етапі, для кожної i-ої частини лиману уточнювалися об'єми випаровування з

водної поверхні $W_{E,\,j,i}$ (див. нижче) та повторювались розрахунки, що виконувалися на першому етапі.

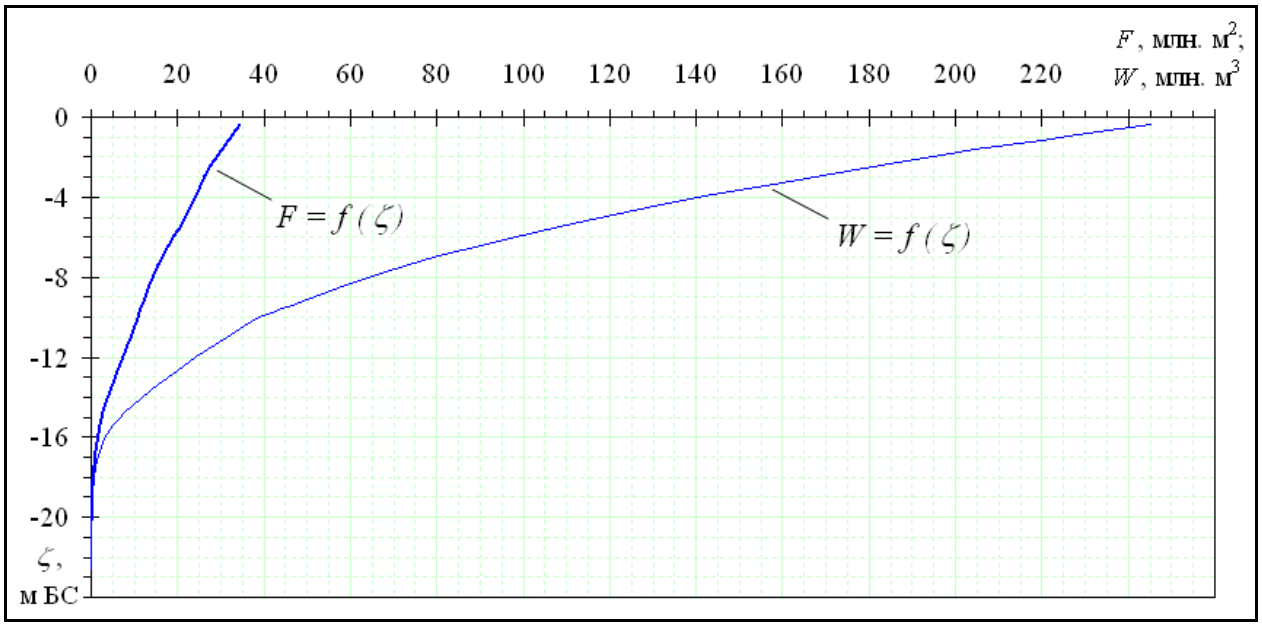


Рисунок 3.5 – Криві площ водної поверхні *F=f(ζ)* та об'ємів води *W=f(ζ)* <u>І частини</u> *(від Чілової коси до низов'я)* Тилігульського лиману

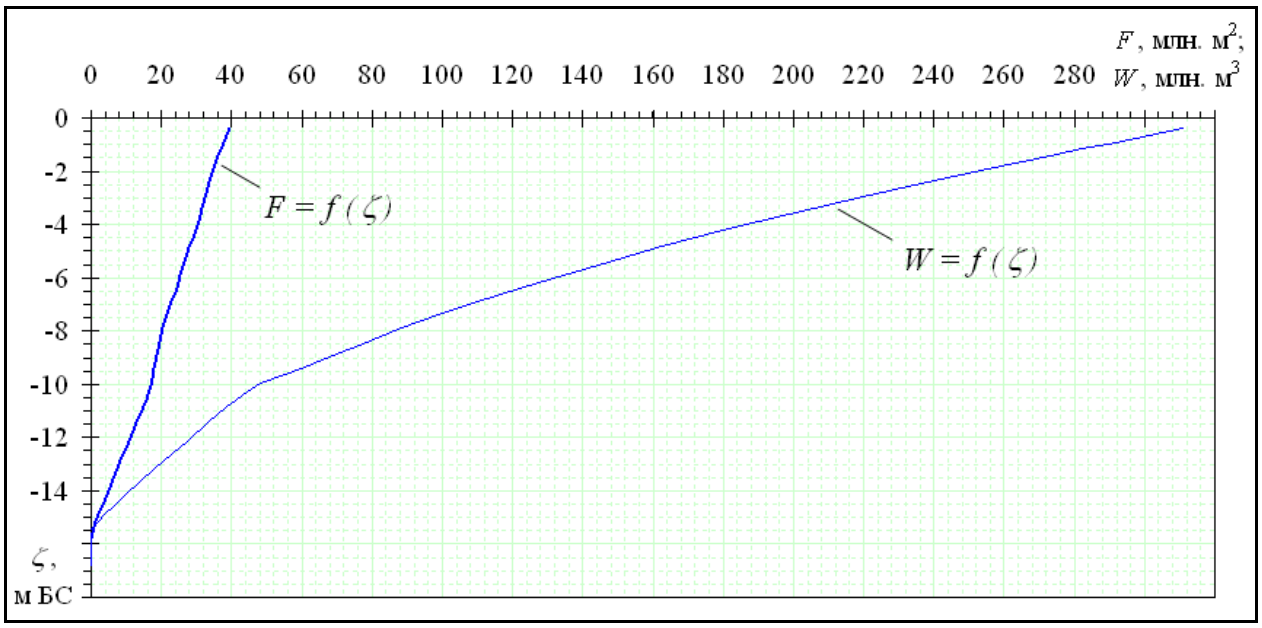


Рисунок 3.6 – Криві площ водної поверхні *F=f(ζ)* та об'ємів води *W=f(ζ)* <u>ІІ частини</u> *(від Кордонської до Чілової коси)* Тилігульського лиману

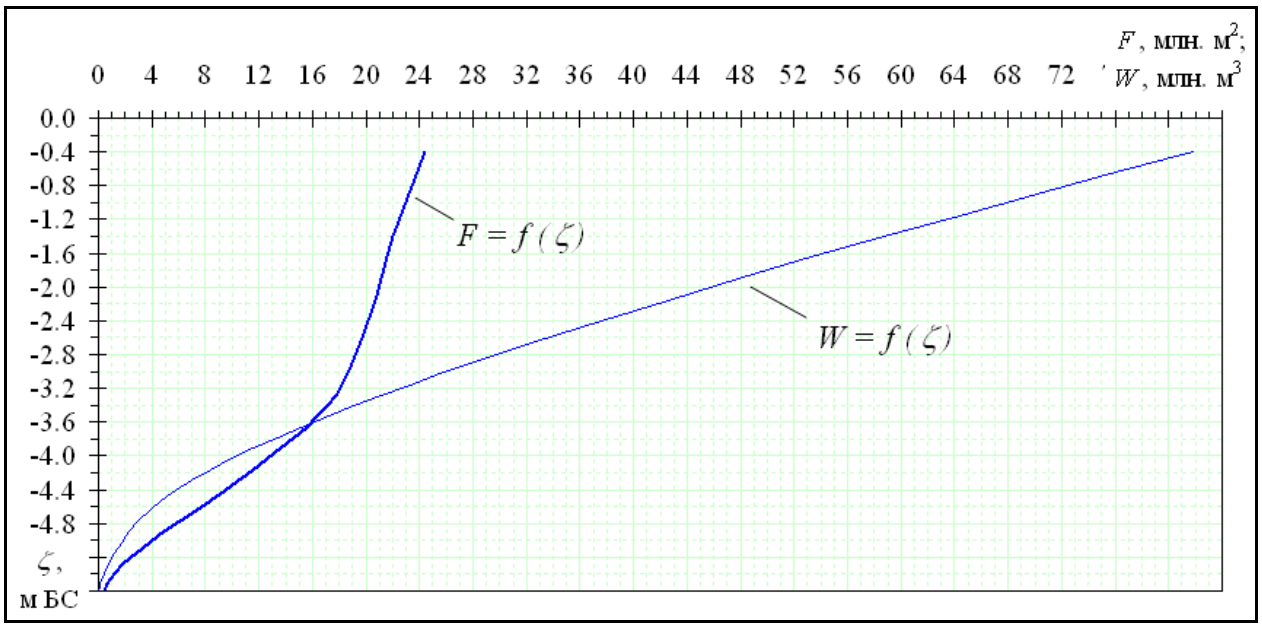


Рисунок 3.7 – Криві площ водної поверхні *F=f(ζ)* та об'ємів води *W=f(ζ)* <u>III частини</u> *(від Калинівської до Кордонської коси)* Тилігульського лиману

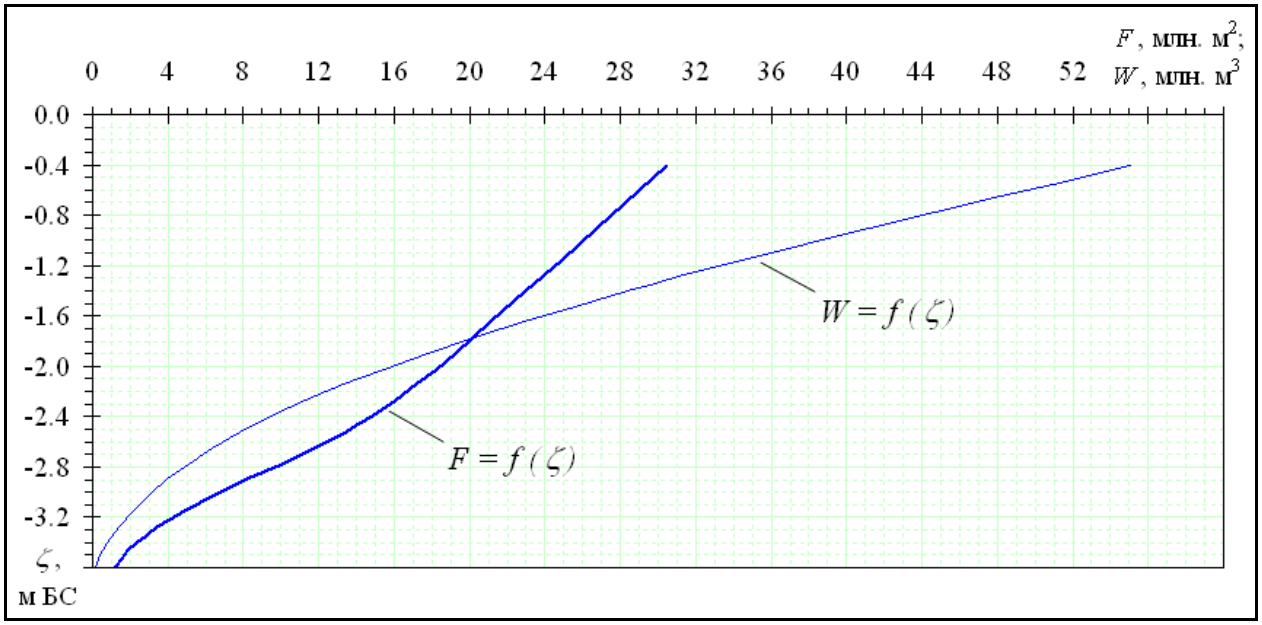


Рисунок 3.8 – Криві площ водної поверхні *F=f(ζ)* та об'ємів води *W=f(ζ)* <u>IV частини</u> *(від верхів'я до Калинівської коси)* Тилігульського лиману

Таблиця 3.1 – Послідовність визначення об’ємів водообміну окремих частин лиману з кожною із суміжних частин лиману та з Чорним морем (для І частини) та значень солоності вод, що приймають 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
1	***2***	***3***	***4***
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. $\longleftarrow$ 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. $\longrightarrow$ III ч.
якщо $\Delta W'_{j,\,IV} = 0$, то	$W_{j,\,IV-III} = 0$	водообмін між IV та III частинами відсутній	IV ч. $\not\leftrightarrows$ 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. $\longleftarrow$ III ч. $\longleftarrow$ 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. $\not\leftrightarrows$ III ч. $\longleftarrow$ II ч.

Продовження табл. 3.1

1	*2*	*3*	*4*
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. $\longrightarrow$ III ч. $\not\longleftrightarrow$ 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. $\longrightarrow$ III ч. $\longleftarrow$ 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. $\longrightarrow$ III ч. $\longrightarrow$ 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. $\longrightarrow$ III ч. $\longrightarrow$ II ч.

Продовження табл. 3.1

1	*2*	*3*	*4*
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. $\longleftarrow$ III ч. $\not\longleftrightarrow$ 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. $\longleftarrow$ III ч. $\longrightarrow$ 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. $\longleftarrow$ III ч. $\longleftarrow$ 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. $\not\longleftrightarrow$ III ч. $\longrightarrow$ II ч.
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. $\not\longleftrightarrow$ III ч. $\not\longleftrightarrow$ II ч.

Продовження табл. 3.1

1	*2*	*3*	*4*
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. $\longleftarrow$ III ч. $\longleftarrow$ 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. $\longrightarrow$ III ч. $\longrightarrow$ 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*			

3.2 Опис методик оцінки складових моделі водно-сольового балансу

3.2.1 Визначення об’єму та мінералізації атмосферних опадів

Об’єм атмосферних опадів $W_{P,j}$, млн. м^3, що випали на водну поверхню Тилігульського лиману за розрахунковий місяць (j), визначався за формулою

$$W_{P,j} = \sum_{i=I}^{IV} W_{P,j,i}\,, \tag{3.13}$$

де $W_{P,j,i}$ – об’єм атмосферних опадів, що випали на водну поверхню i-ої частини лиману (i = I, II, III, IV) за j-й місяць року

$$W_{P,j,i} = P_{j,i} F_{j-1,i}\,, \tag{3.14}$$

де $P_{j,i}$ – шар атмосферних опадів за розрахунковий місяць (j), м;

$F_{j-1,i}$ – площа водної поверхні i-ої частини лиману наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця, млн. м^2.

Вихідними даними для обчислення $W_{P,j,i}$ були сумарні за місяць шари атмосферних опадів, виміряні на метеостанціях: «порт-Южний» – за періоди з січня 1980 р. по грудень 1988 р. [88] та з січня 1996 р. по грудень 2012 р. [6,89]; «Сербка» – за період з листопада 1976 р. по грудень 2012 р. [88,90]; «порт-Одеса» – за період з січня 1953 р. по грудень 2012 р. [88,91-98] (рис. 3.9, 3.10).

При визначенні об’єму атмосферних опадів, які випали на водну поверхню I частини лиману, використовувалися дані спостережень на метеорологічній станції «порт-Южний». Для II та III частин опади розраховувалися як середнє арифметичне між даними по метеостанціях «порт-Южний» 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-Южний» 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.

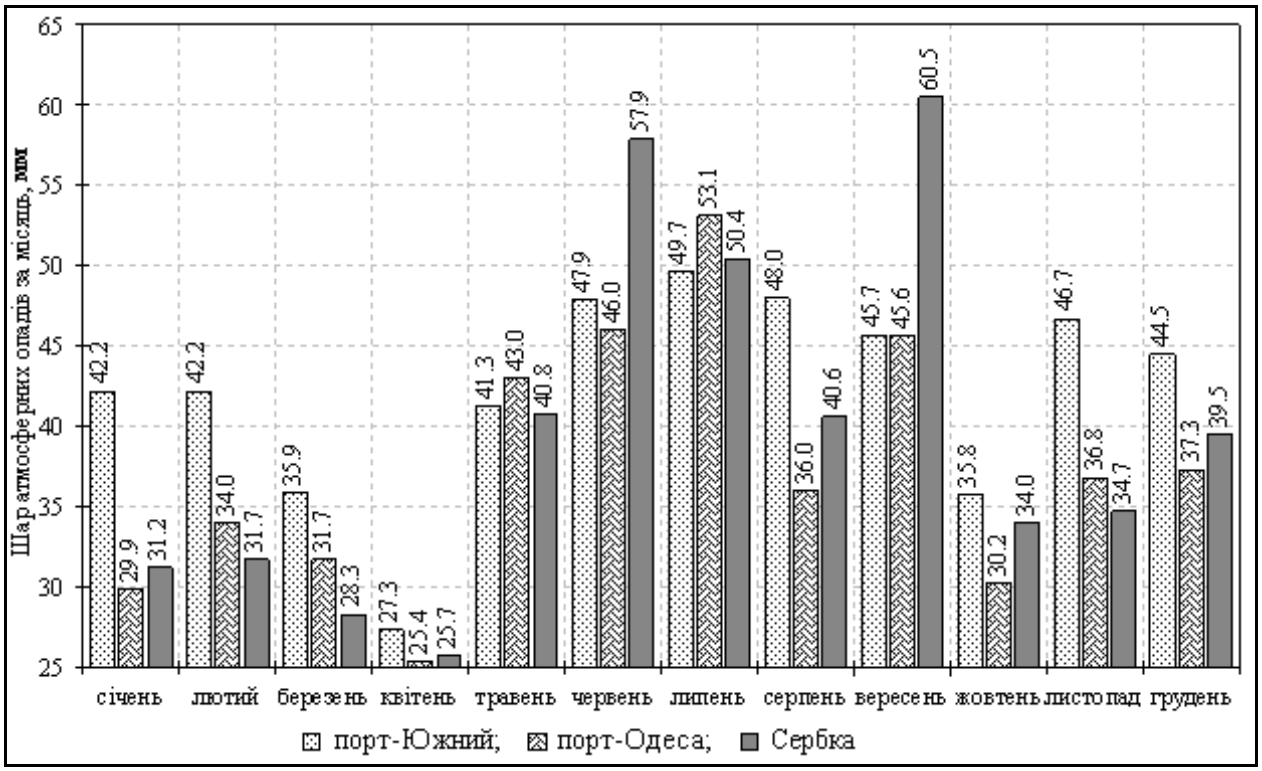


Рисунок 3.9 – Внутрішньорічний розподіл атмосферних опадів на метеостанціях «порт-Южний», «Сербка» та «порт-Одеса»

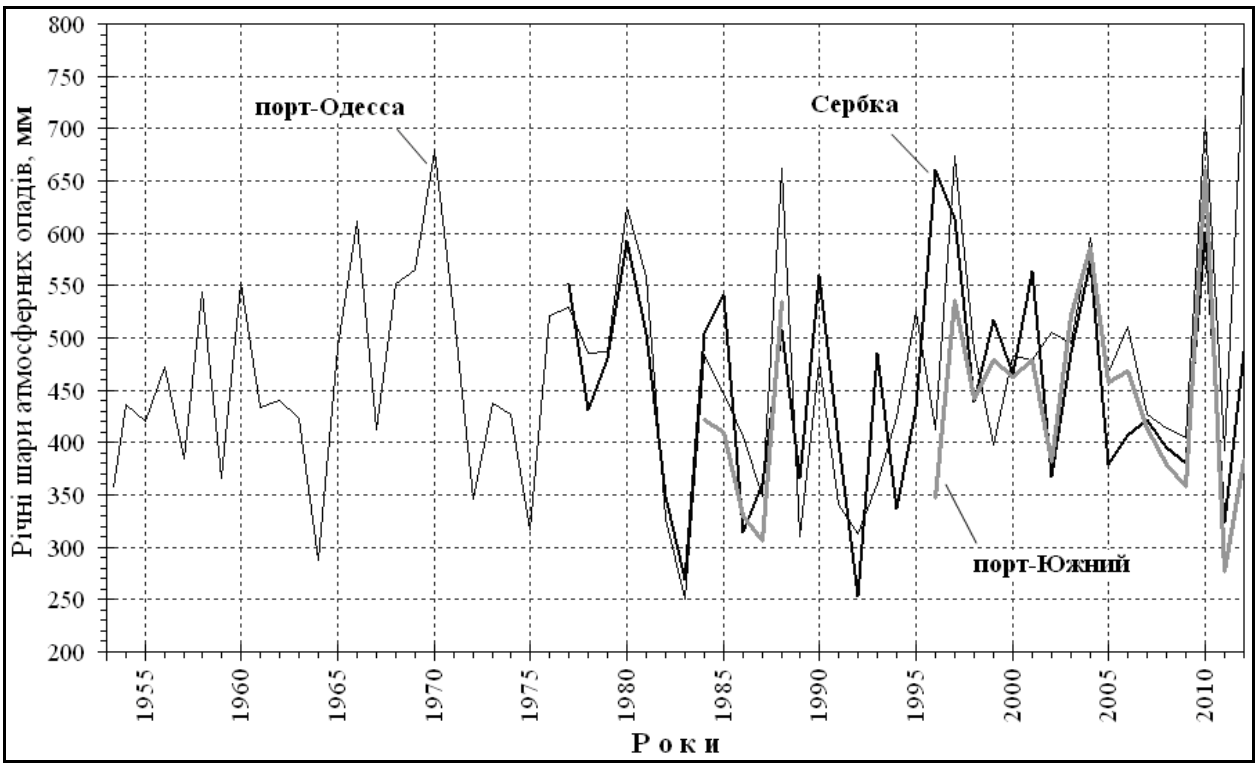


Рисунок 3.10 – Річні шари атмосферних опадів на метеостанціях «Сербка», «порт-Южний» та «порт-Одеса»

Мінералізація атмосферних опадів, що випали на водну поверхню Тилігульського лиману $S_{P,j,i}$ (г/дм^3), за довідниковою літературою в середньому дорівнює 0,035 г/дм^3 [94]. Однак, за даними ОДЕКУ, виміряними в період 2013-2015 рр., визначено, що мінералізація атмосферних опадів у районі м. Одеса зменшується при збільшені їх щомісячних шарів (рис. 3.11 та 3.12).

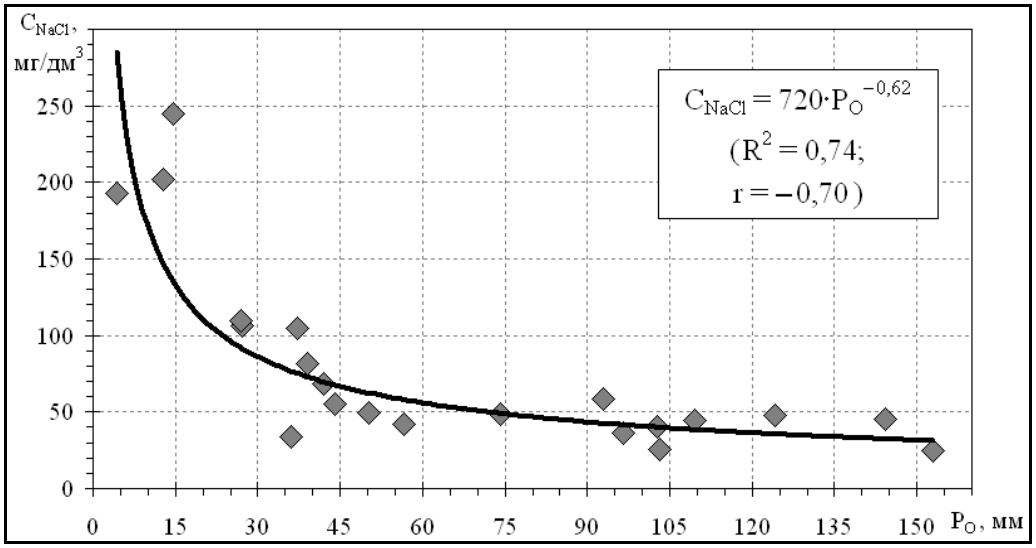


Рисунок 3.11 – Зв'язок вмісту NaCl у воді атмосферних опадів (C_{NaCl}, мг/дм^3) та їх щомісячних шарів (P_O, мм) в районі м. Одеси за період з березня по липень 2013 р. та з січня 2014 р. по травень 2015 р. (P_O – за даними метеостанції «Одеса-Обсерваторія»; C_{NaCl} – дані ОДЕКУ) [95,96]

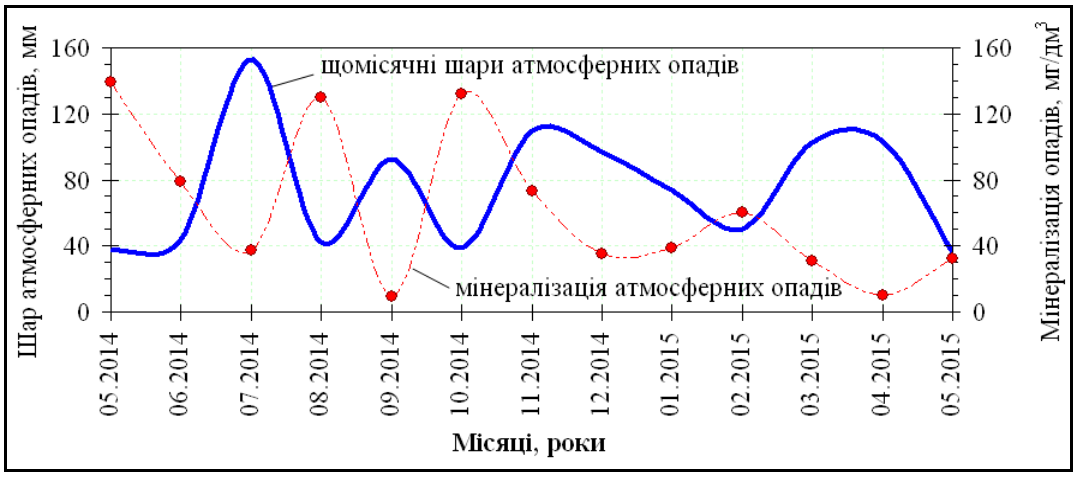


Рисунок 3.12 – Мінливість мінералізації води (ΣI, мг/дм^3) та щомісячних шарів атмосферних опадів (P_O, мм) в районі м. Одеса за період 05.2014 - 05.2015 рр. (P_O – за даними метеостанції «Одеса-Обсерваторія»; ΣI – дані ОДЕКУ) [95, 96]

Також, встановлено, що між вмістом NaCl у воді атмосферних опадів (C_{NaCl}, мг/дм^3) та їх мінералізацією (ΣI, мг/дм^3) є тісний кореляційний зв'язок, який апроксимується аналітичним рівнянням прямої ($\Sigma I = 1{,}63 \cdot C_{NaCl} - 15{,}8$) з високим значенням детермінанта (R^2) та коефіцієнта (r) кореляції ($R^2 = 0{,}872$; $r = 0{,}934$). З урахуванням даних ОДЕКУ про мінералізацію атмосферних опадів та її зв'язку з щомісячними шарами атмосферних опадів в районі м. Одеси, визначено, що в середній за водністю рік на водну поверхню Тилігульського лиману (середня площа – 129 млн. м^2) з водами атмосферних опадів надходить приблизно 200 тис. тон розчинених мінеральних речовин.

3.2.2 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. м^3, з водозбірного басейну до Тилігульського лиману за розрахунковий період визначався за формулою

$$W_{r,j} = \sum_{i=I}^{IV} W_{r,j,i}\,, \tag{3.15}$$

де $W_{r,j,i}$ – об'єм припливу вод до i-ої частини лиману (i = I, II, III, IV) за розрахунковий j-ий місяць року, який обчислювався як сумарний стік з річок і балок та боковий приплив.

Приплив до I частини лиману розраховувався за такою формулою

$$W_{r,j,I} = W_{б.Кам,j} + W_{б.Бес,j} + W_{б.Лен,j} + W_{бок.пр.,j,I} \tag{3.16}$$

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 II частини лиману визначався таким чином

$$W_{r,j,II} = W_{б.Кеф,j} + W_{б.Хут,j} + W_{б.Чаб,j} + W_{бок.пр.,j,II}\,, \tag{3.17}$$

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 III частини лиману розраховувався як

$$W_{r,j,III} = W_{р.Цар,j} + W_{бок.пр.,j,III}, \tag{3.18}$$

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 IV частини лиману визначалися за таким рівнянням

$$W_{r,j,IV} = W_{р.Тил,j} + W_{р.Бал,j} + W_{бок.пр.,j,IV}, \tag{3.19}$$

де $W_{р.Тил,j}, W_{р.Бал,j}$ – 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 гирловій частині р. Тилігул (рис. 3.13) [97], об'єми припливу вод, що надійшли за місяць до лиману з водозбірного басейну річки або балки, $W_{r,j,i}$, млн. м^3, розраховувалися за формулою

$$W_{r,j,k} = 86400 n_j Q_{r,j,k} 10^{-6}, \tag{3.20}$$

де $Q_{r,j,k}$ – середня за розрахунковий місяць (j) витрата води k-го водотоку, м^3/с;

n_j – кількість діб в j-ому місяці року;

86400 – кількість секунд в одній добі, с;

10^{-6} – переводний коефіцієнт з м^3 до млн. м^3.

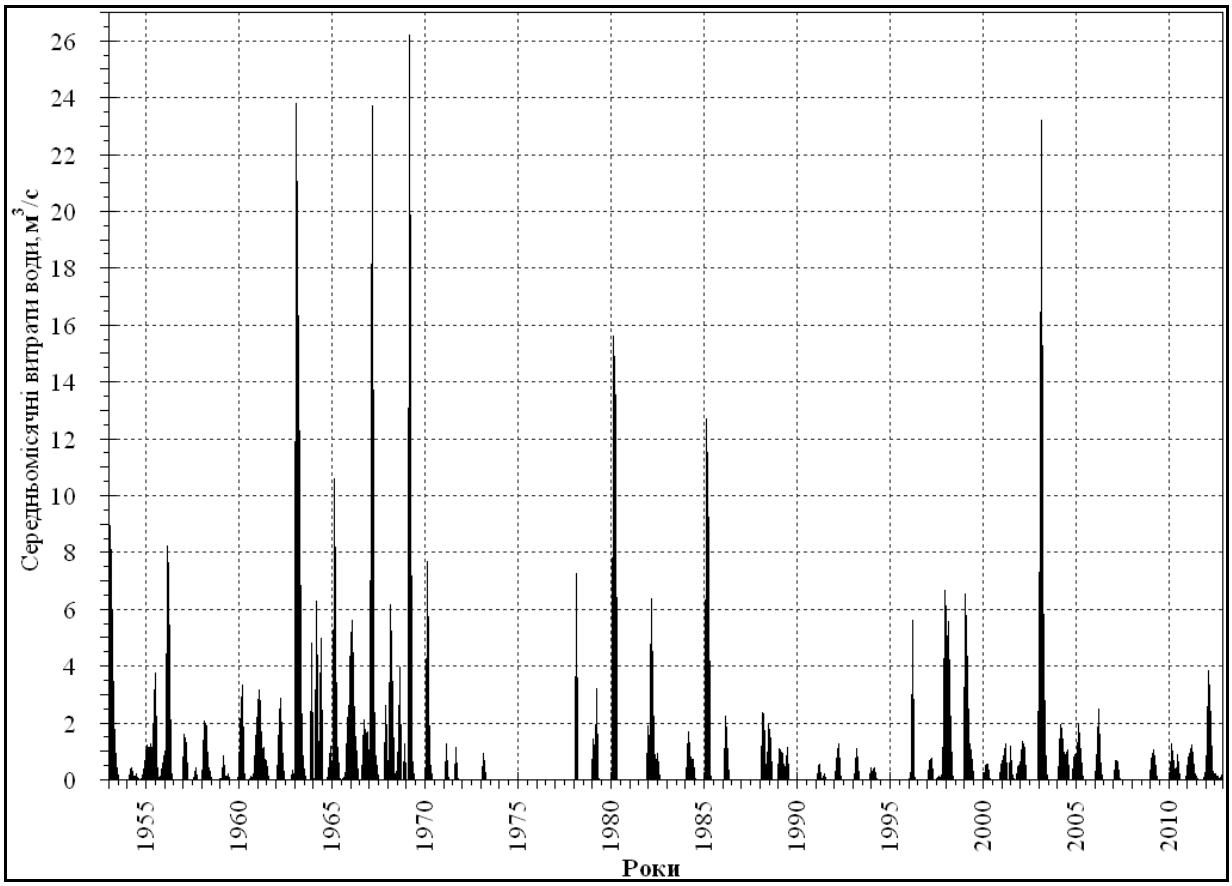


Рисунок 3.13 – Середньомісячні витрати води, р. Тилігул – смт Березівка, за період з січня 1953 р. по грудень 2012 р.

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 басейну до лиману були визначені лише для його IV частини (табл. 3.2).

Через те, що для інших річок і балок водозбірного 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» [1].

Таблиця 3.2 – Середні багаторічні витрати води $Q_{r,j,Тил}$ та об'єми стоку $W_{r,j,Тил}$ р. Тилігул – смт Березівка, за період з 1953 по 2011 рр.

Місяць	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За рік
$Q_{r,j,Тил}$, 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
$W_{r,j,Тил}$, 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

Останні свідчать, що у роки із забезпеченістю *P*=50% побутовий (порушений господарською діяльністю) річний приплив прісних вод з водозбірного басейну лиману на більш ніж 99 % складається зі стоку р. Тилігул. 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 $S_{r,j,Тил}$ в середньому за довідниковою та науковою літературою в період 1953-2012 рр. дорівнювала 1,30 г/дм^3 [6, 10]. Треба відзначити, що між мінералізацією (сумою іонів) *ΣI* та витратою води *Q* р. Тилігул існує зворотній ступеневий зв'язок, який показаний на рис. 3.14.

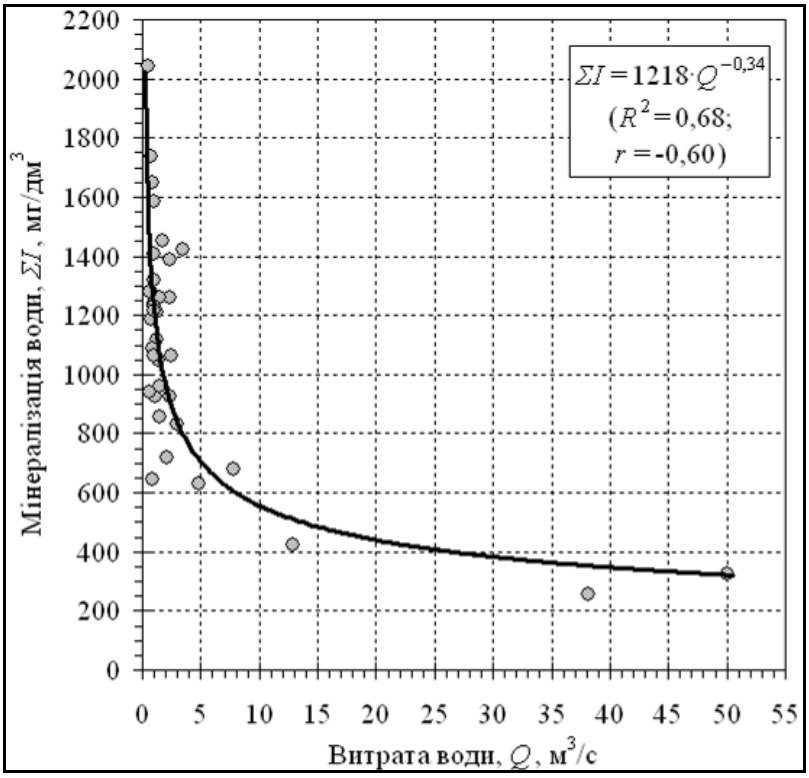


Рисунок 3.14 – Зв'язок мінералізації води (суми іонів) з витратою *ΣI=f(Q)* в гирловій частині р. Тилігул (в районі смт. Березівка) за період 1980-2009 рр.

3.2.3 Визначення випаровування з водної поверхні лиману

З урахуванням поділу лиману на чотири частини, об'єм випареної з його поверхні води за кожен місяць (j) $W_{E,j}$, млн. м^3, визначається за формулою

$$W_{E,j} = \sum_{i=I}^{IV} W_{E,j,i}, \qquad (3.21)$$

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. м^3.

Об'єми випаровування $W_{E,j,i}$ розраховувалися наступним чином:

$$W_{E,j,i} = E_{S,j,i} F_{j-1,i}, \tag{3.22}$$

$$E_{S,j,i} = k_{S,j,i} E_{Ю,j}, \tag{3.23}$$

$$k_{S,j,i} = 1 - 0{,}0033 S_{j-1,i}, \tag{3.24}$$

де $E_{S,j,i}$ – шар випаровування з водної поверхні i-ої частини лиману за розрахунковий місяць (j), м;

$F_{j-1,i}$ – площа водної поверхні i-ої частини лиману наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця, млн. м^2;

$E_{Ю,j}$ – розрахунковий шар води, що випарився за місяць (j) з водної поверхні в районі метеостанції «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 мінералізації води на зменшення випаровування з водної поверхні лиману [2, 6, 98-100];

$S_{j-1,i}$ – солоність води в лимані наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця, яка змінюється від 0 до 40 ‰ (г/дм^3).

У зв'язку з тим, що ні на Тилігульському лимані, ні на метеостанції «порт-Южний» випаровування з водної поверхні не вимірювався, шар випареної за місяць води можна приблизно визначити з використанням середніх багаторічних шарів випаровування, визначених за даними метеостанції «Болград» (рис. 3.15). Для підвищення точності визначення випаровування з водної поверхні лиману в моделі водно-сольового балансу водойми був використаний зв'язок щомісячних шарів випаровування із значеннями середньомісячної температури та відносної вологості повітря, що встановлений за даними метеостанції «Болград» (рис. 3.16) [101].

Зв'язки між випаровуванням з водної поверхні та середньомісячними значеннями температури і відносної вологості повітря встановлено ще в 1948 р. М.М. Івановим [102, 103], а пізніше (в 1968 р.) О.Р. Константиновим [104] подібні зв'язки рекомендовані, як найбільш зручні для практичного використання при визначенні випаровування з водної поверхні, оскільки не потребують введення додаткових поправок.

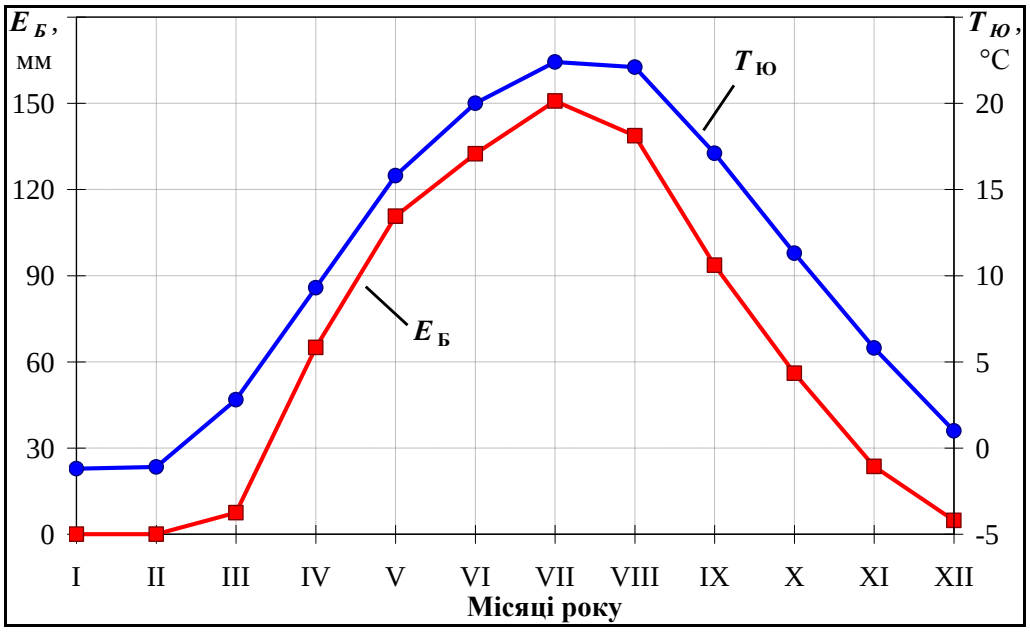


Рисунок 3.15 – Внутрішньорічний розподіл величин випаровування з водної поверхні за місяць $E_Б$, мм, на м./ст. «Болград» та середньомісячних температур повітря $T_Ю$, °C, на м./ст. «порт-Южний» [6, 101]

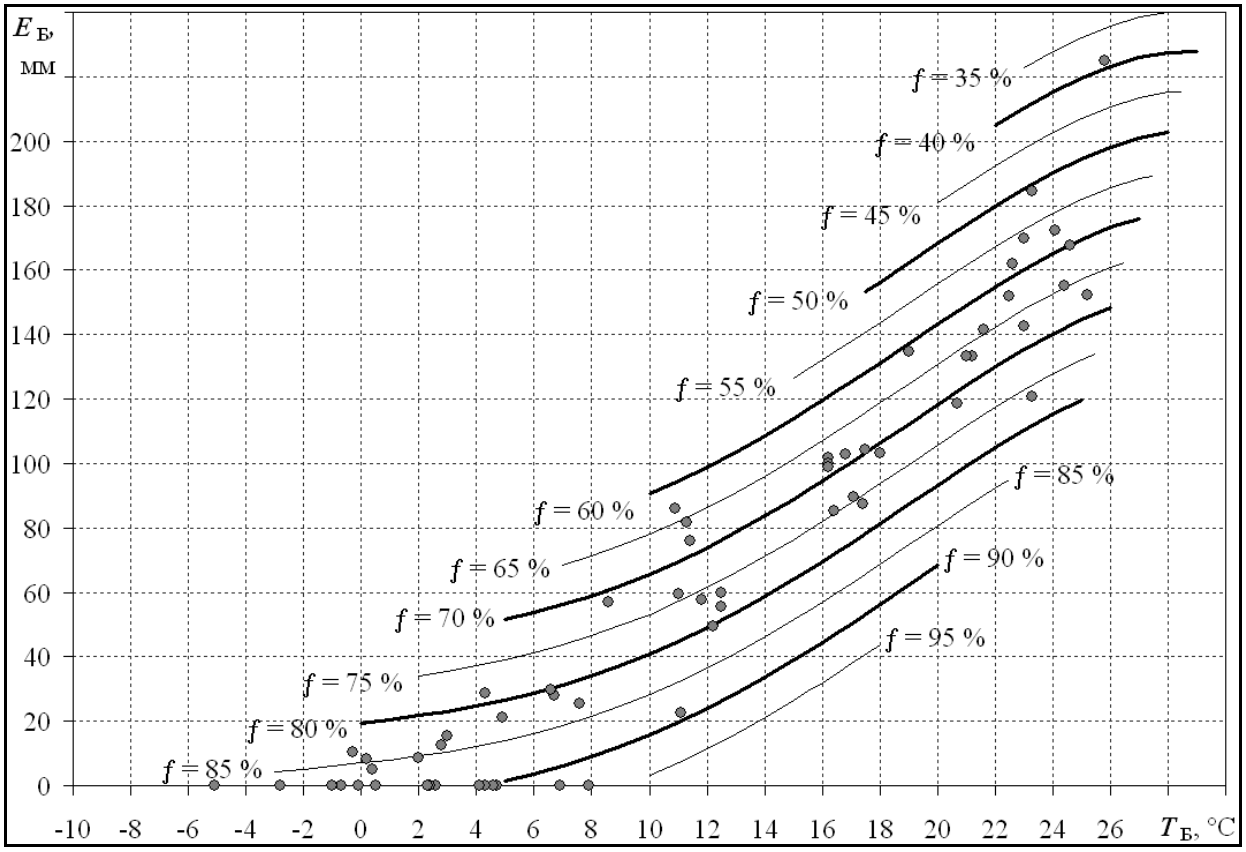


Рисунок 3.16 – Зв’язок випаровування з водної поверхні $E_Б$, мм, з середньомісячними температурами повітря $T_Б$, °C, та відносною вологістю повітря $f_Б$, % (підписи поблизу ліній), за даними метеостанції «Болград» [6,101]

З рис. 3.16 видно, що при збільшенні температури та зменшенні відносної вологості повітря шар випаровування збільшується, а при зменшенні температури та збільшенні відносної вологості повітря – зменшується. При 0 °С або від'ємних температурах повітря й відносній вологості повітря більшій ніж 85-90 %, випаровування з поверхні лиману не відбувається навіть за відсутністю льодового покриву.

Для розрахунку відносної вологості повітря та випаровування з водної поверхні в районі метеостанції «порт-Южний», при відсутності даних вимірювань на цій метеостанції, використані зв'язки між значеннями відносної вологості повітря на метеостанціях «порт-Южний» і «порт-Одеса» (рис. 3.17), встановлених для окремих місяців року (табл. 3.3).

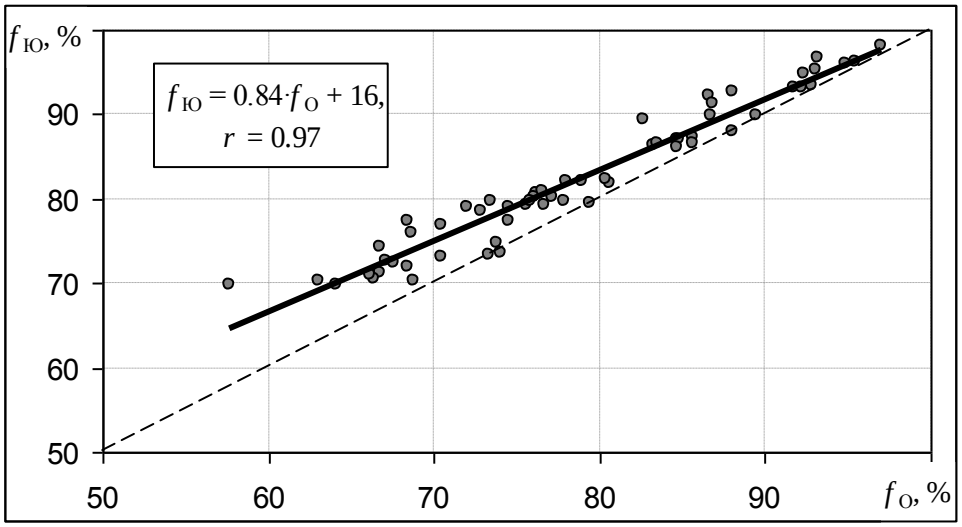


Рисунок 3.17 – Зв'язок середньомісячних значень відносної вологості повітря на метеостанціях «порт-Южний» $f_Ю$ та «порт-Одеса» f_O, % [101] (—— – лінія зв'язку; - - - – лінія рівних значень)

Таблиця 3.3 – Рівняння зв'язків між значеннями відносної вологості повітря на метеостанціях «порт-Южний» $f_Ю$ та «Одеса» f_O, %, коефіцієнти кореляції між ними r для окремих місяців року [6]

Місяць	Рівняння зв'язку	r	Місяць	Рівняння зв'язку	r
I	$f_{Ю,\,I} = 0{,}57 \cdot f_{O,\,I} + 42{,}1$	0,93	VII	$f_{Ю,\,VII} = 1{,}17 \cdot f_{O,\,VII} - 4{,}9$	0,94
II	$f_{Ю,\,II} = 1{,}07 \cdot f_{O,\,II} - 5{,}3$	0,97	VIII	$f_{Ю,\,VIII} = 0{,}42 \cdot f_{O,\,VIII} + 43{,}8$	0,84
III	$f_{Ю,\,III} = 0{,}88 \cdot f_{O,\,III} + 12{,}5$	0,98	IX	$f_{Ю,\,IX} = 0{,}56 \cdot f_{O,\,IX} + 35{,}7$	0,82
IV	$f_{Ю,\,IV} = 0{,}78 \cdot f_{O,\,IV} + 21{,}1$	0,51	X	$f_{Ю,\,X} = 1{,}01 \cdot f_{O,\,X} + 0{,}30$	0,94
V	$f_{Ю,\,V} = 0{,}57 \cdot f_{O,\,V} + 36{,}8$	0,99	XI	$f_{Ю,\,XI} = 0{,}72 \cdot f_{O,\,XI} + 25{,}9$	0,98
VI	$f_{Ю,\,VI} = 1{,}13 \cdot f_{O,\,VI} - 6{,}3$	0,96	XII	$f_{Ю,\,XII} = 1{,}68 \cdot f_{O,\,XII} - 54{,}3$	0,92

3.2.4 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. м^3, за місяці року визначались за формулою

$$W_{кан,\,j} = 86400\, N_j\, Q_{кан,\,j}\, 10^{-6}, \tag{3.25}$$

де N_j – кількість діб, коли канал був відкритим в *j*-ому місяці, діб;

$Q_{кан,\,j}$ – середні за місяць витрати води в з’єднувальному каналі, м^3/с;

86400 – кількість секунд в одній добі, с;

10^{-6} – коефіцієнт розмірності, який переводить дані з м^3 в млн. м^3.

Середньомісячні витрати води в з’єднувальному каналі $Q_{кан,\,j}$ визначались з використанням гідравлічної формули Шезі-Маннінга [105,106]:

$$Q_{кан,\,j} = w_{кан,\,j} V_{кан,\,j} = \frac{w_{кан,\,j}}{n_{кан}} R_{кан,\,j}^{2/3} I_{кан,\,j}^{1/2}, \tag{3.26}$$

де $w_{кан,\,j}$ – площа водного перерізу каналу, м^2;

$V_{кан,\,j}$ – середня за місяць швидкість течії в каналі, м/с;

$n_{кан}$ – коефіцієнт шорсткості русла каналу, який в розрахунках прийнятий 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, який визначався за формулою

$$I_{кан,\,j} = \frac{\zeta_{Ю,\,j} - \zeta_{T,\,j-1}}{l_{кан}}, \tag{3.27}$$

де $\zeta_{Ю,\,j}$ – рівень води в морі в розрахунковий місяць (j) року, м БС;

$\zeta_{T,\,j-1}$ – рівень води в лимані наприкінці попереднього $(j-1)$ відносно

розрахункового місяця року, м БС;

$l_{кан} = 3300$ м – довжина каналу.

Площа водного перерізу з'єднувального каналу $w_{кан,\,j}$, м^2, визначалась за формулою (3.28), а середня глибина $h_{кан,\,j}$, м, – за формулою (3.29)

$$w_{кан} = 23{,}61\,\zeta_{кан} + 37{,}96, \tag{3.28}$$

$$h_{кан} = 0{,}59\,\zeta_{кан} + 1{,}52, \tag{3.29}$$

де $\zeta_{кан}$ – відмітки рівнів води в каналі з сторони лиману, від плюс 0,08 до мінус 2,58 м БС;

$w_{кан}$ – площа водного перерізу каналу з боку лиману, м^2;

$h_{кан}$ – середня глибина в каналі з боку лиману, м.

Відмітка рівня води в каналі $\zeta_{кан,j}$, м БС, яка використовується для розрахунків $w_{кан,j}$ та $h_{кан,j}$, визначається як

$$\zeta_{кан,\,j} = \frac{\zeta_{T,\,j\text{-}1} - \zeta_{Ю,\,j}}{2}. \tag{3.30}$$

В зв'язку з тим, що відстань між гирлом з'єднувального каналу з 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 1977-2012 рр., дорівнюють середньомісячним рівням води на ГМС «порт-Южний» $\zeta_{Ю,j}$, м БС (рис. 3.18 та 3.19).

Для тих місяців, для яких рівні води на ГМС «порт-Южний» відсутні, 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» $\zeta_{Ю,j}$, м БС, та сумарними витратами води річок Дніпро $Q_{Дніп,j}$ і Дунай $Q_{Дун,j}$, м^3/с, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р. (табл. 3.4, рис. 3.20) [6, 89].

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. 3.19) [6, 89].

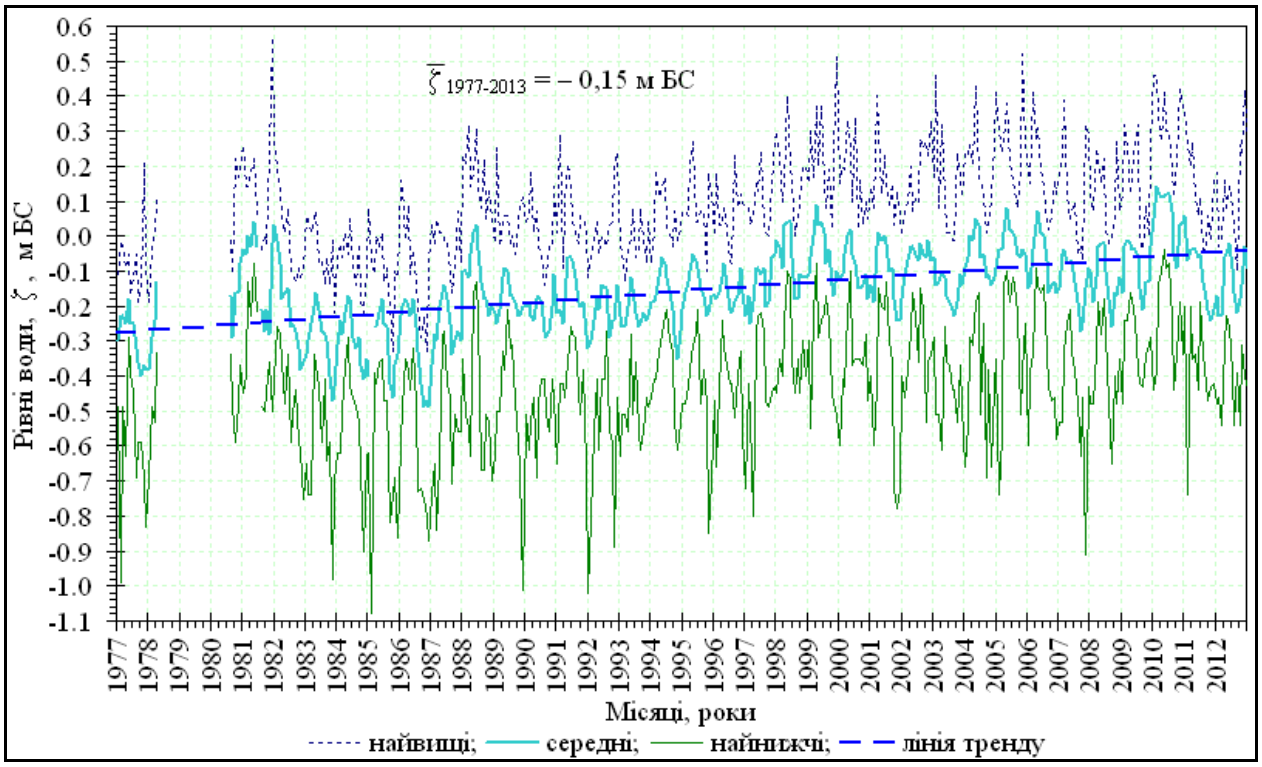


Рисунок 3.18 – Мінливість середніх, найвищих та найнижчих за місяць рівнів води ζ , м БС, в районі ГМС «порт-Южний», за період з 1977 по 2012 рр.

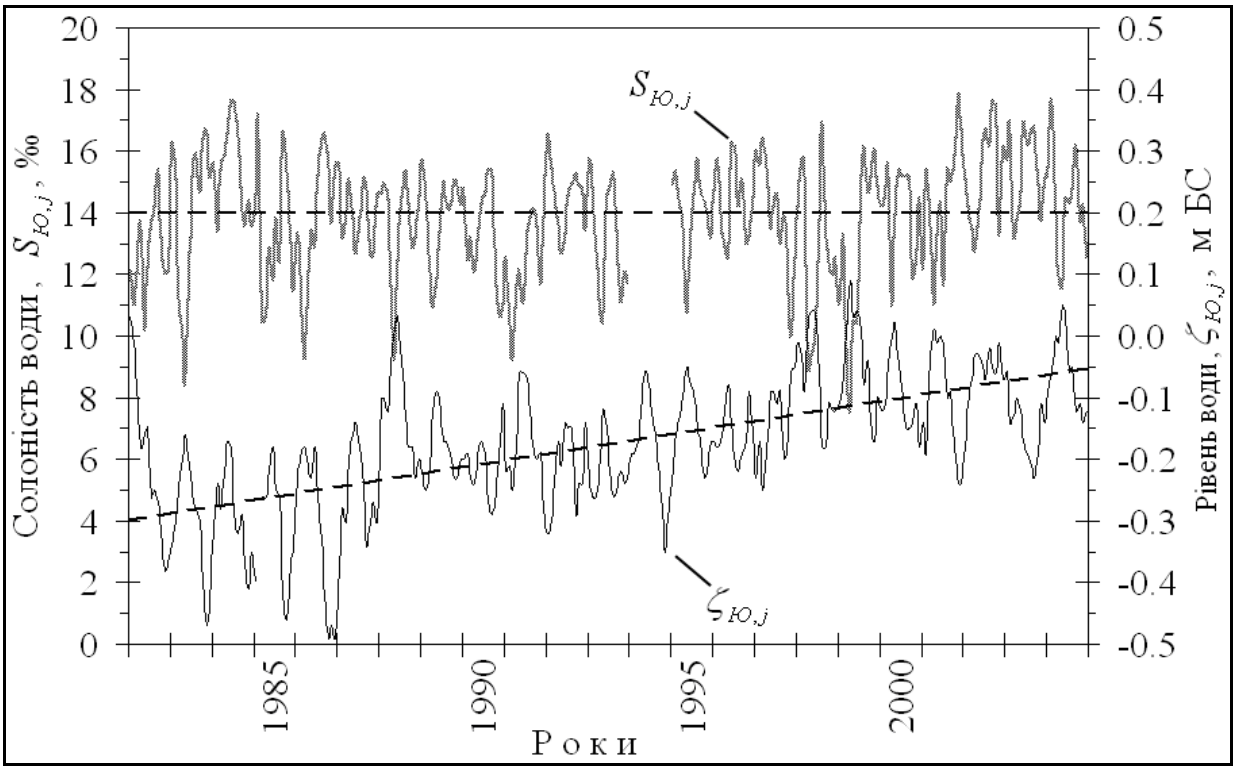


Рисунок 3.19 – Мінливість середньомісячних рівнів $\zeta_{Ю,j}$, м БС, та солоності води $S_{Ю,j}$, ‰, на ГМС «порт-Южний», за період з 1982 по 2004 рр.

Таблиця 3.4 – Параметри рівняння зв’язку $\zeta_{Ю,j} = a\left(Q_{Дніп,j} + Q_{Дун,j}\right)^b$ між середньомісячними рівнями води на ГМС «порт-Южний» $\zeta_{Ю,j}$, м БС, та сумарними витратами води річок Дніпро $Q_{Дніп,j}$ та Дунай $Q_{Дун,j}$, м^3/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

Для тих місяців, в які солоність води на ГМС «порт-Южний» $S_{Ю,j}$ не вимірювалась, середньомісячна солоність води в районі морсьгого гирла каналу визначалась з використанням зв’язків між величинами солоності води на ГМС «порт-Южний» $S_{Ю,j}$, ‰, та витратами води р. Дніпро $Q_{Дніп,j}$, м^3/с, за період з 01.1982 р. по 12.2004 р. (табл. 3.5) або за даними про внутрішньорічний розподіл значень солоності води на ГМС «порт-Южний» (рис. 3.21) [6, 89].

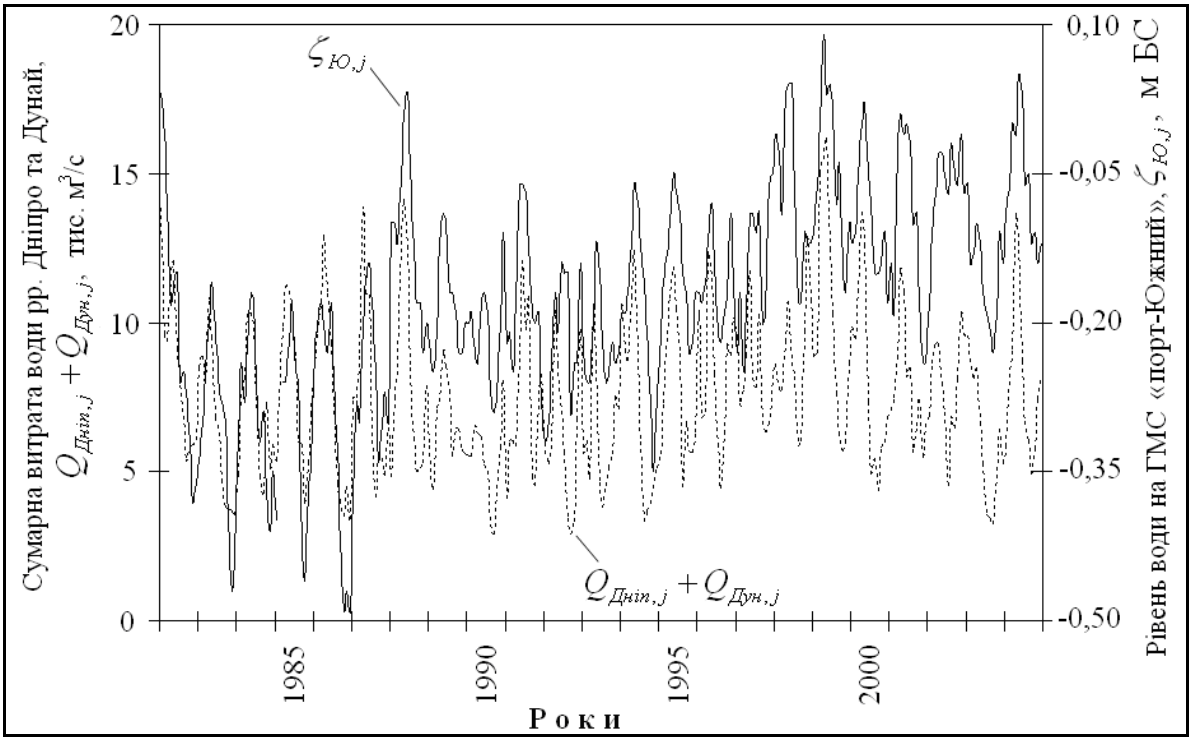


Рисунок 3.20 – Мінливість середньомісячних рівнів води на ГМС «порт-Южний» $\zeta_{Ю,j}$, м БС, та сумарних витрат води річок Дніпро $Q_{Дніп,j}$ та Дунай $Q_{Дун,j}$, тис. м^3/с, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р.

Таблиця 3.5 – 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 $Q_{Дніп,j}$, м^3/с, за період 1982-2004 рр.

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

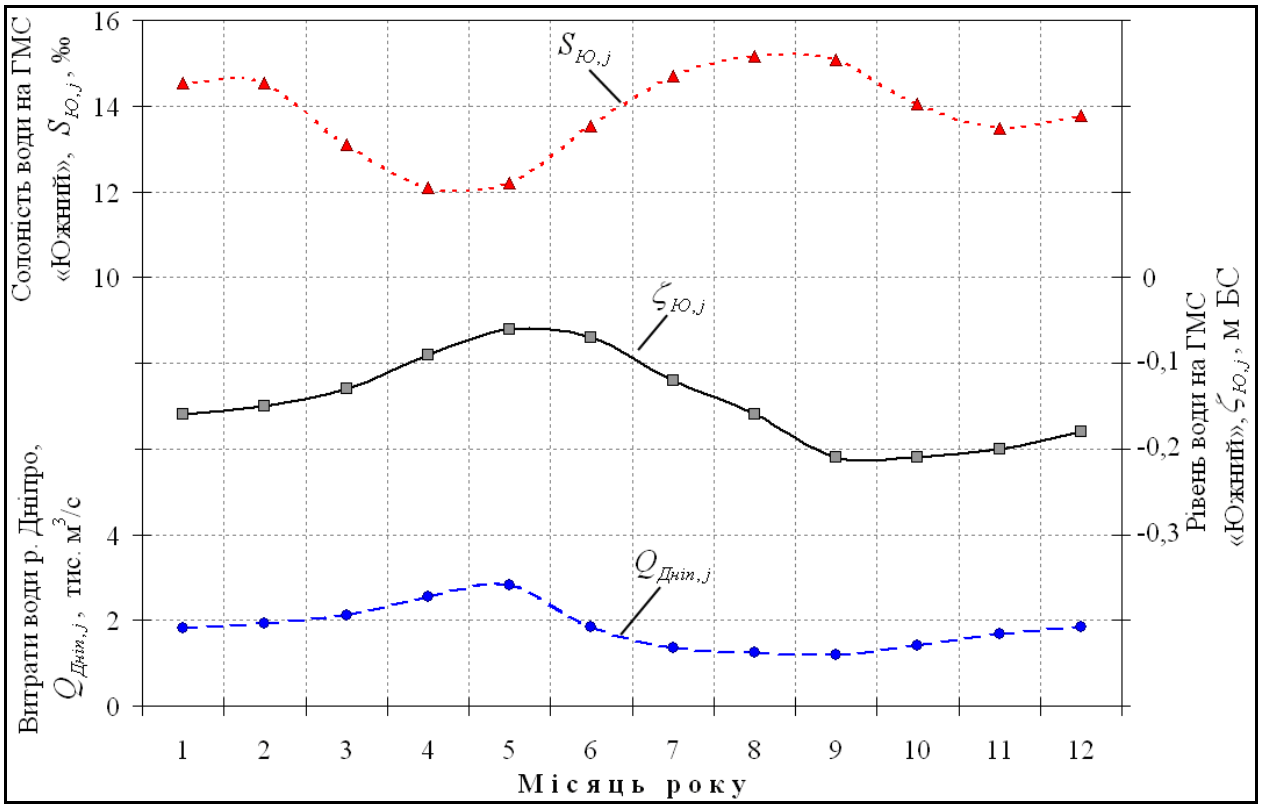


Рисунок 3.21 – Внутрішньорічний розподіл середньомісячних рівнів $\zeta_{Ю,j}$, м БС, і солоності води $S_{Ю,j}$, ‰, на ГМС «порт-Южний» та середньомісячних витрат води р. Дніпро (Каховська ГЕС) $Q_{Дніп,j}$, м^3/с

3.3 Адаптація та верифікація моделі водно-сольового балансу лиману за даними архівних спостережень

Розрахунки водно-сольового балансу Тилігульського лиману в період з січня 1953 р. по грудень 2012 р. виконувалися при умовах функціонування водойми (водообміну з Чорним морем), які фактично спостерігалися за розрахунковий період. Моделювання за дозволило виконати адаптацію (калібрування) та верифікацію розроблених моделей водного та сольового балансів водойми за даними архівних спостережень.

Початкові значення рівня та мінералізації води приймались однаковими для всіх частин лиману і дорівнювали, відповідно, мінус 1,40 м БС та 8,00 г/дм^3, тобто тим значенням, які спостерігались наприкінці 1952 р. [6].

Результати моделювання водно-сольового балансу лиману за даними архівних спостережень показані на рис. 3.22-3.26.

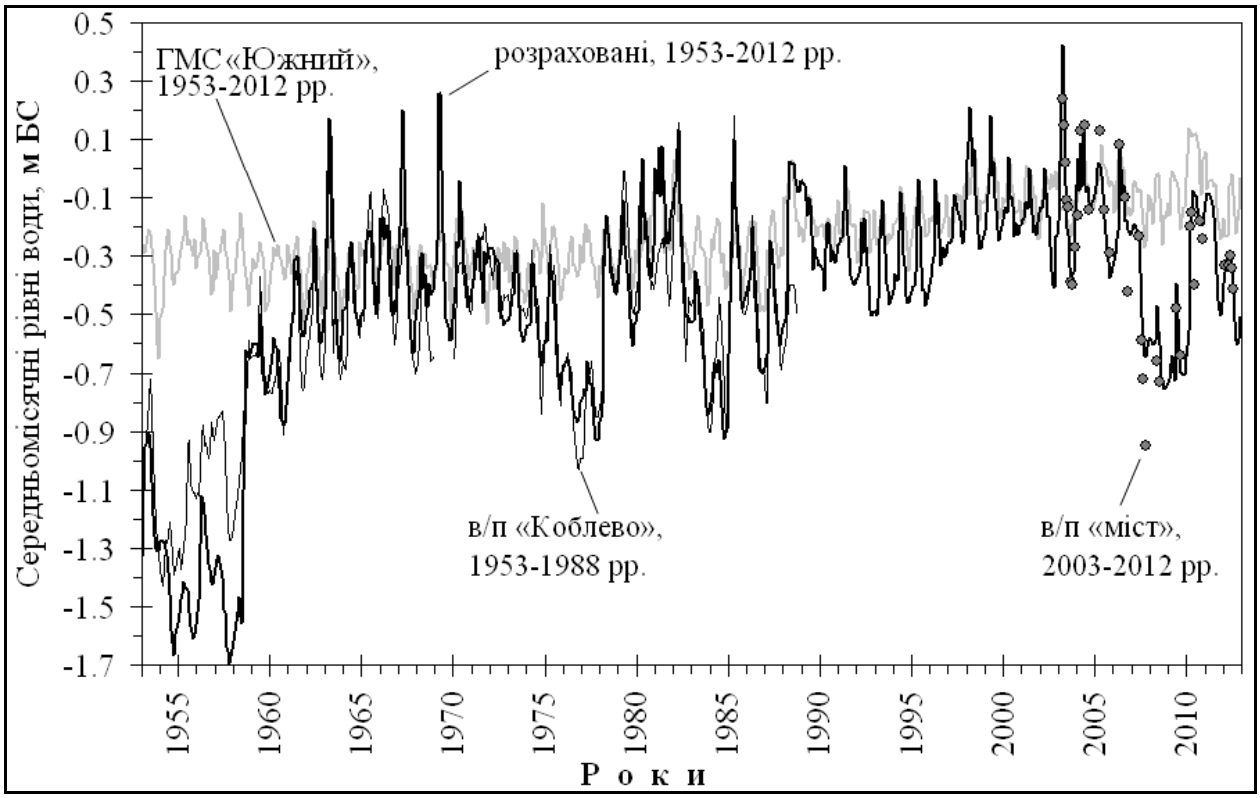


Рисунок 3.22 – Мінливість середньомісячних рівнів води Тилігульського лиману та Чорного моря за період з 1953 по 2012 рр.

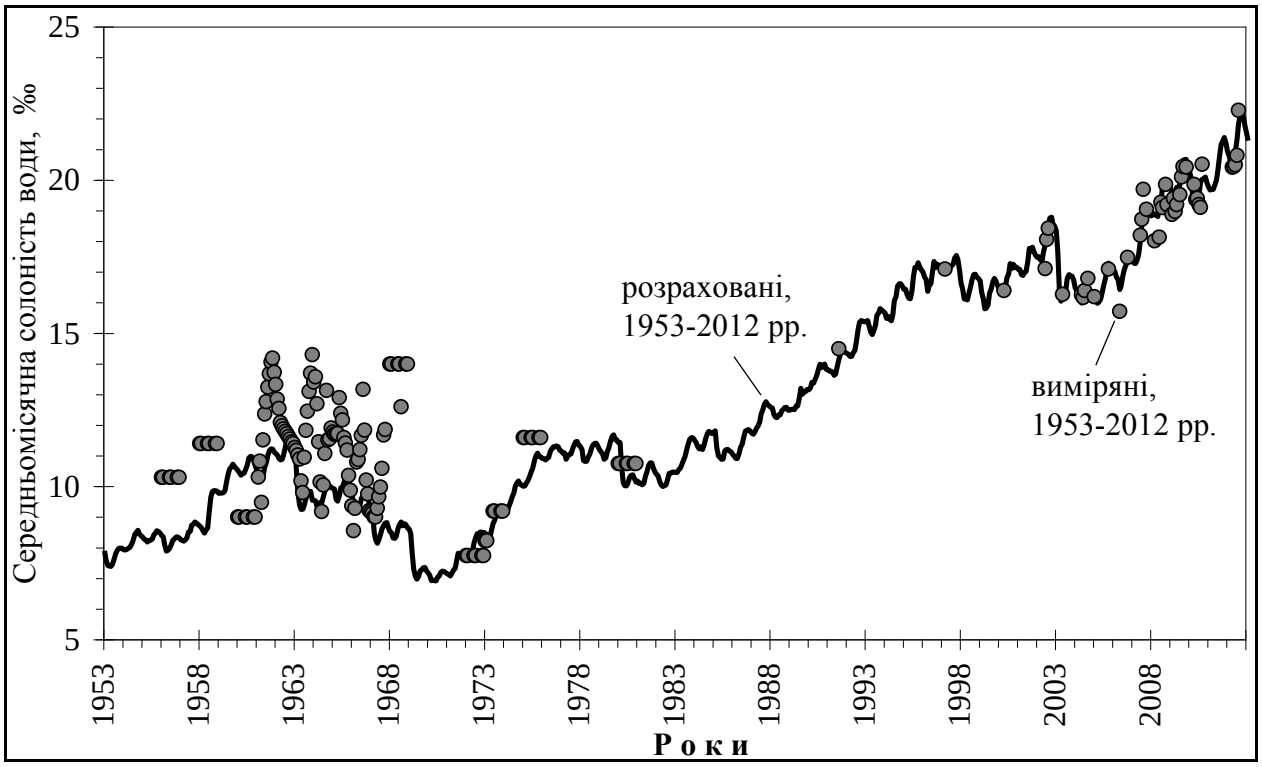


Рисунок 3.23 – Мінливість середньомісячних значень солоності води в цілому для Тилігульського лиману за період з 1953 по 2012 рр.

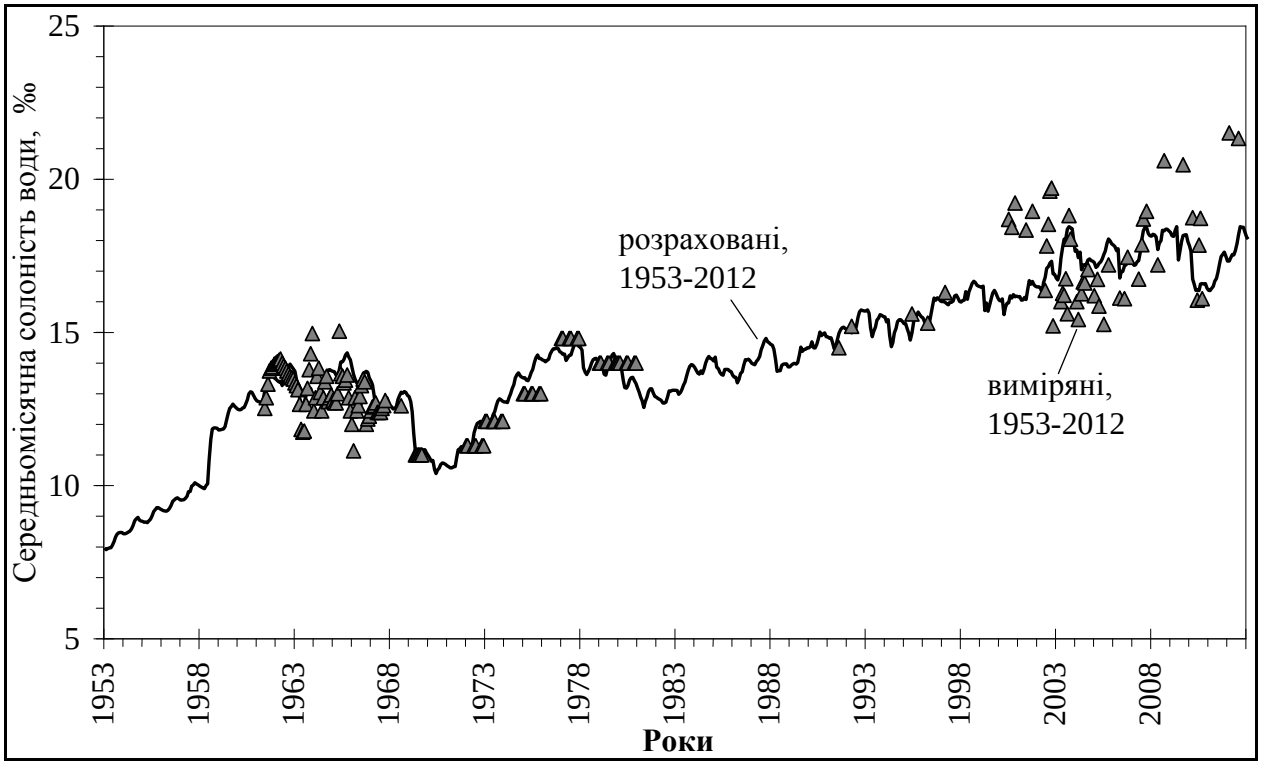


Рисунок 3.24 – Мінливість середньомісячних значень солоності води І частини Тилігульського лиману за період з 1953 по 2012 рр.

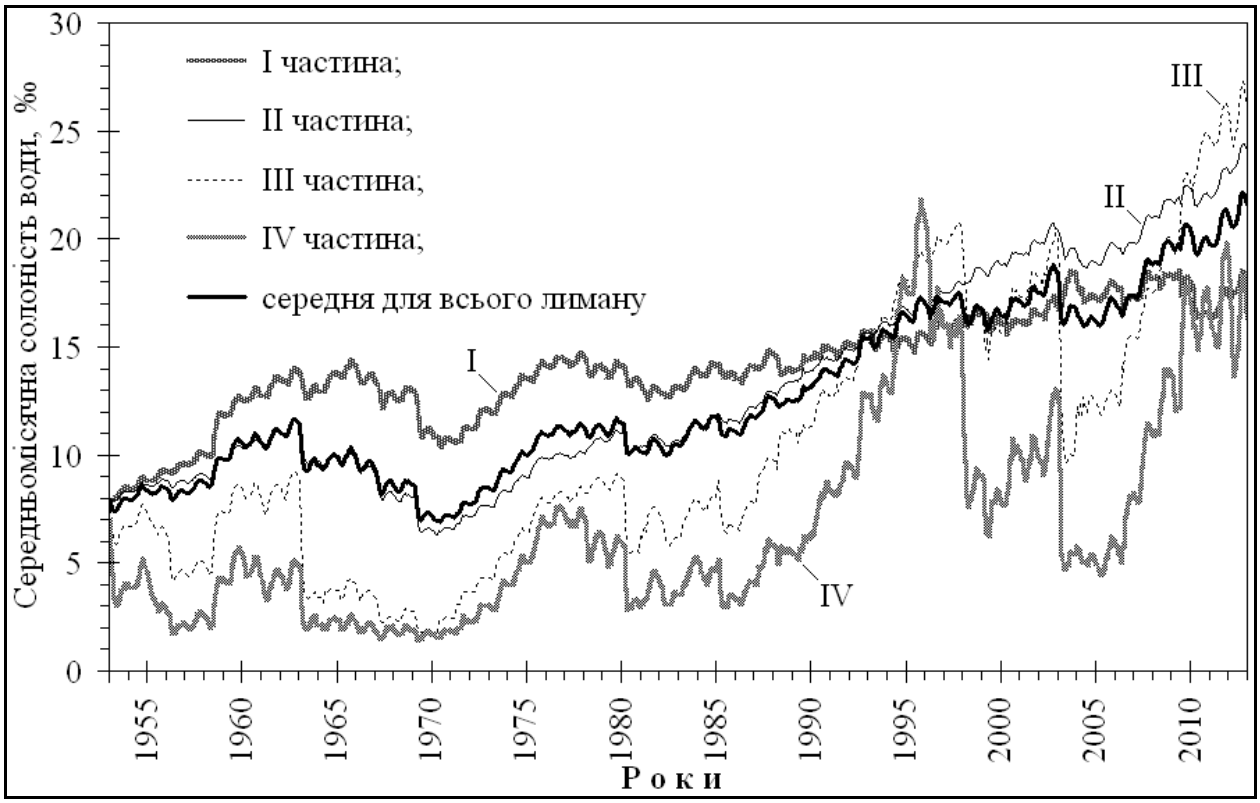


Рисунок 3.25 – Мінливість середньомісячних значень солоності води різних частин і всього Тилігульського лиману за період з 1953 по 2012 рр.

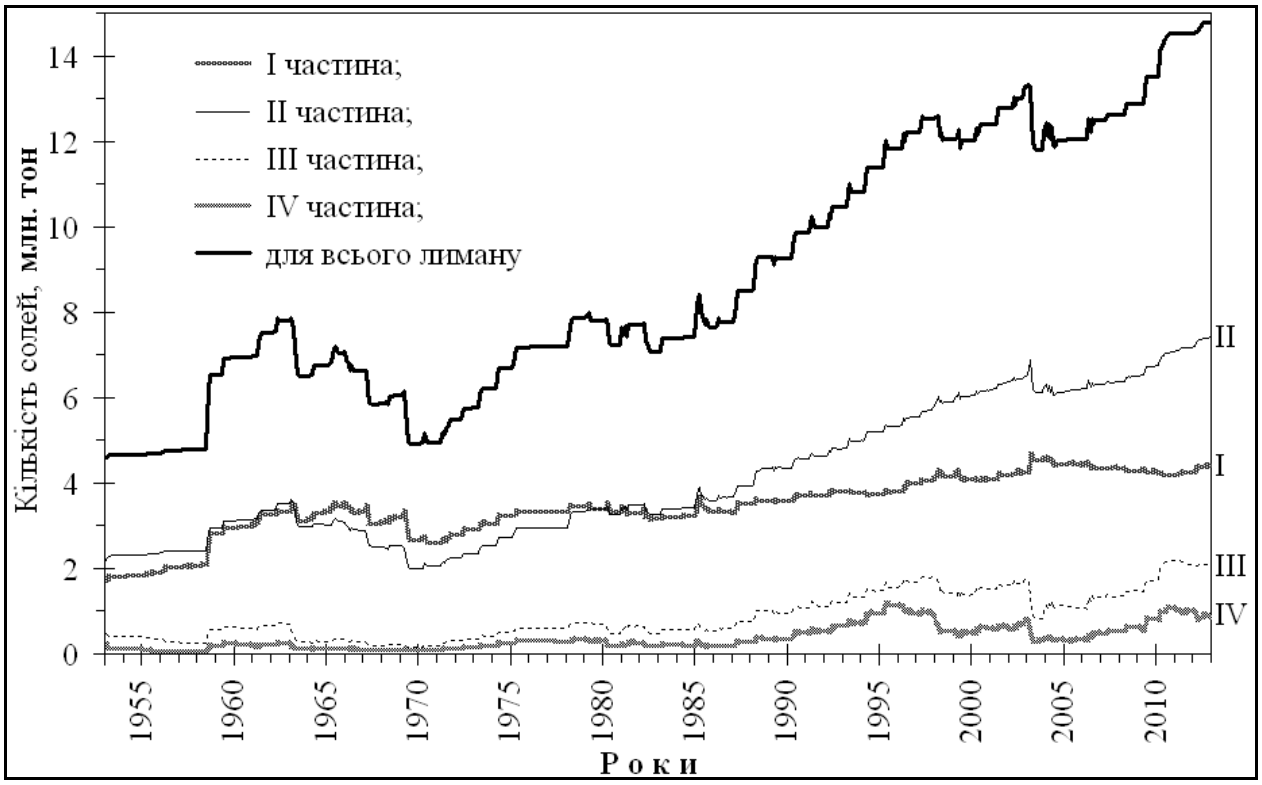


Рисунок 3.26 – Мінливість загальної кількості солей в Тилігульському лимані та його різних частинах за період з 1953 по 1992 рр.

З рис. 3.22 видно, що при умовах функціонування лиману (водообміну з морем), які спостерігались в період 1953-2012 рр., використана модель водного балансу, дозволяє з високою точністю (в середньому ± 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 [107].

З рис. 3.23 та 3.24 видно, що розрахункові значення солоності (мінералізації) води загалом співпадають з фактичними. Найменші відхилення розрахованих значень солоності води (рис. 3.24) від фактичних (виміряних) спостерігаються в I частині та в середньому для всього лиману (рис. 3.23). В частинах II, III та IV (рис. 3.25) ці відхилення мають дещо більші значення [6]. 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 з'єднувальний канал виходять в море [108]. Якщо ж приплив прісних вод йде поступово, то розрахункові й фактичні значення солоності води в усіх частинах лиману майже повністю співпадають, наприклад, у 1972-1973 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. 3.23), тобто загальна кількість солей в лимані (рис. 3.26) обчислюється вірно. 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. 3.26), за рахунок періодичного припливу морських вод.

Таким чином, розроблена модель водно-сольового балансу може вважатися надійною для оцінки режиму рівнів і мінералізації води лиману за багаторічний період, при різних гідрометеорологічних умовах і режимах функціонування каналу між лиманом і морем.

Треба також відмітити, що при відсутності в період 1953-2012 рр. припливу в 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 БС (рис. 3.27). Це пов'язано з тим, що річні шари випаровування з водної поверхні лиману перевищують річні шари атмосферних опадів у середньому на 262 мм (рис. 3.28) [101]. Отже, з урахуванням того, що початкова відмітка рівня води в лимані в січні 1953 р. становила мінус 1,4 м БС,

відмітка рівня води в лимані в грудні 2012 р. дорівнювала б при відсутності періодичного припливу в лиман морських вод у період 1953-2012 рр. значенню мінус 6,2 м БС [6].

Результати моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману в умовах водообміну, якій періодично відбувався через з'єднувальний канал «лиман-море» з липня 1958 р. по грудень 2012 р., показали, що рівні води в лимані змінювалися в інтервалі від мінус 1,10 до 0,43 м БС, а мінералізація води поступово зростає і в кінці грудня 2012 р. має значення 21,78 г/дм^3. Середня багаторічна мінералізація води в лимані за період функціонування каналу «лиман-море» (з липня 1958 р. по грудень 2012 р.) склала 13,16 г/дм^3, а загальна кількість солей в лимані в кінці 2012 р. дорівнювала 14,79 млн. тон.

Отже, результати розрахунків водно-сольового балансу Тилігульського лиману за даними архівних спостережень дозволяють зробити висновок про можливість використання балансової моделі для оцінки режиму рівнів і солоності лиману при різних варіантах водообміну з морем у майбутньому.

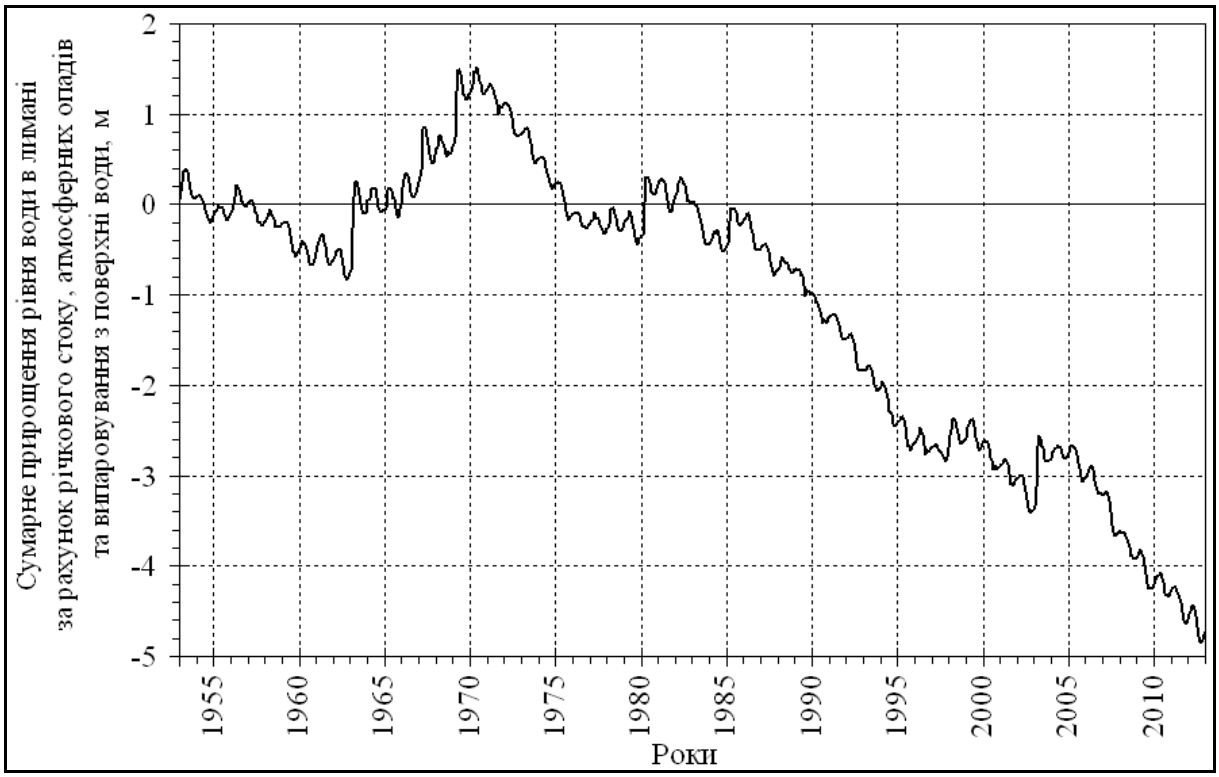


Рисунок 3.27 – Сумарне прирощення рівня води (м) в Тилігульському лимані, отримане з врахуванням атмосферних опадів, припливу води з басейну лиману та випаровування з водної поверхні, за період з 1953 по 2012 рр.

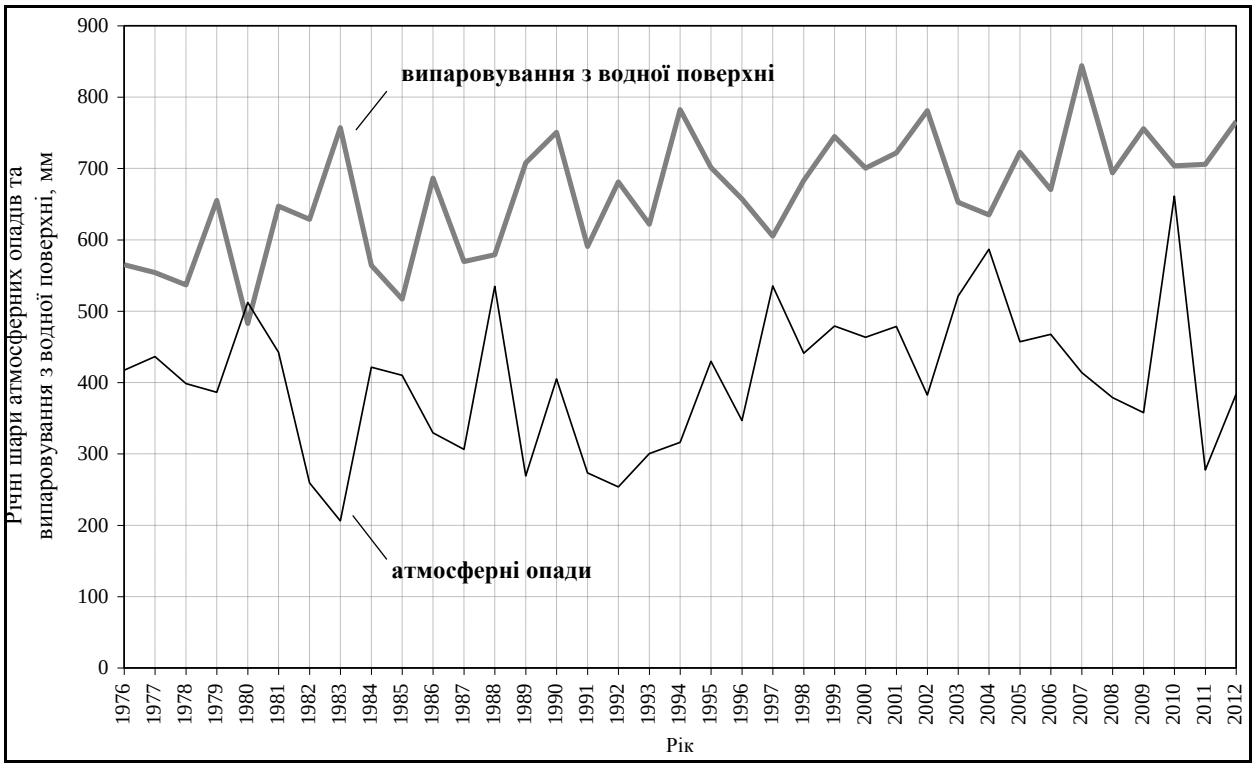


Рисунок 3.28 – Мінливість річних шарів атмосферних опадів та випаровування з водної поверхні в районі Тилігульського лиману (ГМС «порт-Южний») за період з 1976 по 2012 рр.

4 ГІДРОДИНАМІЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ПРОСТОРОВО-ЧАСОВОЇ МІНЛИВОСТІ ГІДРОЛОГІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ З УРАХУВАННЯМ ВОДООБМІНУ З МОРЕМ

При розрахунках мінливості солоності води в лимані з використанням описаної в попередньому розділі моделі водно-сольового балансу не враховується вплив на водообмін лиману з морем через з’єднувальний канал короткоперіодних (протягом декількох діб) згінно - нагінних коливань рівня води в лимані та морі. Коректно врахувати їх вплив можливо лише при вирішенні задачі чисельного математичного моделювання гідродинамічних процесів в лимані.

В роботах [109-111] було показано, що при сучасній глибині з'єднувального каналу надходження морських вод через канал «лиман-море» недостатньо для компенсації дефіциту прісного балансу лиману. Рівень води в лимані не досягає відмітки рівня моря в період функціонування каналу. Окрім того, при сучасному режимі експлуатації та морфометрічних характеристиках з'єднувального каналу в період його функціонування домінує односпрямований (з моря в лиман) водообмін з морем, не забезпечується витікання води з лиману (разом з біогенними речовинами та солями, які містяться в ній) в море в значущих об’ємах, тобто відсутня "промивка" лиману. В результаті, протягом багатьох років відбувається акумуляція в лимані солей та біогенних елементів.

Для запобігання цьому розроблено проект реконструкції з’єднувального каналу, який передбачає поглиблення його до 2 м і забезпечення безперервного протягом року функціонування [111]. У разі реалізації проекту значно зросте роль згінно-нагінних коливань рівня води в лимані і морі у забезпеченні різноспрямованого водообміну через канал, який сприятиме частковому виведенню з лиману накопичених запасів солей і сполук біогенних елементів.

Інші переваги застосування чисельних 3-D гідродинамічних моделей, у порівнянні з моделлю водно-сольового балансу лиману, полягають у можливості відтворення просторової мінливості гідрологічних характеристик на акваторії лиману, зокрема, вертикальної термогалинної структури, яка значно впливає інтенсивність вертикального газо- і масообміну між поверхневим та придонним шарами води. Однак, через обчислювальні труднощі, використовувати чисельні гідротермодинамічні моделі на часових масштабах більше річного циклу проблематично. Тому, у подальшому, моделювання з використанням 3-D гідродинамічних моделей планується

виконувати лише для моделювання річного циклу мінливості гідрологічних характеристик вод лиману за гідрометеорологічних умов типових років різних кліматичних періодів XXI ст.

У даному розділі розглядаються результати моделювання просторово-часової мінливості рівня, температури та солоності води в Тилігульському лимані, отримані з використанням тривимірної гідродинамічної моделі Delft3D-FLOW [112,113].

4.1 Опис гідротермодинамічної моделі

Модель Delft3D-FLOW базується на чисельному рішенні рівняння Нав'є-Стокса для нестисливої рідини на мілкій воді в наближенні Бусінеска. Система диференціальних прогностичних рівнянь моделі складається з рівнянь руху у горизонтальній площині, рівняння нерозривності, рівнянь переносу тепла та солей з двупараметричною *k*-*ε*-моделлю турбулентності, що замикає ці рівняння. Вертикальні компоненти векторів швидкості течій розраховуються через рівняння нерозривності. Для рівняння швидкості вертикального руху приймається гідростатичне наближення. Рівняння стану морської води визначається формулою ЮНЕСКО [114].

Вітрова напруга тертя на вільній поверхні $\vec{\tau}_s = (\tau_{sx}, \tau_{sy})$, визначається як:

$$|\vec{\tau}_s| = \rho_a c_d U_{10}^2, \tag{4.1}$$

де ρ_a – густина повітря;

$\vec{U}_{10} = (U_x, U_y)$ – швидкість вітру на висоті 10 м;

c_d – коефіцієнт поверхневого вітрового тертя, який задавався у відповідності до наступного відношення [115]:

$$c_d(U_{10}) = \begin{cases} c_d^A, & U_{10} < U_{10}^A \\ c_d^A + \dfrac{c_d^B - c_d^A}{U_{10}^B - U_{10}^A}\left(U_{10} - U_{10}^A\right), & U_{10}^A \le U_{10} \le U_{10}^B, \\ c_d^B, & U_{10} \ge U_{10}^B \end{cases} \tag{4.2}$$

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.

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:

$$\vec{\tau}_b = \frac{g\,\rho_0\,\vec{u}_b\,|\vec{u}_b|}{c_{3D}^2}, \tag{4.3}$$

де g = 9,81 м/с^2 – прискорення вільного падіння;

ρ_0 – початкова густина води;

c_{3D} – тривимірний коефіцієнт донного тертя Шезі, який розраховується за формулою:

$$c_{3D} = \frac{\sqrt{g}}{\kappa} \ln\left(1 + \frac{\Delta z_b}{2 z_0}\right), \tag{4.4}$$

де $\kappa \approx 0{,}41$ – стала фон Кармана;

Δz_b – відстань від дна до точки, в якій визначається коефіцієнт;

z_0 – параметр шорсткості дна.

При виконанні модельних розрахунків параметр шорсткості дна z_0 розраховувався через двовимірний коефіцієнт донного тертя Шезі c_{2D}, відповідно до наступного відношення:

$$z_0 = \frac{H}{e^{1+\frac{\kappa\, c_{2D}}{\sqrt{g}}} - e}, \tag{4.5}$$

де H – повна локальна глибина;

c_{2D} – двовимірний коефіцієнт Шезі, який визначається рівнянням Маннінга:

$$c_{2D} = \frac{\sqrt[6]{H}}{n}, \tag{4.6}$$

де n – коефіцієнт Маннінга.

Напруги Рейнольдса моделюються з використанням концепції турбулентної в'язкості. Вертикальна турбулентна в'язкість розраховується на основі k-ε моделі [116], в якій вирішується система двох нелінійних дифузійних рівнянь – для масової густини турбулентної енергії k та швидкості дисипації турбулентної енергії ε. Коефіцієнти турбулентної в'язкості в горизонтальному (ν_H) та вертикальному напрямах (ν_V) визначаються наступним чином:

$$\nu_H = \nu_{3D} + \nu_H^{back}, \tag{4.7}$$

$$\nu_V = \nu_{mol} + \max\left(\nu_{3D}, \nu_V^{back}\right), \tag{4.8}$$

де ν_{3D} – в'язкість, що розраховується в k-ε моделі;

ν_H^{back}, ν_V^{back} – порогові значення коефіцієнтів турбулентної в'язкості в горизонтальному та вертикальному напрямах відповідно;

ν_{mol} – коефіцієнт молекулярної в'язкості.

Перенос речовин та тепла у 3-D системі координат моделюється через рівняння адвекції-дифузії, до якого включені члени джерел-стоків тепла та солей. Коефіцієнти горизонтальної та вертикальної дифузії визначаються як:

$$D_H = D_{3D} + D_H^{back}, \tag{4.9}$$

$$D_V = \frac{\nu_{mol}}{\sigma_{mol}} + \max\left(D_{3D}, D_V^{back}\right), \tag{4.10}$$

де

$$D_{3D} = \max\left(D_{3D}, 0{,}2\, L_{oz}^2 \sqrt{-\frac{g}{\rho}\frac{\delta\rho}{\delta z}}\right), \tag{4.11}$$

де D_{3D} – дифузія, що розраховується в k-ε моделі;

D_H^{back}, D_V^{back} – порогові значення коефіцієнтів дифузії в горизонтальному та вертикальному напрямах, відповідно;

L_{oz} – масштаб довжини Озмідова;

σ_{mol} – число Прандтля-Шмідта для молекулярного перемішування;

z – глибина.

Порогові значення коефіцієнтів горизонтальної турбулентної в'язкості та дифузії визначались за допомогою «закону чотирьох третин», встановленого Річардсоном (1926), з урахуванням горизонтального шагу розрахункової сітки:

$$\nu_H^{back}, D_H^{back} = \gamma\, \Delta^{4/3}, \tag{4.12}$$

де: Δ – горизонтальний шаг розрахункової сітки; γ = 0,03 – безрозмірний емпіричний коефіцієнт [117].

Кінцево-різницева апроксимація рівнянь моделі виконується на криволінійній розрахунковій сітці типу С за класифікацією Аракави: скалярні величини задаються в центрах елементарних розрахункових осередків, а нормальні компоненти швидкості – на їх відповідних гранях. Часовий шаг рішення рівнянь обмежується умовою стабільності Куранта-Фрідріхса-Леві.

Випаровування з водної поверхні та теплообмін з атмосферою розраховується в моделі з використанням напівемпіричних формул [118,119]. Ступінь прозорості води, яка впливає на розрахунок поглинання короткохвильової радіації у водному стовпі, задається в моделі як константа.

4.2 Умови модельних розрахунків

Для дискретизації гідродинамічних рівнянь в 3-D просторі використовувалась структурована ортогональна криволінійна система координат (ξ, η) в горизонтальній площині та прямолінійна Z-система координат – по вертикалі. Акваторія лиману покривалась спеціально генерованою криволінійною розрахунковою сіткою, яка складається з 48×226 розрахункових осередків в горизонтальній площині (рис. 4.1а). Розміри осередків сітки плавно змінюються в межах 150-450 м уздовж поздовжньої осі лиману та 120-300 м – у поперечному напрямку. В області з'єднувального каналу, де потрібна більша деталізація, розрахункові осередки мають середні

розміри 10×20 м (рис. 4.1а). По вертикалі задавались 40 розрахункових рівнів у прямолінійній *Z*-системі координат з різною товщиною шарів – від 0,2 до 1 м. Глибини в лимані, приведені до позначки рівня води мінус 0,4 м БС, задавались на основі даних промірних робіт, виконаних фахівцями Одеського державного екологічного університету восени 2010 та 2012 рр. (рис. 4.1в) [6].

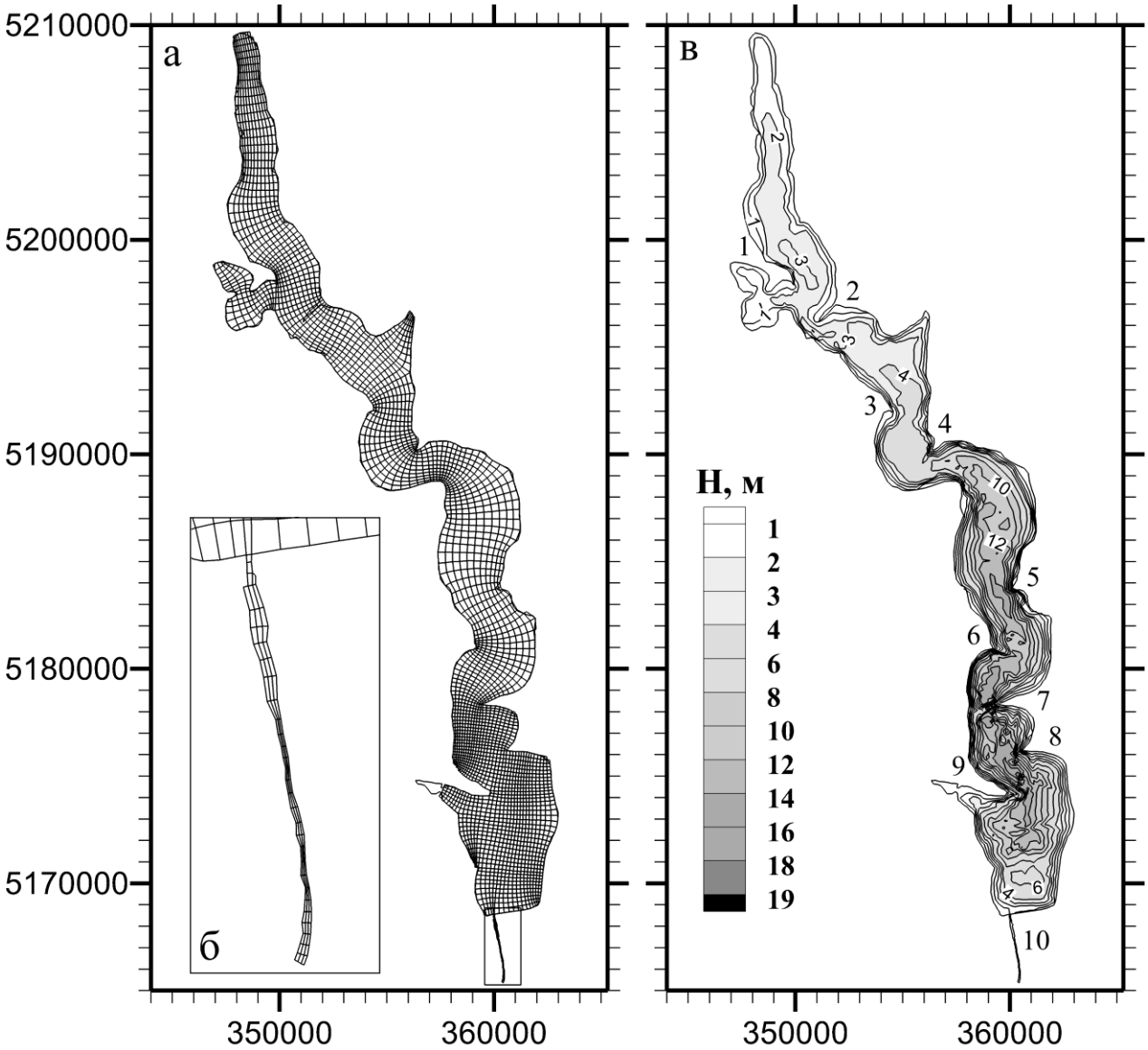


Рисунок 4.1 – Криволінійна розрахункова сітка акваторії Тилігульського лиману, що використовувалась при моделюванні (а, б). Карта глибин акваторії Тилігульського лиману, м БС, при відмітці рівня води мінус 0,4 м БС (в).

Тут і далі до кінця розділу: на осях координат – відмітки сітки Універсальної поперечної проекції Меркатора (Universal Transverse Mercator – UTM) з кроком 1000 м, зона 36N.

Цифрами позначені: 1 – коса Стрілка; 2 – Калинівська коса; 3 – Широкінська коса; 4 - Кордонська коса; 5 – Анатоліївська коса; 6 – Ранжева коса; 7 – Чілова коса; 8 - Червоноукраїнська коса; 9 – Любопільська коса; 10 – з’єднувальний канал «лиман-море»

4.3 Постановка задачі та вхідні дані для моделювання

З метою калібрування та верифікації гідротермодинамічної моделі було проведено моделювання динаміки та термогалинної структури вод Тилігульського лиману для двох різних відрізків часу: 1) з кінця березня по кінець серпня 2010 р.; 2) з початку травня по кінець серпня 2012 р. Вертикальна термогалинна структура вод лиману в зазначені періоди була істотно різною [120]: у травні-серпні 2010 р. спостерігався різкий термоклин, а у 2012 р. його руйнування відбулось вже у червні.

Розрахункова область Тилігульського лиману має дві відкриті горизонтальні границі (типу «вода-вода») на північній та південній кінцевих частинах лиману: у місці впадіння в лиман р. Тилігул та на кінці каналу, який з'єднує лиман з морем, зі сторони моря. На північній відкритій границі розрахункової сітки задавались витрати води р. Тилігул, а також їх солоність та температура, за даними спостережень на водпосту «Березівка», що розташований в 15 км від верхів'я лиману. Для завдання граничних умов на відкритій морський границі з'єднувального каналу «лиман-море» використовувались дані систематичних спостережень за коливаннями рівня моря, температурою та солоністю морської води (з дискретністю 6 годин), виконані на морський гідрометеорологічній станції (ГМС) «Порт Южний», яка розташована на віддаленні ≈ 10 км від південної межі Тилігульського лиману.

На верхній (вертикальній) межі розрахункової області задавались: часова мінливість напряму та швидкості вітру, температури повітря, кількості атмосферних опадів 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» [121], яка розташована на віддаленні ≈ 20 км від північної частини лиману у північно-західному напрямку. Випаровування з водної поверхні розраховувалось в самій моделі.

Початкові умови для проведення модельних розрахунків задавались на підставі даних спостережень за мінливістю термогалинної структури вод та рівня води у 2010 та 2012 рр., виконаних фахівцями Інституту морської біології (ІМБ) НАН України на акваторії Тилігульського лиману. Розподіл температури та солоності води в початковий момент часу у 2010 році задавався неоднорідним у горизонтальній та вертикальній площині, а у 2012 р. –

однорідним по горизонталі та неоднорідним по вертикалі. Початкова відмітка рівня води в лимані приймалась рівною мінус 0,2 м БС у 2010 р. та мінус 0,28 м БС – у 2012 р., згідно з даними спостережень. Часовий шаг рішення рівнянь моделі приймався рівним 30 с.

Оскільки моніторинг течій в лимані не проводився, то для калібрування та верифікації гідротермодинамічної моделі використовувались дані польових спостережень ІМБ за мінливістю термогалинної структури та рівня води у Тилігульському лимані.

Період функціонування з'єднувального каналу «лиман-море» при моделюванні складав, відповідно до даних спостережень: у 2010 році – з 27 березня по 31 серпня; у 2012 році – з 18 травня по 30 липня.

4.4 Калібрування та верифікація моделі

В ході чисельних експериментів з моделлю був визначений ряд найбільш значущих коефіцієнтів, що регулюють ступінь збурюючого впливу на модельовану мінливість вертикальної термогалинної структури вод (табл. 4.1).

На мінливість модельованої 3-D-термогалинної структури вод найбільш впливає пороговий коефіцієнт вертикальної турбулентної в'язкості ν_V^{back}, значення якого додається до вертикальної турбулентної в'язкості, що розраховується в k-ε моделі. Підвищення значення даного коефіцієнту необхідне для зменшення числових осциляцій, викликаних застосуванням граничних умов на латеральних границях моделі, процесами випаровування, осушення-затоплення розрахункових осередків, дією вітру та ін. [110].

Коефіцієнт поверхневого тертя c_d визначає інтенсивність вітрової напруги тертя на верхній межі моделі та переважно впливає на швидкість горизонтальної течії у поверхневому шарі вод. Крім того, цей параметр також обумовлює ступінь впливу вітру на теплові втрати водою внаслідок випаровування та при контактному теплообміні з атмосферою і, таким чином, на мінливість температури води.

Масштаб довжини Озмідова L_{oz} також характеризується значним впливом на мінливість вертикального профілю термогалинної структури вод лиману. Цей параметр визначає інтенсивність турбулентного перемішування, викликаного нестійкістю внутрішніх хвиль у товщі води. Зниження значення

Таблиця 4.1 – Значення основних коефіцієнтів моделі, визначені під час калібрування

№ п/п	Назва параметру	Досліджений діапазон	Значення, що використовувалось	Дже-рело
1	**2**	**3**	**4**	**5**
1.	Кількість розрахункових рівнів по вертикалі	26 – 46	40	[113]
2.	Глибина за диском Секкі, м	0,5 – 4	3	[6]
3.	Коефіцієнт поверхневого вітрового тертя, c_d	0,0008 – 0,0025	0,001255 – при $U_{10} \leq 7$ м/с, 0,002425 – при U_{10} = 25 м/с	[113, 115]
4.	Коефіцієнт Маннінга *n*, $м^{-1/3}с$	0,01 – 0,09	0,081 – в області сполучного каналу; 0,018 – на іншій акваторії	[122]
5.	Пороговий коефіцієнт горизонтальної турбулентної в'язкості, ν_H^{back}, $м^2/с$	1 – 10	1	[113, 117]
6.	Пороговий коефіцієнт горизонтальної турбулентної дифузії, D_H^{back}, $м^2/с$	1 – 10	1	[113, 117]
7.	Пороговий коефіцієнт вертикальної турбулентної в'язкості, ν_V^{back}, $м^2/с$	0 – 0,001	0,00005	[113]
8.	Пороговий коефіцієнт вертикальної турбулентної дифузії, D_V^{back}, $м^2/с$	0 – 0,001	0	[113]
9.	Масштаб довжини Озмідова, L_{oz}, м	0 – 0,05	0	[113, 123]
10.	Число Дальтона, c_e	0,0012 – 0,0025	0,0012	[124]
11.	Число Стентона, c_h	0,001 – 0,0016	0,001	[124]

даного коефіцієнту призводить до зменшення вертикального перемішування скалярних величин (температури, солоності води) та відповідно до посилення термогалинної стратифікації вод. Результати калібрування свідчать, що модель адекватно відтворює умови стійкої термогалинної стратифікації вод лиману в теплий період 2010 р. та руйнування стратифікації у 2012 р. при значенні масштабу довжини Озмідова, рівному нулю.

Порогові коефіцієнти горизонтальної та вертикальної турбулентної в'язкості і дифузії, що визначають інтенсивність турбулентного перемішування на підсітковому рівні, впливають переважно на розподіл ізотах горизонтальної швидкості течії на акваторії лиману та незначно впливають на мінливість горизонтальної термогалинної структури вод.

Число Стентона c_h – коефіцієнт тепловіддачі, який регулює інтенсивність втрат тепла поверхневого шару вод лиману при контактному теплообміні з атмосферою. Число Дальтона c_e – коефіцієнт тепловіддачі, який регулює інтенсивність втрат тепла водою при випаровуванні.

4.5 Обговорення результатів калібрування та верифікації моделі

Інтегральним показником правильності врахування в моделі процесів, які формують водний баланс лиману (випаровування з водної поверхні, інтенсивність водообміну з морем через канал), є мінливість рівня води в лимані. З рис. 4.2-4.5 випливає, що модельні результати задовільно узгоджуються з результатами епізодичних спостережень за рівнем води в лимані та витратами води у з'єднувальному каналі.

На рис. 4.6-4.7 представлені результати моделювання часової мінливості вертикального розподілу температури води в центральній глибокій частині Тилігульського лиману (на ділянці акваторії між Ранжевою та Чіловою косами) 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.

Протягом літніх місяців 2010 р. зберігається різкий сезонний термоклин на глибинах понад 7 м. Протягом розрахункового періоду відбувається

поступовий прогрів квазіоднорідного шару та опускання нижньої межі термоклину до дна (рис. 4.6а). Солоність придонних вод на 1,5-2,0 ‰ перевищувала солоність вод поверхневого шару (рис. 4.6б).

У 2012 р. значне ослаблення сезонного термоклину відбулося ще в травні (рис. 4.7). У червні температура води придонного шару підвищилась до 20,5 °С при температурі поверхневого шару 24-27 °С. Хоча і є певні (в межах декількох градусів) відхилення модельних та виміряних значень температури води в придонному шарі в окремі моменти часу, проте, на нашу думку, характер мінливості вертикальної термічної структури вод у 2012 р. відтворений моделлю правильно.

Порівняння модельних кривих вертикального розподілу температури та солоності води з даними польових спостережень у відповідні моменти часу (рис. 4.8-12) свідчить про їх задовільне узгодження.

Слід зазначити також добру відповідність часової мінливості температури і солоності води в поверхневому шарі лиману, отриманої при моделюванні та встановленої з даних спостережень (рис. 4.13-4.14). 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.

Аналіз результатів модельних розрахунків дозволив виявити й деякі особливості просторово-часової мінливості термогалинної структури вод в лимані. Слід відзначити значні коливання глибини залягання верхньої границі різкого термоклину 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. 4.15). Наприклад, при сильному південному вітрі швидкістю 10-12 м/с 16 травня 2010 р. (рис. 4.15а) на південному кордоні Чілової коси пікноклин опустився на глибину 11 м, у той час як на північному кордоні – піднявся до глибини 5 м.

У 2012 році, внаслідок інтенсивних вертикальних рухів води та вітрового перемішування, руйнування термоклину в центральній частині Тилигульського лиману відбулося вже всередині травня і у червні вертикальна термогалинна структура вод стала однорідною (рис. 4.15в,г).

При сильних північних вітрах в теплий період року в районі Чілової та Кордонської кіс можливий розвиток апвелінгу та підтік глибинних вод з

меншою температурою води та вмістом кисню до мілководної ділянки акваторії, розташованої північніше (рис. 4.16-17). 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. 4.18). При слабких вертикальних градієнтах температури води влітку (як, наприклад, у липні 2012 р.) можливе утворення шарів зі зниженою солоністю в її вертикальному профілі (рис. 4.19), що підтверджується даними спостережень [125].

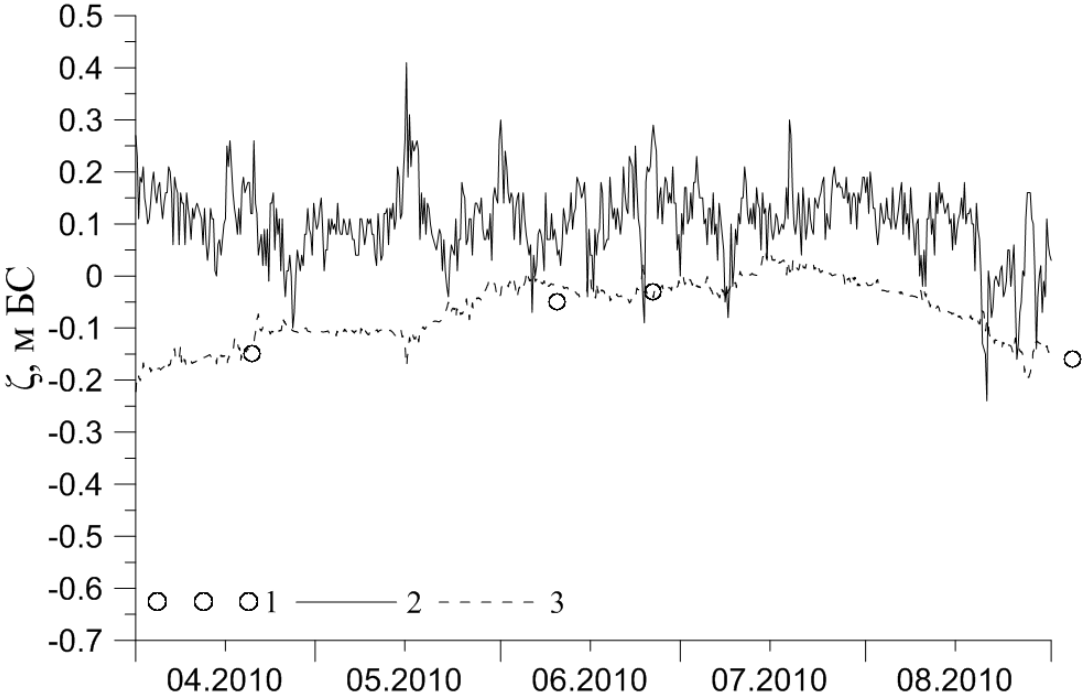


Рисунок 4.2 – Часова мінливість відміток рівня води, м БС, у 2010 році: за даними епізодичних спостережень в лимані (1); на відкритій морській границі каналу (гранична умова) (2); отримана при моделюванні в південній частині лиману (3).

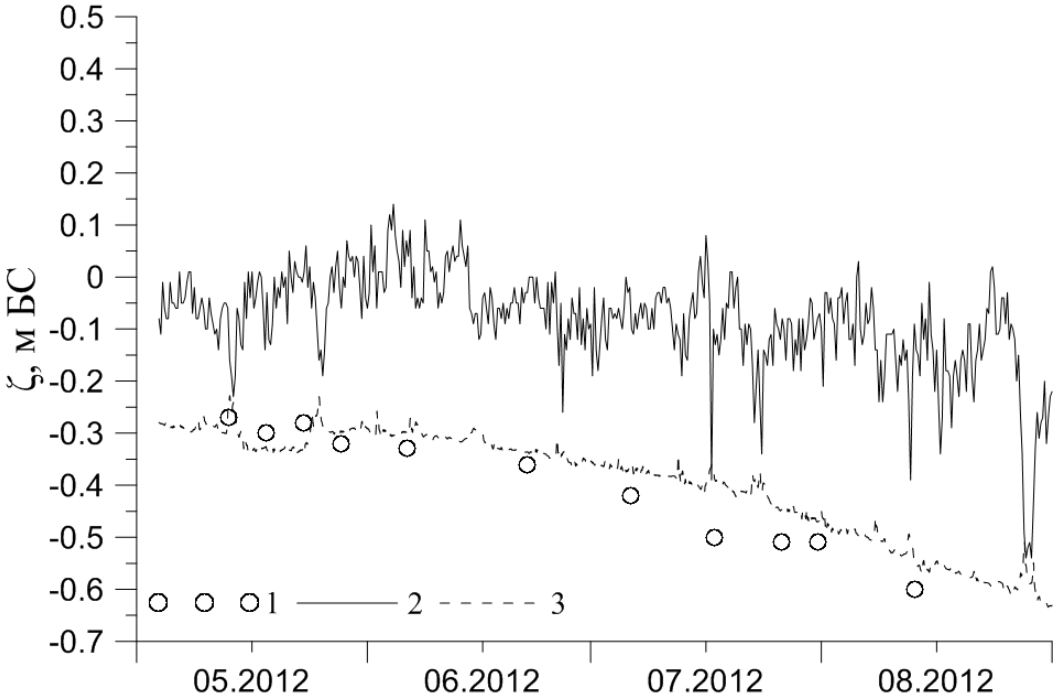


Рисунок 4.3 – Часова мінливість відміток рівня води, м БС, у 2012 році: за даними епізодичних спостережень в лимані (1); на відкритій морській границі каналу (гранична умова) (2); отримана при моделюванні в південній частині лиману (3).

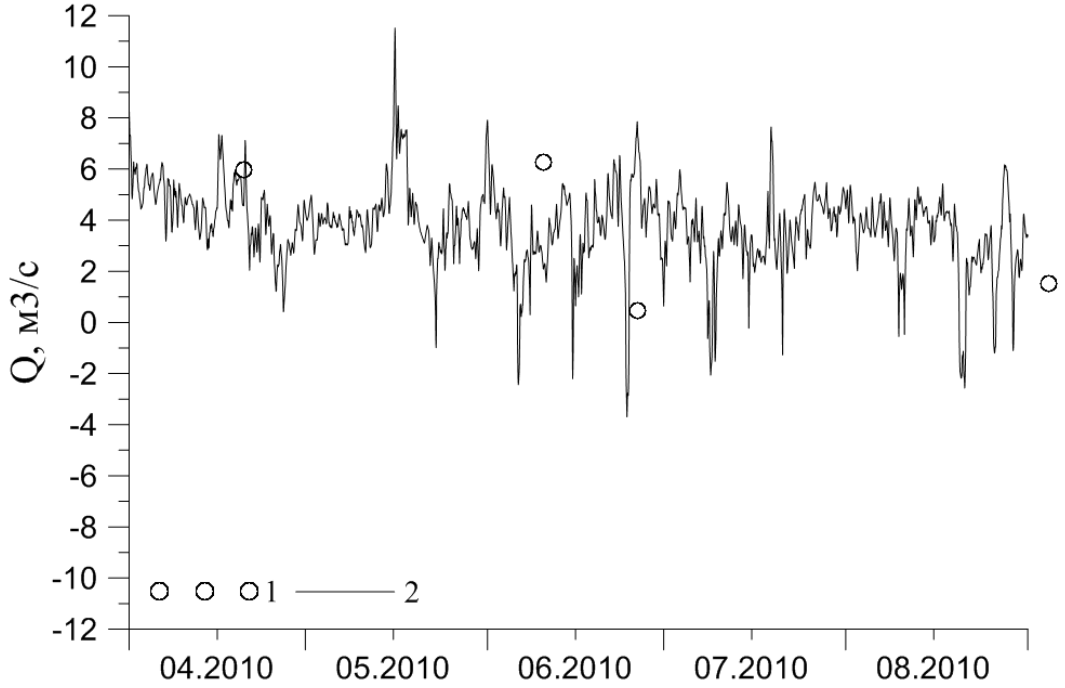


Рисунок 4.4 – Часова мінливість витрат води, м^3/с, в з’єднувальному каналі (біля виходу в лиман) у 2010 році: за даними епізодичних спостережень в лимані (1) та отримана при моделюванні (2).

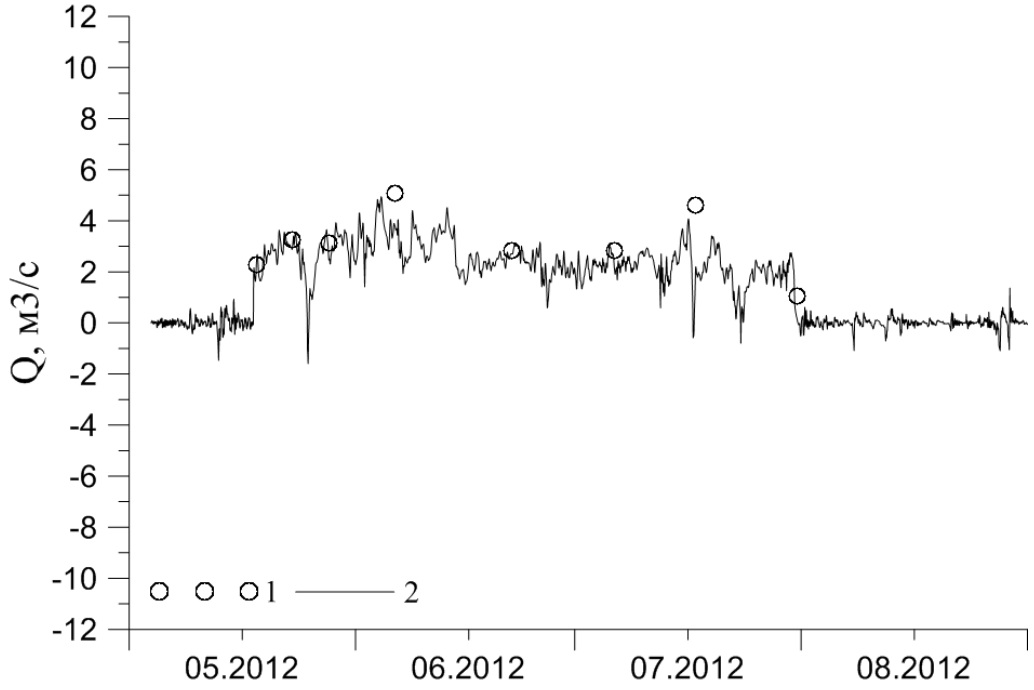


Рисунок 4.5 – Часова мінливість витрат води, м^3/с, в з’єднувальному каналі (біля виходу в лиман) у 2012 році: за даними епізодичних спостережень в лимані (1) та отримана при моделюванні (2).

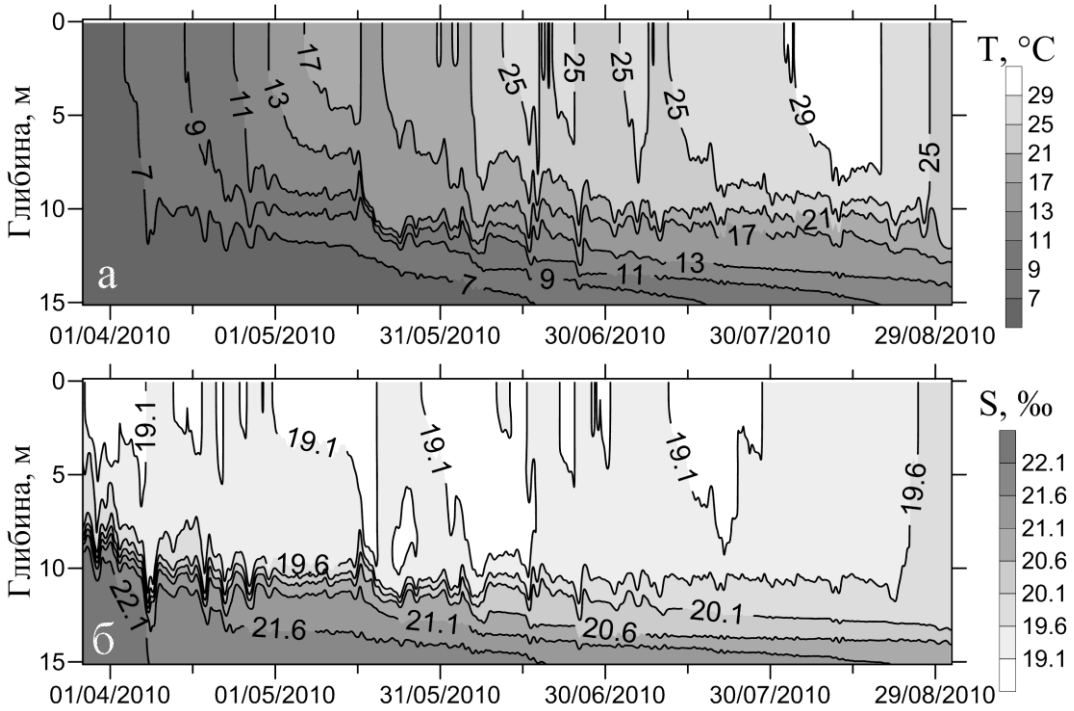


Рисунок 4.6 – Отримана при моделюванні часова мінливість вертикального розподілу температури, ºС, (а) та солоності, ‰, (б) вод Тилігульского лиману (на ділянці акваторії між Ранжевою та Чіловою косами) у квітні-серпні 2010 року.

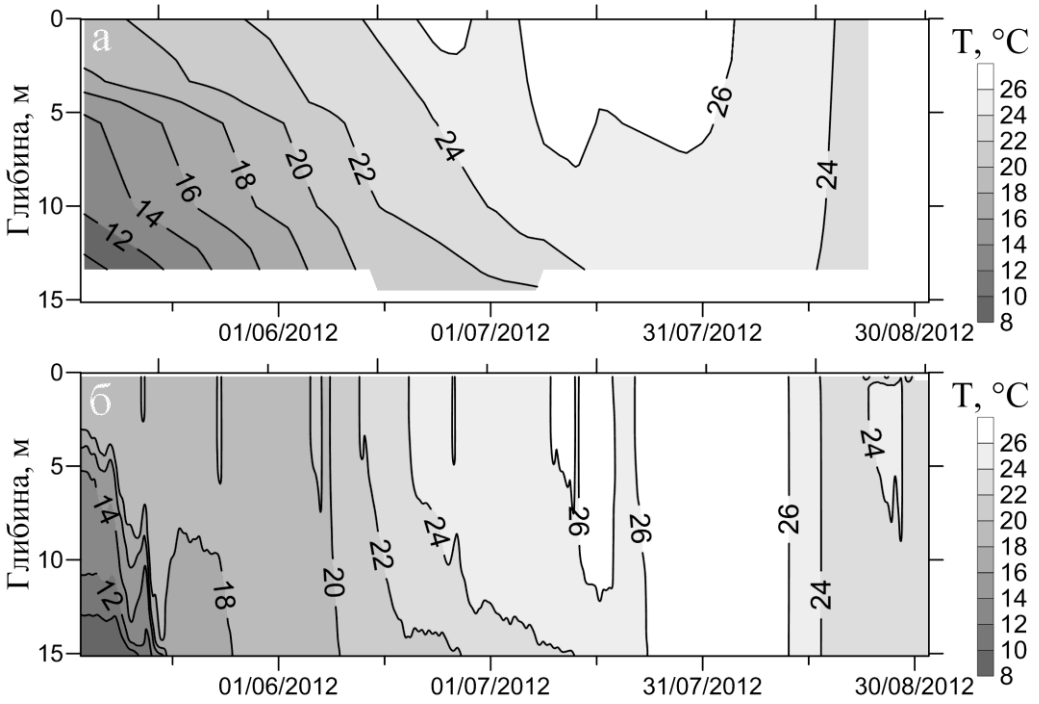


Рисунок 4.7 – Часова мінливість вертикального розподілу температури, ºС, вод Тилігульского лиману (на ділянці акваторії між Ранжевою та Чіловою косами) в травні-серпні 2012 року: за даними епізодичних натурних спостережень (а); отримана при моделюванні (б).

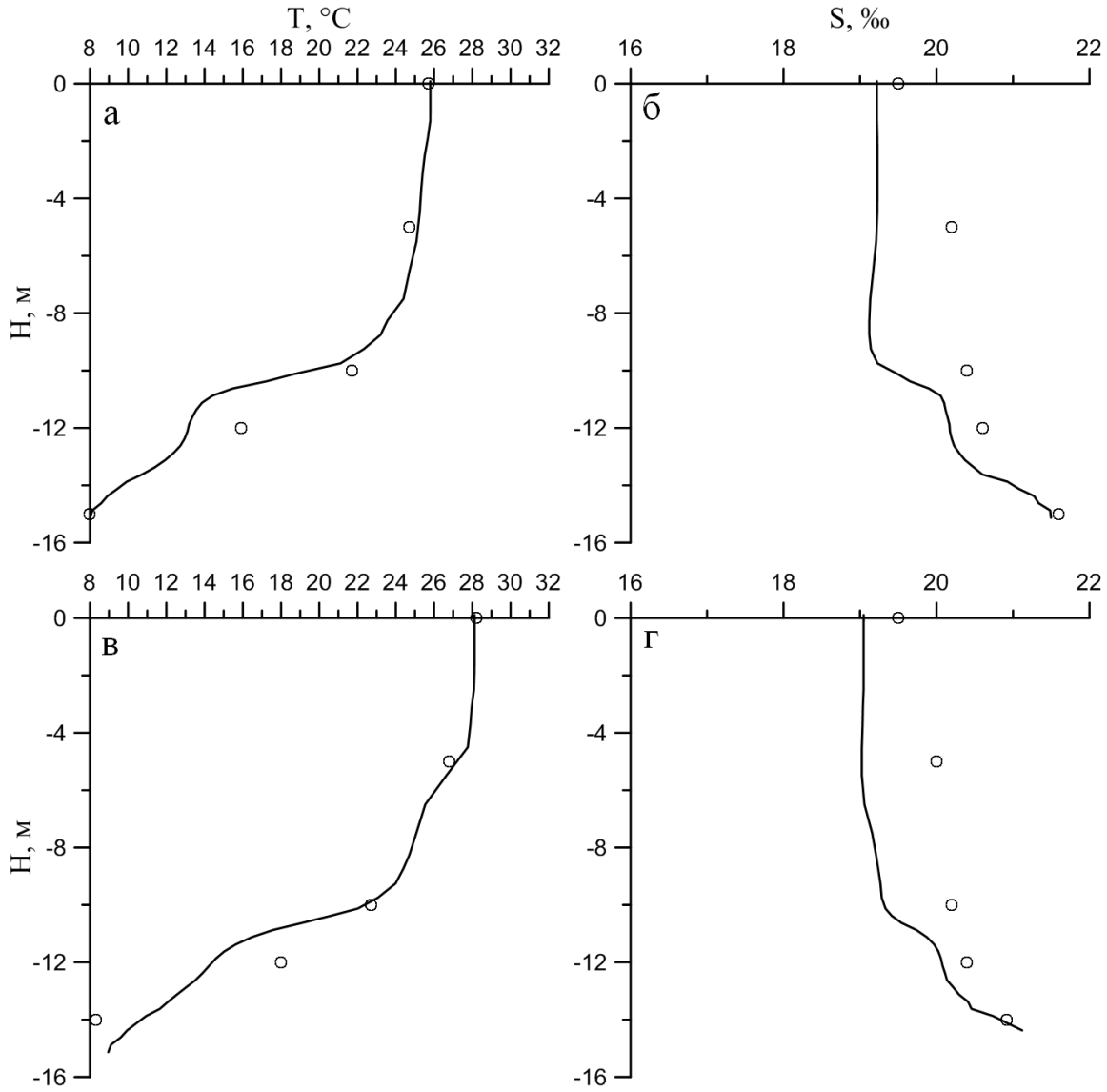


Рисунок 4.8 – Вертикальний розподіл температури, ºС, та солоності води, ‰, отриманий в моделі (криві) та за даними натурних спостережень (точки) в центральній частині Тилігульского лиману (рейд між Ранжевою та Чіловою косами) у липні 2010 р.: а, б – 04.07.2010 р.; в, г – 18.07.2010 р.

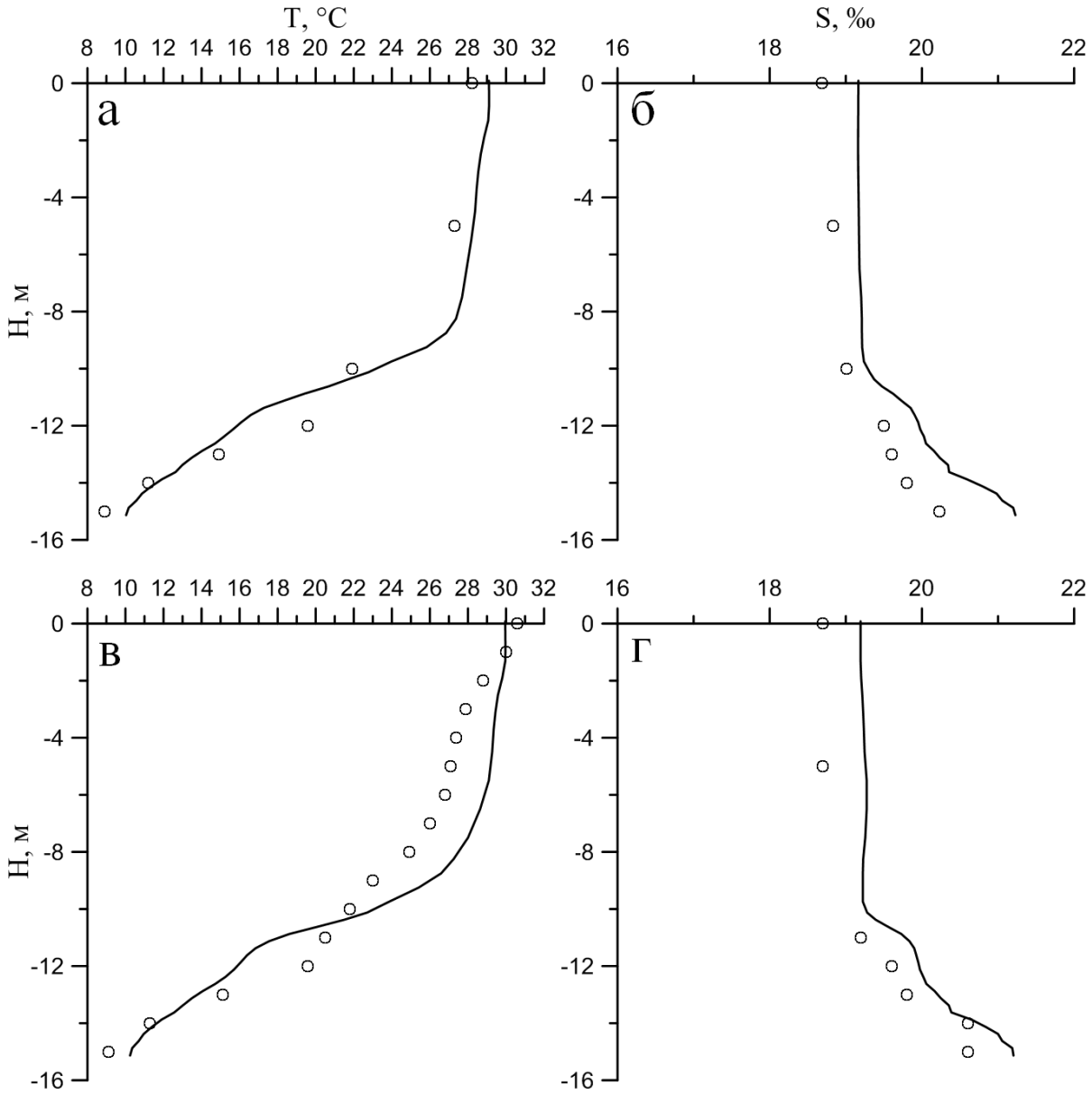


Рисунок 4.9 – Вертикальний розподіл температури, ºС, та солоності води, ‰, отриманий в моделі (криві) та за даними натурных спостережень (точки) в центральній частині Тилігульского лиману (рейд між Ранжевою та Чіловою косами) в серпні 2010 р.: а, б – 01.08.2010 р.; в, г – 05.08.2010 р.

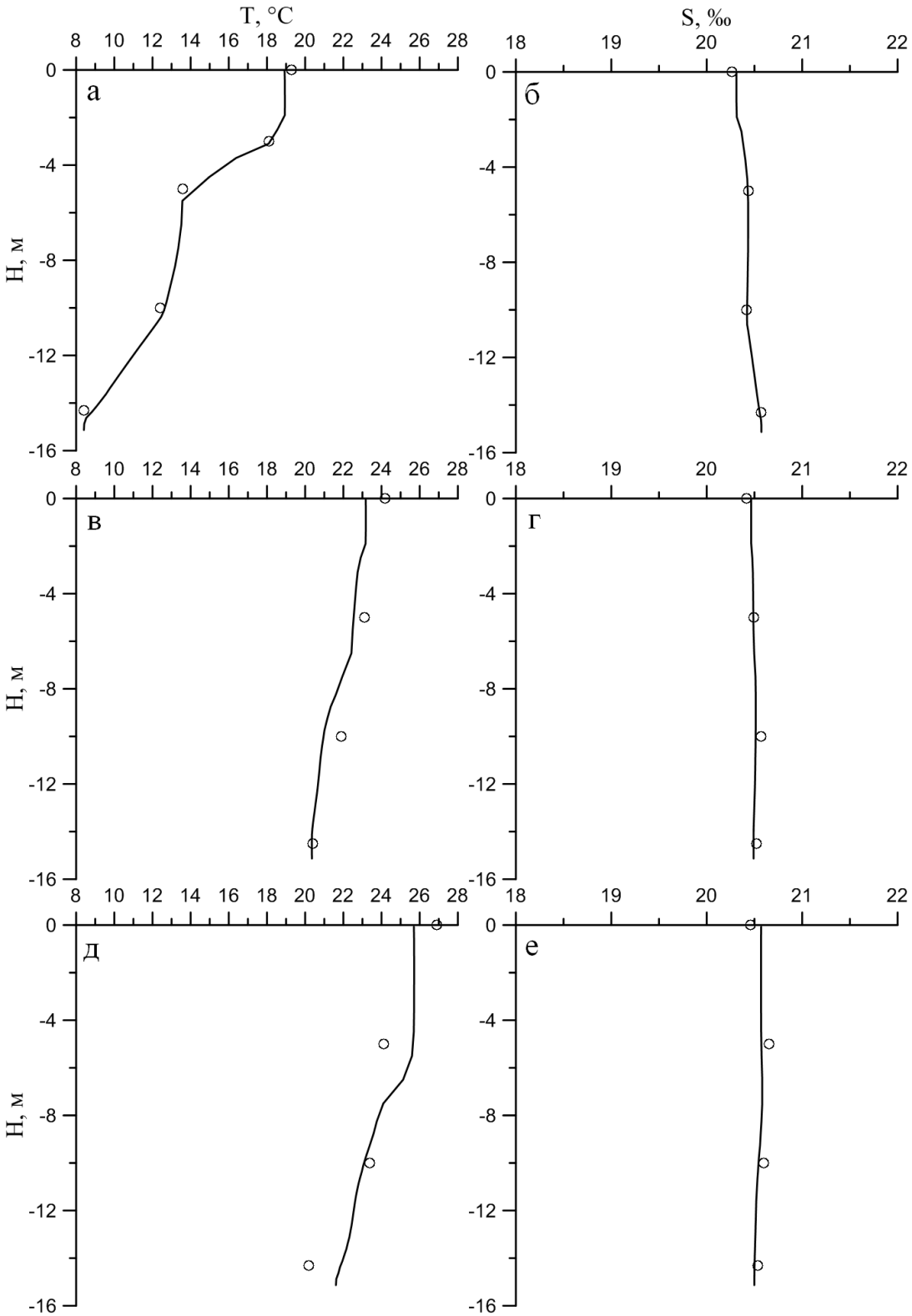


Рисунок 4.10 – Вертикальний розподіл температури, ºС, та солоності води, ‰, отриманий в моделі (криві) та за даними натурных спостережень (точки) в центральній частині Тилігульского лиману (рейд між Ранжевою та Чіловою косами) в травні-червні 2012 р.: а, б – 04.05.2012 р.; в, г – 14.06.2012 р.; д, е – 23.06.2012 р.

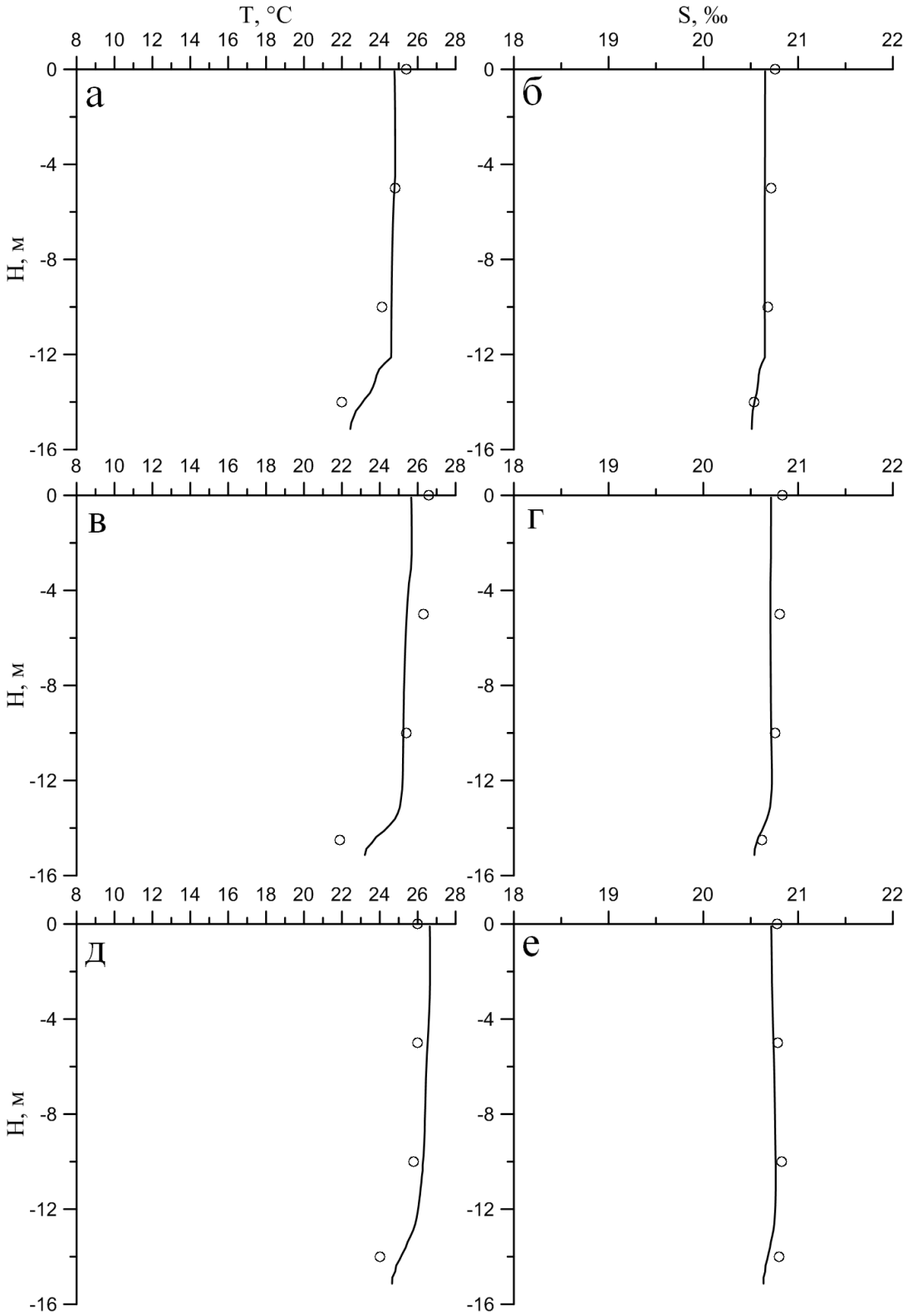


Рисунок 4.11 – Вертикальний розподіл температури, ºС, та солоності води, ‰, отриманий в моделі (криві) та за даними натурных спостережень (точки) в центральній частині Тилігульского лиману (рейд між Ранжевою та Чіловою косами) у липні 2012 р.: а, б – 01.07.2012 р.; в, г – 08.07.2012 р.; д, е – 16.07.2012 р.

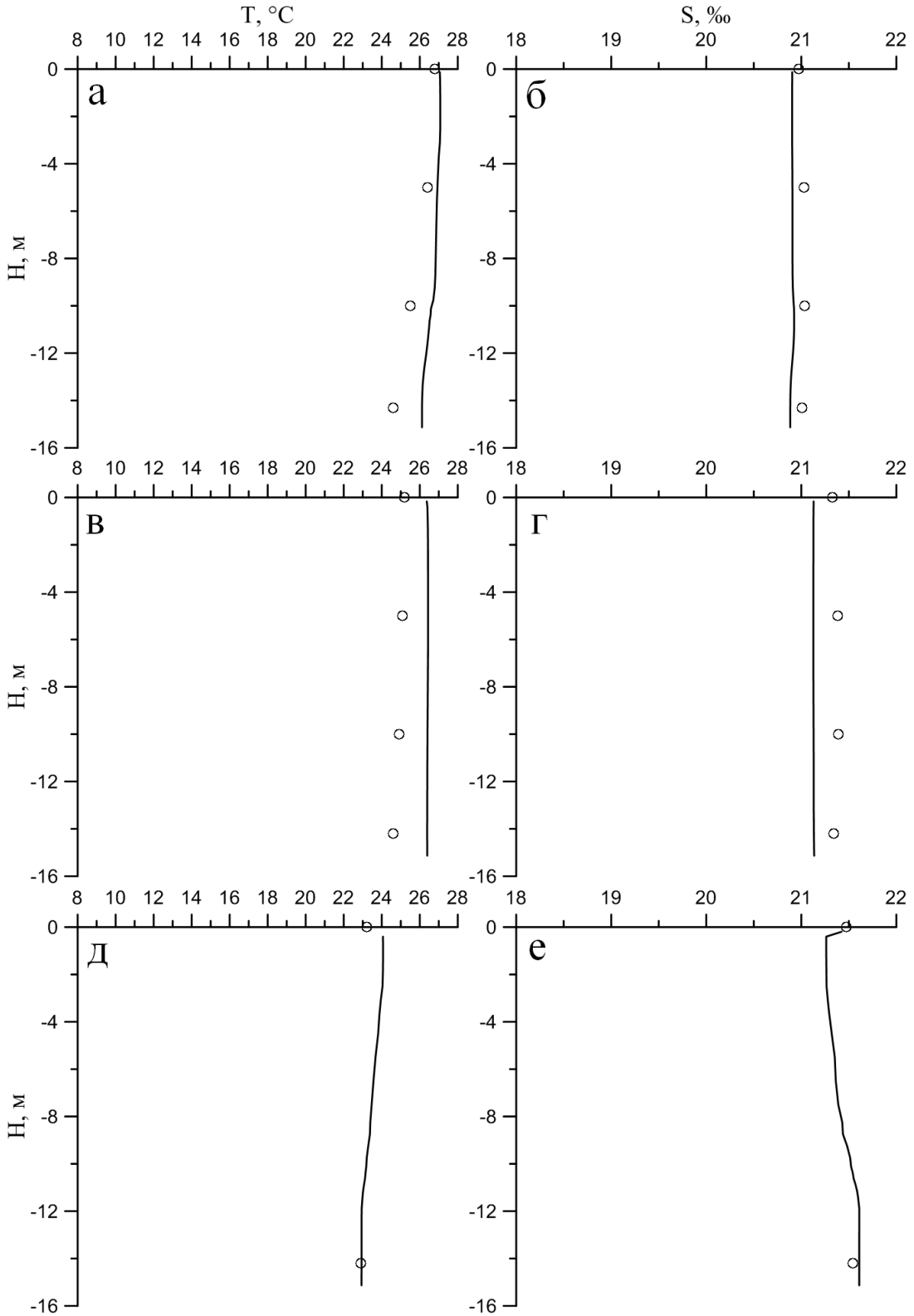


Рисунок 4.12 – Вертикальний розподіл температури, ºС, та солоності води, ‰, отриманий в моделі (криві) та за даними натурных спостережень (точки) в центральній частині Тилігульского лиману (рейд між Ранжевою та Чіловою косами) у липні-серпні 2012 р.: а, б – 28.07.2012 р.; в, г – 11.08.2012 р.; д, е – 23.08.2012 р.

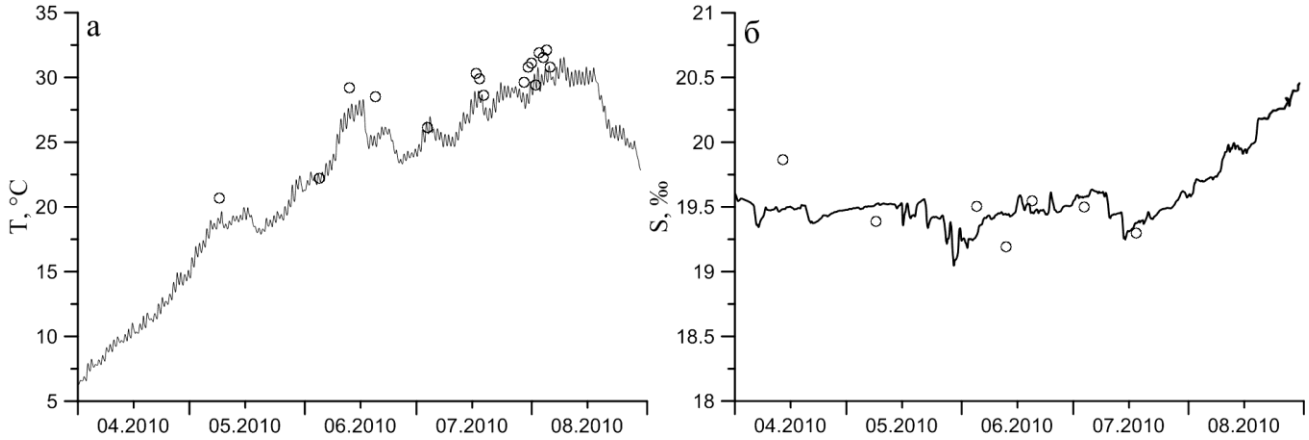


Рисунок 4.13 – Часова мінливість температури, ºС, (а) та солоності, ‰, (б) вод поверхневого слою води, отримана при моделюванні (криві) та за даними епізодичних спостережень (точки) на ділянці акваторії, що прилягає до с. Пшенянове у 2010 р.

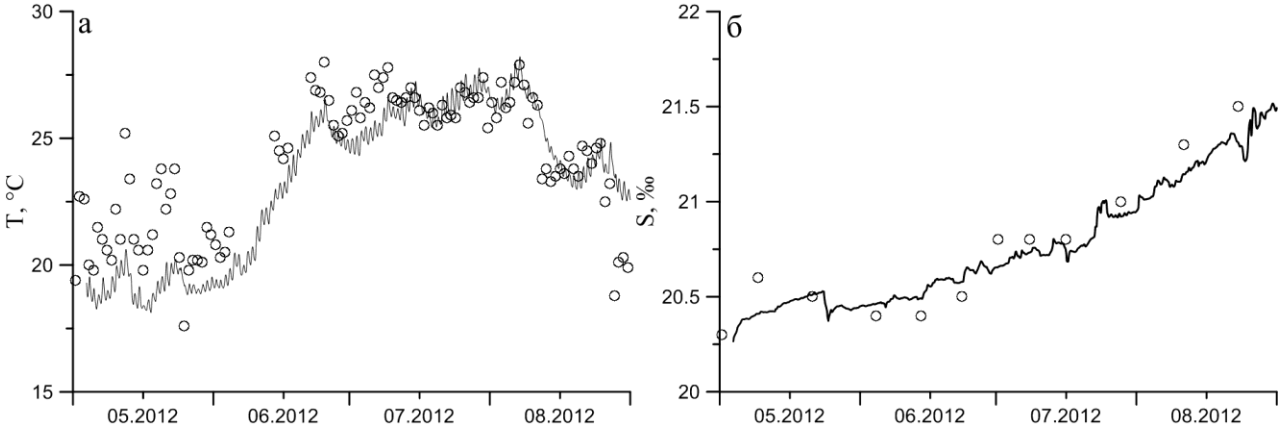


Рисунок 4.14 – Часова мінливість температури, ºС, (а) та солоності, ‰, (б) вод поверхневого слою води, отримана при моделюванні (криві) та за даними епізодичних спостережень (точки) на ділянці акваторії, що прилягає до с. Пшенянове у 2012 р.

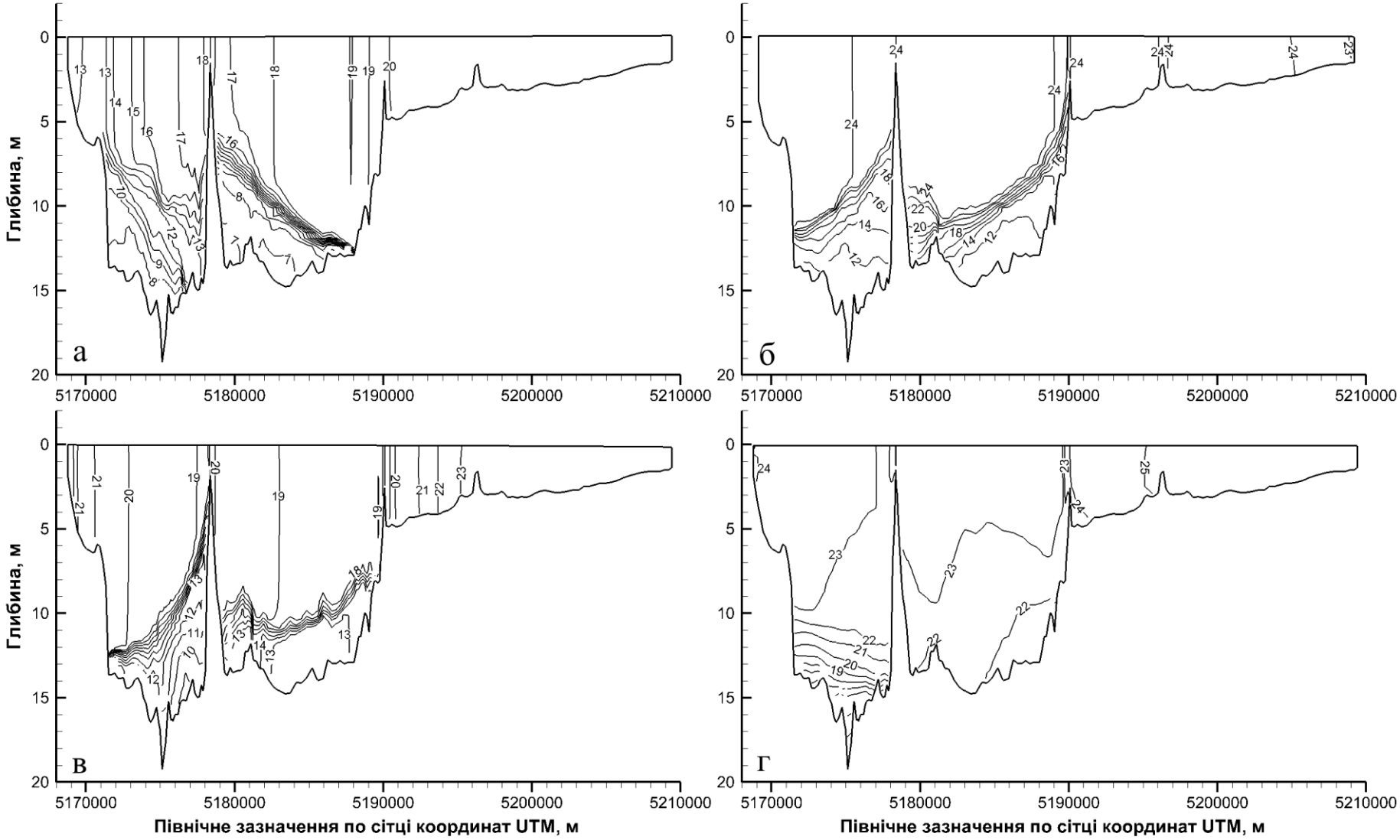


Рисунок 4.15 – Просторовий розподіл температури води, °С, на повздовжньому перерізі Тилигульського лиману, отриманий при моделюванні в різні моменти часу: а – 16.05.2010 р., б – 25.06.2010 р.; в – 13.05.2012 р.; г – 17.06.2012 р.

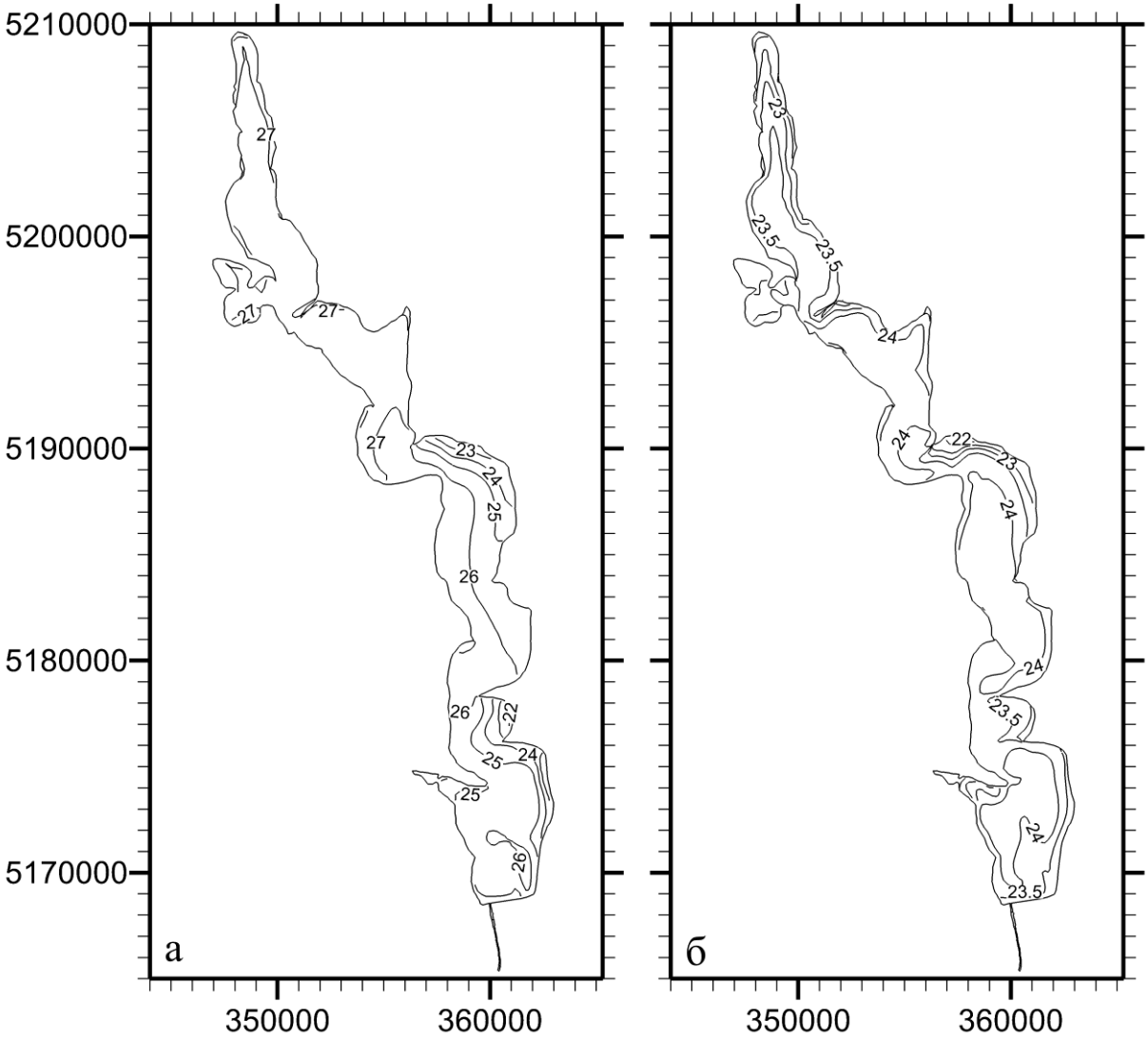


Рисунок 4.16 – Просторова мінливість температури води, °С, поверхневого слою вод лиману, отримана при моделюванні: а – 16.06.2010 р., б – 25.06.2010 р.

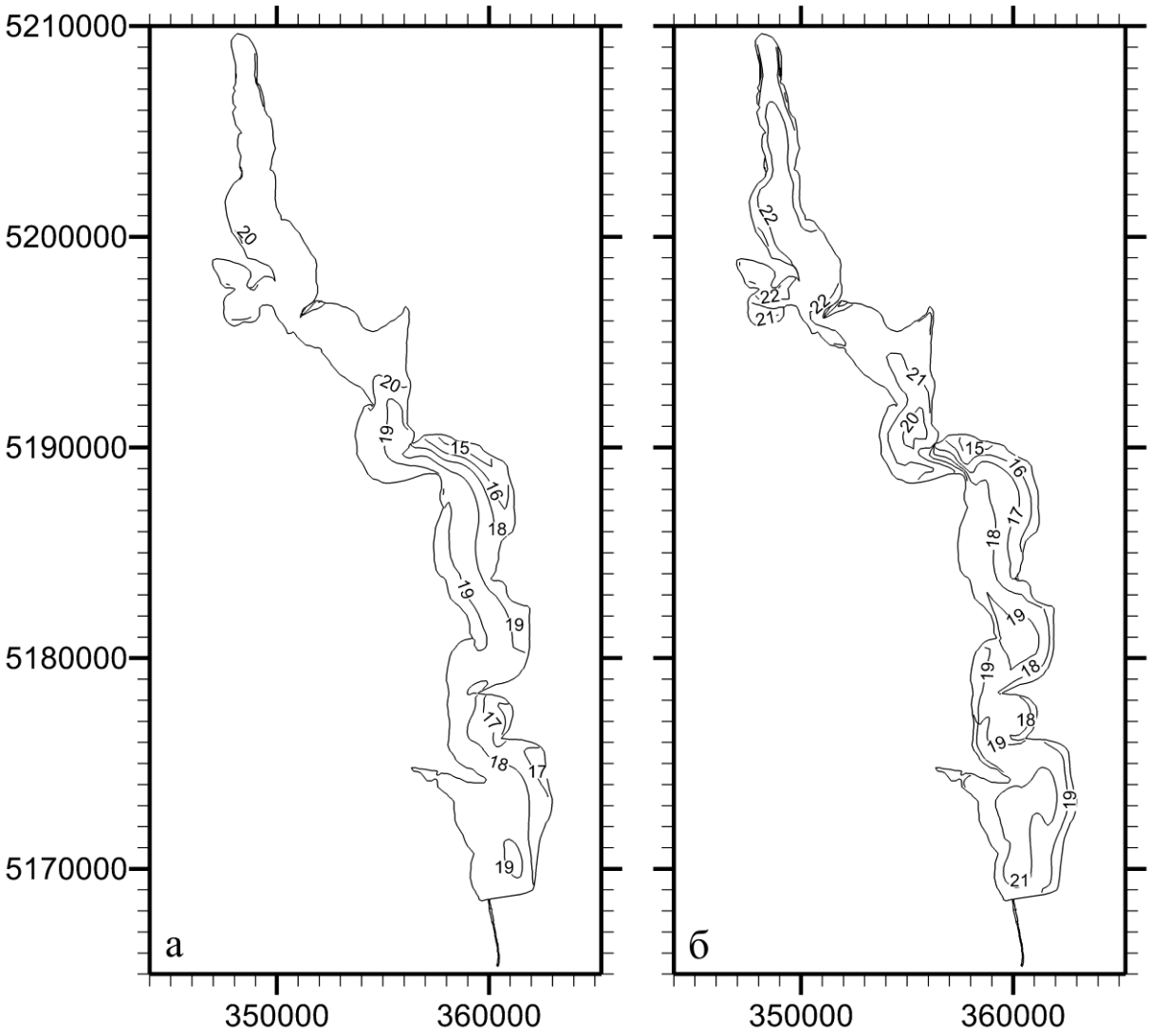


Рисунок 4.17 – Просторова мінливість температури води, °С, поверхневого слою вод лиману, отримана при моделюванні: а – 10.05.2012 р., б –14.05.2012 р.

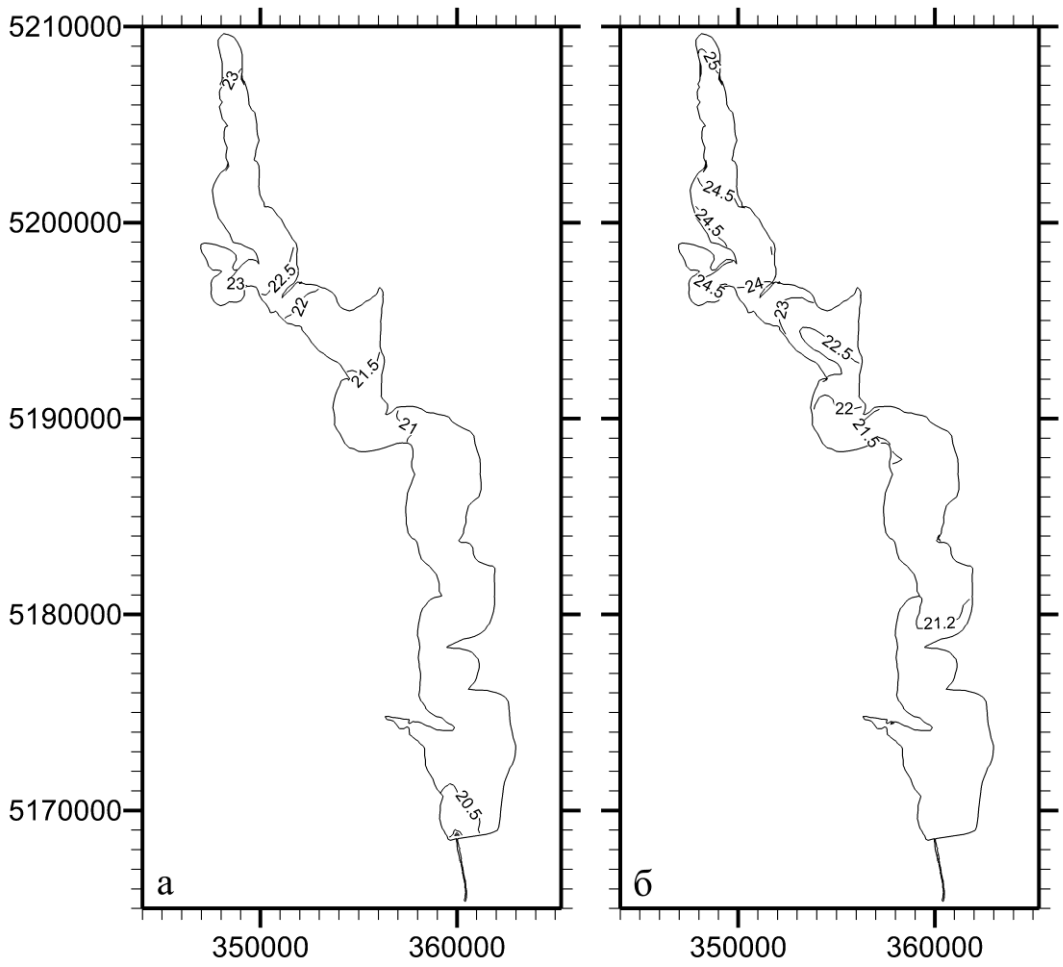


Рисунок 4.18 – Просторова мінливість солоності води, ‰, поверхневого слою вод лиману, отримана при моделюванні: а – 15.07.2012 р., б – 13.08.2012 р.

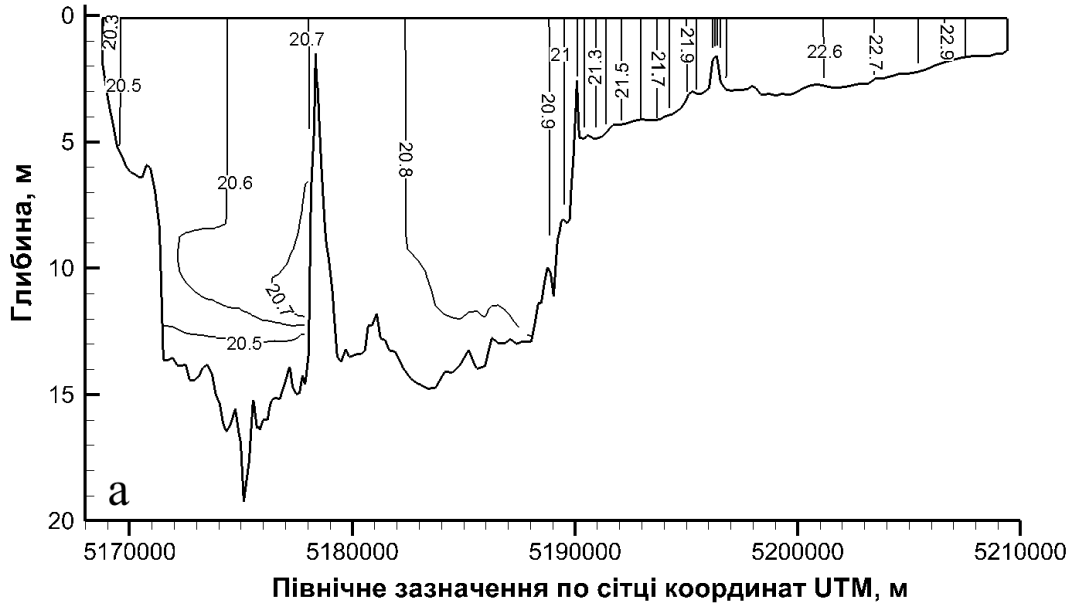


Рисунок 4.19 – Просторова мінливість солоності води, ‰, на повзовжньому перезізі Тилигульського лиману 15.07.2012 р., отримана при моделюванні

5 МОДЕЛЮВАННЯ ГІДРОЕКОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ В ЛИМАНІ

Для моделювання гідроекологічних процесів (евтрофування вод) в Тилігульському лимані використовувавалась модель OSENU-MECCA-EUTRO – модифікований варіант тривимірної чисельної нестаціонарної гідротермодинамічної моделі MECCA (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) [126-129] доповнений оригінальним хіміко-біологічним блоком, опис яких наведений нижче. Раніше, декілька спрощений варіант моделі евтрофікації вод був успішно використаний для оцінки впливу берегових антропогенних джерел і річкового стоку на формування якості вод в Одеському районі ПнЗЧМ [130].

5.1 Гідротермодинамічна модель

Характерною особливістю моделі MECCA є те, що вона дозволяє одночасно проводити розрахунки динаміки вод і поширення домішки на акваторії сполучених водних об'єктів як сіткового, так і підсіткового масштабів. В даному випадку, під водними об'єктами сіткового масштабу розуміють затоки, бухти, лимани, ділянки морського шельфу, просторові розміри яких значно перевищують крок розрахункової сітки чисельної моделі. Підсітковими називаються водні об'єкти, ширина яких в одному з горизонтальних напрямків значно менше кроку розрахункової сітки (наприклад, вузькі річки, канали, протоки).

Зазначена властивість моделі має особливо важливе значення для коректного опису циркуляції вод в Тилігульському лимані з урахуванням водообміну між ним і північно-західною частиною Чорного моря (ПнЗЧМ) через вузький з'єднувальний канал [131].

При побудові чисельної гідро екологічної моделі (евтрофікації) вод Тилігульського лиману тривимірний простір поділяється на комірки (бокси), що відповідають сітковим боксам гідротермодинамічнії 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 турбулентного).

5.1.1 Математична структура моделі

В основу моделі покладена повна система рівнянь гідротермодинаміки в наближенні Бусінеска, нестисливості й гідростатики, що включає рівняння: руху для горизонтальних складових вектора швидкості течій, гідростатичного наближення, нерозривності, стану, збереження тепла й солей. Перш ніж перейти до розгляду рівнянь моделі введемо наступні позначення. Часткові похідні від деякої величини F будемо позначати її нижнім індексом, записаним у відповідності з наступними прикладами:

$$\partial F/\partial t = F_{'t}\,;\ \partial F/\partial x = F_{'x} \ \text{ або } \ \partial^2 F/\partial x \partial z = F_{'xz}\ .$$

Безрозмірна вертикальна координата, що заміняє z, визначається як

$$\sigma = (z - h)/(h + d),$$

де h – відхилення рівня моря від його незбуреного (середнього) положення;

d – глибина моря при незбуреному рівні. На поверхні моря $\sigma = 0$ й на дні $\sigma = -1$.

Горизонтальний розмір розрахункового осередку позначимо як ΔL, а вертикальний – як $\Delta\sigma$. Часовий крок для баротропної складової руху позначимо як Δt, а для бароклинної ΔT, причому $\Delta t \le \Delta T$.

Рівняння руху в наближенні Бусінеска в правій декартовій системі координат записуються в такий спосіб:

$$u_{'t} + \beta_a \{(uu)_{'x} + (uv)_{'y} + (uw)_{'z}\} = -\alpha_0 P_{'x} + fv + (2A_h u_{'x})_{'x} + \left(A_h \left[v_{'x} + u_{'y}\right]\right)_{'y} + (A_v u_{'z})_{'z}, \tag{5.1}$$

$$v_{'t} + \beta_a \{(vu)_{'x} + (vv)_{'y} + (vw)_{'z}\} = -\alpha_0 P_{'y} - fu + (2A_h v_{'y})_{'y} + \left(A_h \left[u_{'y} + v_{'x}\right]\right)_{'x} + (A_v v_{'z})_{'z}, \tag{5.2}$$

де u, v, w – компоненти вектора швидкості течій $\vec{v}$ у напрямках x, y й z, відповідно;

t – час;

P – тиск;

α_0 = 1.0 л/кг – постійний питомий обсяг води;

ρ – густина води;

f – параметр Коріоліса;

A_h, A_v – коефіцієнти горизонтальної й вертикальної турбулентності, відповідно;

β_a – керуючий множник (приймаючий значення 0 або 1), який використовується для відключення членів адвективного прискорення.

Для третього рівняння руху приймається гідростатичне наближення:

$$P'_z = -g\rho, \tag{5.3}$$

де g = 9.81 м^2/с – прискорення вільного падіння.

Рівняння нерозривності, що виражає закон збереження маси, записується у спосіб, що відфільтровує звукові хвилі:

$$u'_x + v'_y + w'_z = 0, \tag{5.4}$$

Рівняння стану має загальний вигляд:

$$\rho = \rho_0 \left[1 + F_\rho(T,S)\right], \tag{5.5}$$

де ρ_0 – постійна густина ($\alpha_0 = 1/\rho_0$);

T, S – температура й солоність води.

Для останніх величин записуються рівняння збереження:

$$S'_t + \left(uS - D_h S'_x\right)'_x + \left(vS - D_h S'_y\right)'_y + \left(wS - D_v S'_z\right)'_z = 0, \tag{5.6}$$

$$T'_t + \left(uT - D_h T'_x\right)'_x + \left(vT - D_h T'_y\right)'_y + \left(wT - D_v T'_z\right)'_z = R, \tag{5.7}$$

де D_h й D_v – коефіцієнти горизонтальної й вертикальної турбулентної дифузії тепла й домішки, відповідно;

R – внутрішнє джерело тепла, пов'язане з поглинанням сонячної радіації.

Можливість моделювання течій і переносу субстанції у річках, протоках або каналах, що мають підсіточний масштаб в одному з горизонтальних напрямків (ширина потоку менша за крок розрахункової сітки), досягається

інтегруванням вихідної системи рівнянь поперек потоку (тобто в нормальному до потоку напрямку в горизонтальній площині). Межі інтегрування визначають ширину потоку (річки, каналу). Інтегрування виконується відповідно до [132-134] у припущенні, що ширина потоку B не змінюється в часі й по глибині, а також, що швидкість потоку не змінюється в поперечному напрямі. Нова система рівнянь, використана в моделі, отримана в результаті об'єднання проінтегрованих поперек потоку й вихідних рівнянь таким чином, щоб при відсутності каналу (тривимірний потік) виходила вихідна система рівнянь, а при його наявності - осереднені поперек потоку рівняння (двовимірний потік):

$$u'_t + \beta_a \left\{ B_x^{-1}(B_x uu)'_x + (uv)'_y + (uw)'_z \right\} = -\alpha_0 P'_x + fv + B_x^{-1}(2B_x A_h u'_x)'_x +$$
$$+ (1-\beta_c)\left(A_h\left[v'_x + u'_y\right]\right)'_y + (A_v u'_z)'_z - \beta_c C_{ws} B_x^{-1} u|u|, \qquad (5.8)$$

$$v'_t + \beta_a \left\{ (uv)'_x + B_y^{-1}(B_y vv)'_y + (uw)'_z \right\} = -\alpha_0 P'_y - fu + B_y^{-1}(2B_y A_h v'_y)'_y +$$
$$+ (1-\beta_c)\left(A_h\left[u'_y + v'_x\right]\right)'_x + (A_v v'_z)'_z - \beta_c C_{ws} B_y^{-1} v|v|, \qquad (5.9)$$

$$B_x^{-1}(B_x u)'_x + B_y^{-1}(B_y v)'_y + w'_z = 0, \qquad (5.10)$$

$$S'_t + B_x^{-1}(B_x uS - B_x D_h S'_x)'_x + B_y^{-1}(B_y vS - B_y D_h S'_y)'_y +$$
$$+ (wS - D_v S'_z)'_z = 0, \qquad (5.11)$$
$$T'_t + B_x^{-1}(B_x uT - B_x D_h T'_x)'_x + B_y^{-1}(B_y vT - B_y D_h T'_y)'_y +$$
$$+ (wT - D_v T'_z)'_z = R. \qquad (5.12)$$

де B_x й B_y – безрозмірна, щодо розміру осередку розрахункової сітки, ширина потоку в напрямках x й y, відповідно;

β_c – множник, який дорівнює 0, якщо канал відсутній, і 1 - у випадку наявності каналу;

C_{ws} – коефіцієнт бічного тертя об стінки каналу.

Рівняння (5.8) - (5.12) автоматично переходять у рівняння (5.1), (5.2), (5.4), (5.6) і (5.7), якщо покласти $\beta_c = 0$ й $B_x = B_y = 1$. Рівняння гідростатики й стану не змінюються.

При числовій реалізації наведеної вище системи рівнянь доцільно перейти до криволінійної по вертикалі системи координат (σ - системи), що з одного боку, поліпшує обчислювальні властивості моделі, а з іншого – дозволяє більш чітко описати вертикальну динамічну й термохалинну структуру вод в області малих глибин. Для цього використовується випрямляюче перетворення дна вигляду:

$$\sigma = (z - h)/H; \qquad H = \beta_h h + d, \tag{5.13}$$

де σ – нова координата, що змінюється від поверхні до дна в межах $[0,-1]$;

H – повна локальна глибина;

d – глибина при незбуреному рівні моря;

h – відхилення рівня моря від його незбуреного стану;

β_h – керуючий множник (дорівнює 0 або 1), який лінеарізує вплив повної глибини.

Перетворення виражень, записаних в x, y, z системі координат (позначимо їх як [ ]), у нову систему координат x, y, σ (використаємо позначення ( )), здійснюється в такий спосіб:

$$[\ ]'_z = H^{-1}(\ )'_\sigma, \tag{5.14}$$

$$[\ ]'_x = (\ )'_x - H^{-1}(h'_x + \sigma H'_x)(\ )'_\sigma, \tag{5.15}$$

$$[\ ]'_y = (\ )'_y - H^{-1}(h'_y + \sigma H'_y)(\ )'_\sigma, \tag{5.16}$$

$$[\ ]'_t = (\ )'_t - H^{-1}(1+\sigma)h'_t(\ )'_\sigma. \tag{5.17}$$

Щоб одержати рівняння для горизонтального градієнту тиску, рівняння гідростатики інтегрується по вертикалі. В σ - системі координат воно має такий вигляд:

$$P'_\sigma = -\rho g H, \tag{5.18}$$

звідси

$$P = gH\int_\sigma^0 \rho d\sigma + P_a, \tag{5.19}$$

де P_a – атмосферний тиск. Застосовуючи (5.15) одержуємо:

$$P'_x = P'_x\big|_{\sigma=\text{const}} - (1/H)(h'_x + \sigma H'_x)P'_\sigma + P_{a'x} =$$
$$g\left(H\int_\sigma^0 \rho d\sigma\right)'_x - (1/H)(h'_x + \sigma H'_x)(-\rho g H) + P_{a'x} =$$
$$g\left(H\int_\sigma^0 \rho d\sigma\right)'_x + \rho g(h'_x + \sigma H'_x) + P_{a'x}. \qquad (5.20)$$

Зазначимо, що при $\rho = \rho_0$ маємо:

$$P'_x = \rho_0 g(-H'_x + h'_x + \sigma H'_x) = \rho_0 g h'_x + Pa'_x. \qquad (5.21)$$

Тому, замінюючи $\rho = \rho_0 + (\rho - \rho_0)$ в (2.20), одержуємо:

$$\alpha_0 P'_x = g h'_x + G_x + \alpha_0 P_{a'x}, \qquad (5.22)$$

де $G_x = \alpha_0 \beta_p g\left\{\left[H\int_\sigma^0 (\rho - \rho_0) d\sigma\right]'_x + (h'_x + \sigma H'_x)(\rho - \rho_0)\right\}$ (5.23)

і β_p – керуючий множник (який має значення 0 або 1) для вилучення впливу горизонтального градієнту густини.

Рівняння руху в x, y, σ - системі координат набуває такий вид:

$$(Hu)'_t + \beta_a\left\{B_x^{-1}(HB_x uu)'_x + (Huv)'_y + (u\tilde{w})'_\sigma\right\} = -gHh'_x - \alpha_0 HP_{a'x} -$$
$$HG_x + fHv + B_x^{-1}(2HB_x A_h u'_x)'_x + (1-\beta_c)\left(A_h H\left[v'_x + u'_y\right]\right)'_y +$$
$$H^{-1}(A_v u'_\sigma)'_\sigma - \beta_c C_{ws} HB_x^{-1} u|u|, \qquad (5.24)$$

$$(Hv)'_t + \beta_a\left((Hvu)'_x + B_y^{-1}(HB_y vv)'_y + (v\tilde{w})'_\sigma\right) = -gHh'_y - \alpha_0 HP_{a'y} -$$
$$HG_y - fHu + B_y^{-1}(2HB_y A_h v'_y)'_y + (1-\beta_c)\left(A_h H\left[u'_y + v'_x\right]\right)'_x +$$
$$H^{-1}(A_v v'_\sigma)'_\sigma - \beta_c C_{ws} HB_y^{-1} v|v|, \qquad (5.25)$$

де $\tilde{w} = H\,d\sigma/dt = w - (1+\sigma)h'_t - u(h'_x + \sigma H'_x) - v(h'_y + \sigma H'_y)$ (5.26)

і $$G_y = \alpha_0 g \beta_p \left\{ \left[H \int_{\sigma}^{0} (\rho - \rho_0) d\sigma \right]'_y + g(h'_y + \sigma H'_y)(\rho - \rho_0) \right\}. \quad (5.27)$$

Рівняння нерозривності:

$$h'_t + B_x^{-1}(HB_x u)'_x + B_y^{-1}(HB_y v)'_y + \tilde{w}'_\sigma = 0. \quad (5.28)$$

Рівняння збереження тепла й солей:

$$(HS)'_t + B_x^{-1}(B_x H[uS - D_h S'_x])'_x + B_y^{-1}(B_y H[vS - D_h S'_y])'_y + \left(\tilde{w}S - H^{-1} D_v S'_\sigma\right)'_\sigma = 0, \quad (5.29)$$

$$(HT)'_t + B_x^{-1}(B_x H[uT - D_h T'_x])'_x + B_y^{-1}(B_y H[vT - D_h T'_y])'_y + \left(\tilde{w}T - H^{-1} D_v T'_\sigma\right)'_\sigma = HR. \quad (5.30)$$

Метод розв’язання гідродинамічної задачі передбачає розщеплення повної швидкості течій на середню за глибиною швидкість (баротропна складова) і відхилення від неї на кожному розрахунковому рівні (бароклинна складова). Це дозволяє використати при чисельному розв’язанні рівнянь динаміки різні часові кроки для баротропної і бароклинної складової горизонтальної швидкості течій, оскільки перша пов'язана з коливаннями рівня водойми при проходженні довгих гравітаційних хвиль і змінюється швидше, ніж друга.

Компоненти баротропної складової швидкості течій визначаються як

$$U = \int_{-1}^{0} u\,d\sigma \text{ і } V = \int_{-1}^{0} v\,d\sigma, \quad (5.31)$$

а проінтегровані по вертикалі рівняння руху мають вигляд:

$$(HU)'_t + \beta_a \left\{ B_x^{-1}(HB_x\theta_{uu}UU)'_x + (H\theta_{uv}UV)'_y \right\} = -gHh'_x - \alpha_0 HP_{a'x} -$$
$$HG_x^* + fHV + B_x^{-1}(2A_h HB_x U'_x)'_x + (1-\beta_c)\left(A_h H\left[V'_x + U'_y\right]\right)'_y +$$
$$\tau_{sx} - \tau_{bx} - \beta_c C_{ws} B_x^{-1} H\theta_{su} U|U|, \qquad (5.32)$$

$$(HV)'_t + \beta_a \left\{ (H\theta_{uv}UV)'_x + B_y^{-1}\left(HB_y\theta_{vv}VV\right)'_y \right\} = -gHh'_y - \alpha_0 HP_{a'y} -$$
$$HG_y^* - fHU + B_y^{-1}\left(2A_h HB_y V'_y\right)'_y + (1-\beta_c)\left(A_h H\left[V'_x + U'_y\right]\right)'_x +$$
$$\tau_{sy} - \tau_{by} - \beta_c C_{ws} B_y^{-1} H\theta_{sv} V|V|, \qquad (5.33)$$

де $G_x^* = \int_{-1}^{0} G_x d\sigma$ й $G_y^* = \int_{-1}^{0} G_y d\sigma$; $\theta_{uu} = \int_{-1}^{0} \frac{uu}{UU} d\sigma$, $\theta_{uv} = \int_{-1}^{0} \frac{uv}{UV} d\sigma$,

$$\theta_{vv} = \int_{-1}^{0} \frac{vv}{VV} d\sigma,\ \theta_{su} = \int_{-1}^{0} \left(\frac{u}{U}\right)\left|\frac{u}{U}\right| d\sigma,\ \theta_{sv} = \int_{-1}^{0} \left(\frac{v}{V}\right)\left|\frac{v}{V}\right| d\sigma.$$

Рівняння нерозривності для баротропної складової:

$$h'_t + B_x^{-1}(B_x HU)'_x + B_y^{-1}\left(B_y HV\right)'_y = R - E, \qquad (5.34)$$

де R – опади;

E – випаровування.

Бароклинні компоненти вектора швидкості визначаються як відхилення від середньої за глибиною швидкості:

$$u' = u - U \text{ і } v' = v - V, \qquad (5.35)$$

а рівняння для них одержують вирахуванням рівнянь для баротропної складової швидкості з рівнянь для повної швидкості:

$$(Hu')'_x + \beta_a \left\{ B_x^{-1}(B_x H[uu - \theta_{uu}UU])'_x + (H[uv - \theta_{uv}UV])'_y + (\tilde{w}u')'_\sigma \right\} =$$
$$HG_x^* - HG_x + fHv' + + B_x^{-1}(2A_h HB_x u'_x)'_x + (1-\beta_c)\left(A_h H\left[v'_x + u'_y\right]\right)'_y +$$
$$H^{-1}(A_v u'_\sigma)'_\sigma - \tau_{sx} + \tau_{bx} - \beta C_{ws} HB_x^{-1}\left(u|u| - \theta_{su}U|U|\right), \qquad (5.36)$$

$$(Hv')_{,t} + \beta_a \left\{ \left(H[uv - \theta_{uv} UV]\right)_{,x} + B_y^{-1}\left(B_y H[vv - \theta_{vv} VV]\right)_{,y} + (\tilde{w}v')_{,\sigma} \right\} =$$

$$= HG_y^* - HG_y - fHu' + B_y^{-1}\left(2A_h HB_y v'_{,y}\right)_{,y} + (1-\beta_c)\left(A_h H\left[v'_{,x} + u'_{,y}\right]\right)_{,x} +$$

$$H^{-1}\left(A_v v'_{,\sigma}\right)_{,\sigma} - \tau_{sy} + \tau_{by} - \beta_c C_{ws} HB_y^{-1}\left(v|v| - \theta_{sv} V|V|\right). \qquad (5.37)$$

Рівняння нерозривності для бароклинної складової:

$$B_x^{-1}(B_x Hu')_{,x} + B_y^{-1}\left(B_y Hv'\right)_{,y} + H^{-1}(\tilde{w})_{,\sigma} = 0. \qquad (5.38)$$

5.1.2 Використані параметризації процесів

Прискорення Коріоліса f визначається як

$$f = f_c + \left(f_{,x}\right)\Big|_{x=x_c}(x - x_c) + \left(f_{,y}\right)\Big|_{y=y_c}(y - y_c), \qquad (5.39)$$

де f_c – вихідне значення параметра в точці з відомою широтою й довготою, що відповідає вузлу розрахункової сітки.

Рівняння стану записується у вигляді:

$$\rho = \rho_0\left[1 + F_\rho(S,T)\right], \qquad (5.40)$$

$$F_\rho = C_{S0} + C_{S1}\cdot S + C_{ST}\cdot S\cdot T + C_{T1}\cdot T + C_{T2}\cdot T^2, \qquad (5.41)$$

де S – солоність (в ppt);

T – температура води (в ^oC); $C_{S0}, C_{S1}, C_{ST}, C_{T1}, C_{T2}$ – коефіцієнти, які дорівнюють 0.00007, 0.000802 ppt^{-1}, -0.000002 $(ppt°C)^{-1}$, -0.0000035 $°C^{-1}$, -0.00000469 $°C^{-2}$, відповідно.

На вертикальний розподіл густини накладається умова, що він має бути принаймні нейтрально стійким, тобто

$$\rho'_{\sigma} \le 0. \qquad (5.42)$$

Використовуючи (5.40), розходження в густині між двома вертикальними шарами може бути знайдене з виразу:

$$\delta F_{\rho} = (F_{\rho})'_{S}\delta S + (F_{\rho})'_{T}\delta T, \qquad (5.43)$$

де δS й δT – розходження в температурі й солоності між шарами. Використання (5.43) дає точніший результат, ніж просте вирахування одного значення густини з іншого.

Вітрові напруги тертя на верхній межі (повітря-вода) записуються як

$$\tau_{sx} = C_a W_{10} W_x, \qquad (5.44)$$

$$\tau_{sy} = C_a W_{10} W_y, \qquad (5.45)$$

де W_x й W_y – складові вектора швидкості вітру на висоті 10 м над рівнем водойми по осях x й y, відповідно;

W_{10} – модуль швидкості вітру на висоті 10 м;

C_a – коефіцієнт поверхневого тертя:

$$C_a = \begin{cases} 1{,}2 \cdot 10^{-3}, & W_{10} \le 7{,}5 \quad м/с \\ (0{,}8 + 0{,}065 W_{10}) \cdot 10^{-3} & W_{10} > 7{,}5 \quad м/с. \end{cases}$$

Придонні напруги тертя на нижній границі (вода-дно):

$$\tau_{bx} = \Phi u_b \text{ і } \tau_{by} = \Phi v_b, \text{ де } \Phi = C_b \left(u_b^2 + v_b^2\right)^{1/2}, \qquad (5.46)$$

тут u_b й v_b – складові вектора придонної швидкості течії;

C_b – коефіцієнт донного тертя, який знаходиться за формулою

$$C_b = \max\left(k^2 [\ln(z_b / z_{os})]^{-2}, \quad 2{,}5 \cdot 10^{-3}\right),$$

де z_b – відстань по вертикалі від дна до точки, в якій визначається коефіцієнт;

$z_{os} = 0{,}003$м – параметр шорсткості донної поверхні;

$k = 0{,}4$ – постійна Кармана.

Вертикальна турбулентна в'язкість описується за допомогою напівемпіричної теорії турбулентності з використанням довжини шляху змішування. Миттєва в'язкість визначається як функція довжини шляху змішування, локального вертикального зсуву швидкості й стійкості водного стовпчика у такий спосіб:

$$A_v = A_{v0} + A_z\left[C_{R0}\left(1 + C_{R1}R_i\right)^{-C_{R2}}\right], \tag{5.47}$$

$$D_v = D_{v0} + A_z\left[C_{R3}\left(1 + C_{R4}R_i\right)^{-C_{R5}}\right], \tag{5.48}$$

де $A_z = \left[\kappa z(1 - z/H)\right]^2\left(u'_z{}^2 + v'_z{}^2\right)^{1/2}$; (5.49)

$\kappa = 0.4$ – стала Кармана;

A_{v0} – гранична в'язкість;

D_{v0} – гранична дифузія;

$C_{R0}, C_{R1}, C_{R2}, C_{R3}, C_{R4}$ і C_{R5} – константи, прийняті, відповідно [135], 1.0; 10.0; 0.5; 1.0; 3.33 й 1.5;

R_i - число Річардсона

$$R_i = -\rho'_z g \Big/ \left[\rho_0\left(u'_z{}^2 + v'_z{}^2\right)\right]. \tag{5.50}$$

Коефіцієнти горизонтального турбулентного обміну розраховуються виходячи зі значення локального горизонтального зсуву баротропної складової швидкості течій й просторового кроку ΔL горизонтальної кінцево-різницевої сітки [136]:

$$A_h = A_{h0} + C_{AH}\Delta L^2\left[2\left(U'_x{}^2 + V'_y{}^2\right) + \left(U'_y + V'_x\right)^2\right]^{1/2}, \tag{5.51}$$

$$D_h = A_h, \tag{5.52}$$

де коефіцієнт $C_{AH} = 0.1$ і $A_{h0} = 1.0$ м^2/с – фонова величина.

Граничні та початкові умови

На відкритій межі розрахункової області задаються збурення рівня води у водоймі обумовлені, наприклад, припливами, згінно-нагінними явищами, річковим стоком і т.п.:

$$h = h_o(x, y, t), \qquad (5.53\ а)$$

або ставиться умова випромінювання, що описує вільне проходження через межу довгих гравітаційних хвиль:

$$h = h_o + \vec{V}_n \sqrt{H/g}, \qquad (5.53\ б)$$

де h_o – збурення рівня на «рідкій» межі розрахункової області, що задаються за даними спостережень або розрахунків;

$\vec{V}_n$ – проекція вектора течій, розрахованого в граничних точках області, на зовнішню нормаль $\vec{n}$ до відкритої бічної межі.

Для температури й солоності умови формулюються в такий спосіб: якщо потік входить у розрахункову область, то на межі з розрахунковою областю задаються фонові значення температури й солоності (T^*, S^*), характерні для прилеглої частини акваторії; в іншому випадку значення змінних, що моделюються, екстраполюються з розрахункової області за допомогою спрощеного рівняння адвекції:

$$\begin{aligned} &T_o = T^*; S_o = S^*, && \text{якщо } \vec{v}_n \le 0 \\ &T_{o't} = -\vec{v}_n T'_n; \quad S_{o't} = -\vec{v}_n S'_n, && \text{якщо } \vec{v}_n \rangle 0 \end{aligned}, \qquad (5.54)$$

де T_o, S_o – значення змінних, що моделюються, на «рідкій» межі. Причому, якщо потік спрямований усередину розрахункової області менш 6 годин, то використовується інтерполяційна схема:

$$(S_0, T_0) = F_i\left(S^*, T^*\right) + (1 - F_i)(S_0, T_0), \tag{5.55}$$

де F_i – відношення часового кроку для бароклинної складової швидкості (у годинах) до різниці між 6 годинами і тривалістю відрізка часу, протягом якого мав місце вхідний потік, $0 \le F_i \le 1$.

В точках впадання річок граничні умови формулюються за типом «відкритого каналу» або «водоспаду». У першому випадку задаються витрати води Q_r, а також вертикальні профілі бароклинної швидкості, температури й солоності:

$$U = Q_r / (B_x \Delta LH), V = Q_r / (B_y \Delta LH); \tag{5.56}$$

$$u' = u_{top} \cos(\pi z/H), v' = v_{top} \cos(\pi z/H); \tag{5.57}$$

$$S = S_{top} + (S_{top} - S_{bot})[(1 - \cos(\pi z/H))],$$

$$T = T_{top} + (T_{top} - T_{bot})[(1 - \cos(\pi z/H))], \tag{5.58}$$

де величини з індексом “top” відповідають поверхневому шару води, з індексом “bot” - придонному шару.

Завдання граничних умов за типом «водоспад» здійснюється в такий спосіб:

$$h_{'t} = \frac{Q_r}{B_x B_y \Delta L^2}; \tag{5.59}$$

$$(HS)_{'t} = 0, (HT)_{'t} = \frac{T_{top} Q_r}{B_x B_y \Delta L^2}. \tag{5.60}$$

На водній поверхні*:*

$$\tau_{sx} = A_v u'_{'z} \text{ і } \tau_{sy} = A_v v'_{'z}; \; D_v T_{'z} = \frac{Q_T}{\rho C_w}; \; D_v S_{'z} = 0. \tag{5.61}$$

На дні:

$$\tau_{bx} = A_v u'_{'z} \text{ і } \tau_{by} = A_v v'_{'z}; \; D_v S_{'z} = 0;$$

$$D_v T_{'z} = \left[C_{bed1} + C_{bed2}\left(u_b^2 + v_b^2\right)^{1/2}\right](T_{bed} - T), \tag{5.62}$$

де $\tau_{sx}; \tau_{sy}$ – компоненти вектора дотичного напруження тертя вітру;

$\tau_{bx}; \tau_{by}$ – компоненти вектора дотичного напруження придонного тертя;

Q_T – потік тепла, що обчислюється за метеорологічними даними;

C_w – питома теплоємність води;

C_{bed1}, C_{bed2} – коефіцієнти обміну, прийняті 0.000001 м/с й 0.003, відповідно;

T_{bed} – температура морського дна.

Як початкові умови приймався стан спокою:

$$U = V = u' = v' = w = 0; A_h = A_{h0}, \qquad A_v = A_{v0}, \qquad D_v = D_{v0}. \qquad (5.63)$$

Температура, солоність і рівень води в початковий момент часу у внутрішніх точках розрахункової області визначаються інтерполяцією межових значень із вагами обернено пропорційними відстані від межі. Задається також температура донних відкладів T_{bed}.

Для підвищення обчислювальної стійкості, на «рідких» межах задаються рівними нулю: прискорення Коріоліса, вітрові напруги тертя, горизонтальні градієнти атмосферного тиску і густини. При цьому використовується спеціальна мультиплікативна крайова функція, що набуває нульових значень у примежових розрахункових комірках, 0.5 – в комірках на видаленні одного кроку від межових й 1 – у всіх інших комірках.

Нелінійні адвективні члени рівнянь руху також приймаються рівними нулю на відкритій водній межі.

5.1.3 Блок теплообміну з атмосферою

Повний питомий потік тепла Q_T, що надходить на границю розділу «повітря-вода», записується у вигляді суми двох складових:

$$Q_T = Q_1 + Q_2, \qquad (5.64)$$

де Q_1 – короткохвильова складова сонячної радіації, що проникає у водний стовпчик через поверхню;

Q_2 – довгохвильовий потік радіації, що поглинається поверхнею.

Питомий потік короткохвильової радіації Q_1 використовується при визначенні внутрішнього джерела тепла у шарі:

$$R = (Q_1 / \rho C_w)[\exp\{2.3 z_a / D_{10}\} - \exp\{2.3 z_b / D_{10}\}]/(z_b - z_a), \qquad (5.65)$$

де z_a, z_b – координати z верхньої й нижньої межі шару, відповідно; D_{10} – глибина, на яку проникає тільки 10 % від потоку, що надходить на поверхню води.

При цьому відомо, що вихідний потік убуває із глибиною за експонентним законом, а коефіцієнт згасання визначається як 2.3 / D_{10}.

Сонячна короткохвильова складова питомого потоку тепла визначається як:

$$Q_1 = Q_{ss}(1 - A_{1b}) F_{cc}(C_c), \qquad (5.66)$$

де Q_{ss} – потік, що надходить на водну поверхню в умовах хмарності;

A_{1b} – альбедо водної поверхні;

F_{cc} – функція хмарності;

C_c – частина неба, вкрита хмарами.

Згідно [137]:

$$Q_{ss} = C_{sol} \cos^2(\zeta) / \left[0.10 + 1.085 \cos(\zeta) + 10^{-5}\{\cos(\zeta) + 2.7\} e_v\right], \qquad (5.67)$$

де C_{sol} – сонячна стала (1353 Вт/м^2);

e_v – тиск водяної пари; ζ – зенітний кут сонця, обумовлений як:

$$\cos(\zeta) = \sin(\lambda_a)\sin(\varphi) + \cos(\lambda_a)\cos(\varphi)\cos(\nu), \qquad (5.68)$$

де λ_a – географічна широта;

$\varphi = 23.44^0 \cos(2\pi[172 - \mathrm{Nday}]/365)$ – деклінація;

Nday – номер дня року;

$\nu = 2\pi(12 - \mathrm{Shr})/24$ – годинний кут;

Shr – сонячна година, тобто година доби.

Тиск пари e_v визначається як

$$e_v = R_h e_s(T), \tag{5.69}$$

де R_h – відносна вологість;

e_s – насичуючий тиск водяної пари, мб; згідно [137]

$$e_s(T) = 611 \cdot 10^{(7.5[T-273.16]/[T-35.86])}. \tag{5.70}$$

В (5.69) e_v розраховується при T_{a0} – температурі атмосфери (°К) на межі розділу «повітря-вода».

Функція хмарності розраховується відповідно до наступного виразу:

$$F_{cc}(C_c) = 1 - C_c. \tag{5.71}$$

Потік тепла на поверхні межіі розділу «повітря-вода» являє собою суму декількох складових:

$$Q_2 = Q_L + Q_B + Q_e + Q_S, \tag{5.72}$$

де Q_L – довгохвильове випромінювання атмосфери;

Q_B – зворотнє випромінювання чорного тіла водною поверхнею;

Q_e – втрати тепла на випаровування;

Q_s – потік тепла при контактному теплообміні води з атмосферою.

$$Q_L = C_{sb} T_a^4 \left(1 - 0.26 \exp\left[-0.000777(273 - T_a)^2\right]\right), \tag{5.73}$$

де C_{sb} – стала Стефана-Больцмана ($5.67 \cdot 10^{-8}$ Вт/м^2°К^4);

T_a – спостережена температура повітря (°С).

$$Q_B = -0.97 C_{sb} \left(T|_{\sigma=0}\right)^4, \tag{5.74}$$

де 0.97 - коефіцієнт випромінювання поверхнею.

$$Q_e = -0.00175 \rho_a L_V W_{10} (\gamma_{10} - \gamma_0), \tag{5.75}$$

де ρ_a – густина повітря;

W_{10} – швидкість вітру на висоті 10 м;

γ_{10}, γ_0 – питома вологість на висоті 10 м і на поверхні води, відповідно;

L_y – приховане тепло випаровування ($2.5 \cdot 10^6$ Дж/кг).

Питома вологість пов'язана з тиском пари:

$$\gamma = 0.622 e_v / [P_a - (1 - 0.622) e_v], \tag{5.76}$$

де 0.622 є співвідношення молекулярних ваг сухого повітря й водяної пари; P_a – атмосферний тиск (мб).

$$Q_s = 0.00175 \rho_a c_p W_{10} (T_{a10} - T_{a0}), \tag{5.77}$$

де c_p – питома теплоємність сухого повітря (1004 Дж/кг°С);

T_{a10}, T_{a0}, – температура повітря на висоті 10 м і на поверхні моря, відповідно.

Передбачається, що на поверхні моря температура повітря й води рівні, отже $T_{a0} = T|_{\sigma=0}$, а $T_{a10} = T_a$.

5.1.4 Блок переносу домішки

Об'єднання хіміко-біологічної частини моделі з гідродинамічною в єдину модель якості вод здійснюється на основі рівняння переносу неконсервативної домішки, що за структурою аналогічне рівнянням збереження тепла й солей (5.11) – (5.12); (5.29) – (5.30) гідродинамічної моделі, відрізняючись від них наявністю гравітаційної швидкості осадження домішки й змістом правої частини, що описує неконсервативність домішки. У σ-системі координат узагальнене рівняння переносу домішки записується в такий спосіб:

$$(HC_i)_{,t} + B_x^{-1}\left(B_x H\left[uC_i - D_h (C_i)_{,x}\right]\right)_{,x} + B_y^{-1}\left(B_y H\left[vC_i - D_h (C_i)_{,y}\right]\right)_{,y} +$$
$$+ \left((\tilde{w} + w_{gi}) C_i - H^{-1} D_v (C_i)_{,\sigma}\right)_{,\sigma} = HF_i(\vec{C}, x, y, z, t)_i + HQ_i(x, y, z, t), \tag{5.78}$$

де $\vec{C}$ – вектор-функція змінних стану екосистеми $(i = 1,2,3...N)$, елементами якої є концентрації (біомаси) C_i компонентів екосистеми або забруднюючих речовин, що моделюються;

w_{gi} – швидкість гравітаційного осадження домішки;

F_i – функція неконсервативності і-ої домішки (речовини), що описує хіміко-біологічні процеси її трансформації: $\partial C_i / \partial t = F_i$,

Q_i – приплив речовини від зовнішніх джерел – з річковим стоком.

Функції неконсервативності F_i для кожного типу розглядаємих речовин визначаються в блоці евтрофікації вод. На кожному кроці за часом вирішується система рівнянь переносу неконсервативних субстанцій. Число рівнянь типу (5.78), які складають цю систему, відповідає кількості змінних стану екосистеми, які моделюються.

Граничні умови для домішки формулюються в такий спосіб.

На поверхні водойми:

$$w_{gi} C_i - D_v (C_i)_{,z} = Q_{ci}^{top}, \tag{5.79}$$

на дні:

$$w_{gi} C_i - D_v (C_i)_{,z} = Q_{ci}^{bot}. \tag{5.80}$$

На бічній «рідкій» межі:

$$\begin{aligned} &C_{oi} = C_i^*, && \text{якщо } \vec{v}\vec{n} \le 0, \\ &\frac{\partial C_{oi}}{\partial t} = -\vec{v}\vec{n}\frac{\partial C_i}{\partial \vec{n}}, && \text{якщо } \vec{v}\vec{n} \rangle 0. \end{aligned} \tag{5.81}$$

На твердій межі в точках впадіння річок:

$$C_i^R = C_i^{top} + \left(C_i^{top} - C_i^{bot}\right)\left(1 - \cos(\pi z / H)\right), \tag{5.82}$$

де Q_{ci}^{top} – потік домішки через водну поверхню;

Q_{ci}^{bot} – потік домішки через межу «вода – донні відклади»;

C_{oi} – концентрація і-ої домішки на відкритій водній межі;

C_i^* – фонова концентрація домішки, характерна для сполученої частини акваторії.

Потоки $Q_{ci}^{top}; Q_{ci}^{bot}$ для конкретних типів речовин, що моделюються, задаються або розраховуються в хіміко-біологічному блоці моделі.

Кінцево-різницева апроксимація рівнянь моделі виконується з використанням неявних кінцево-різницевих схем. Програмна реалізація гідродинамічної моделі дозволяє розраховувати як сумарні течії, так і виділяти окремо їх вітрову, термохалінная і стоковий складові. В ході рахунків модель з заданою часовою дискретністю засвоює нову інформацію про швидкість і напрямок вітру, температуру повітря, витрати річок, температуру, солоность річкових вод та вміст в них біогенних і органічних речовин; термогалинну стратифікацію, рівень моря і фонові концентрації домішок в окремих точках морської межи. Між дискретними значеннями, які вводяться, виконується лінійна інтерполяція: для метеорологічних і річкових параметрів - у часі; для значень рівня моря, вертикального розподілу температури, солоності води і фонової концентрації домішки на відкритих межах - у просторі і часі.

5.2 Адаптація і верифікація гідротермодинамічної моделі

При адаптації гідротермодинамічної моделі до умов Тилігульського лиману та її верифікації використовувалися дані епізодичних польових спостережень за гідрологічними характеристиками вод Тилігульського лиману, виконані в 2010, 2012 рр. [125]. Характерна особливість термохалинної структури вод влітку 2010 року полягала в наявності холодних і солоних вод в придонному шарі глибокої центральної частини акваторії лиману. У липні-серпні 2010 р. при температурі води поверхневого шару 25-30 °С, на глибині 14-15 м вона не перевищувала 8-9 °С. Однак, дані гідрологічних спостережень виконаних у 2012 р. показали, що при повторюваних сильних штормових вітрах в травні-на початку червня, коли прогрів вод поверхневого шару ще не досяг своїх максимальних значень, відбувається інтрузія тепла в холодні придонні шари. В результаті, вертикальна термохалинна стратифікація вод в лимані характеризується значно меншими вертикальними градієнтами температури і солоності води. Так, вже в червні 2012 р. температура води на глибинах понад 10 м підвищилася до 20 °С, а в серпні 2012 р. розподіл температури води по глибині був практично однорідним (рис. 5.1). Ці особливості мінливості термохалинної структури вод в лимані в залежності від гідрометеорологічних умов були використані для верифікації гідротермодинамічної моделі.

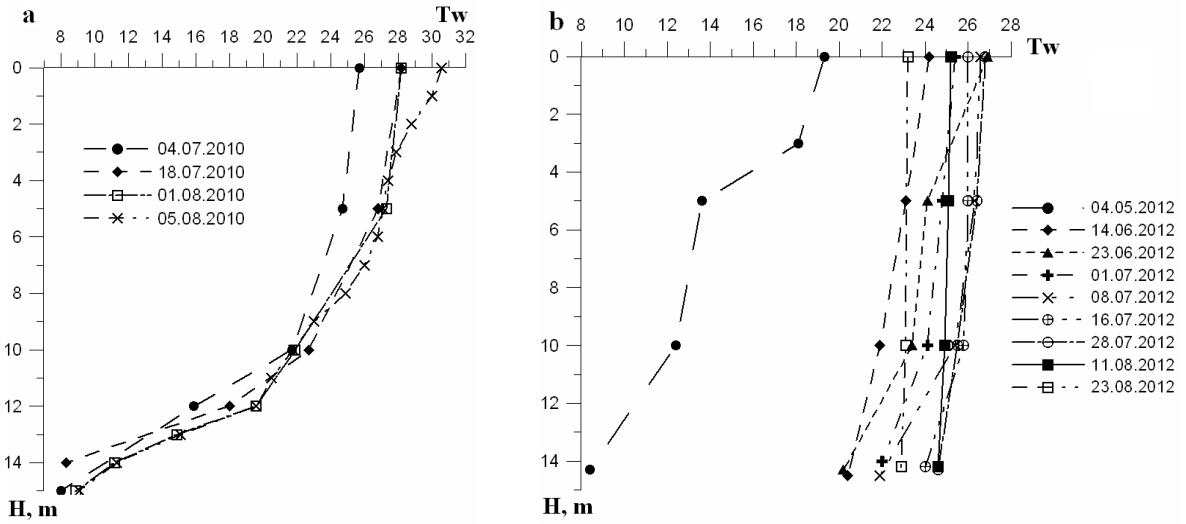


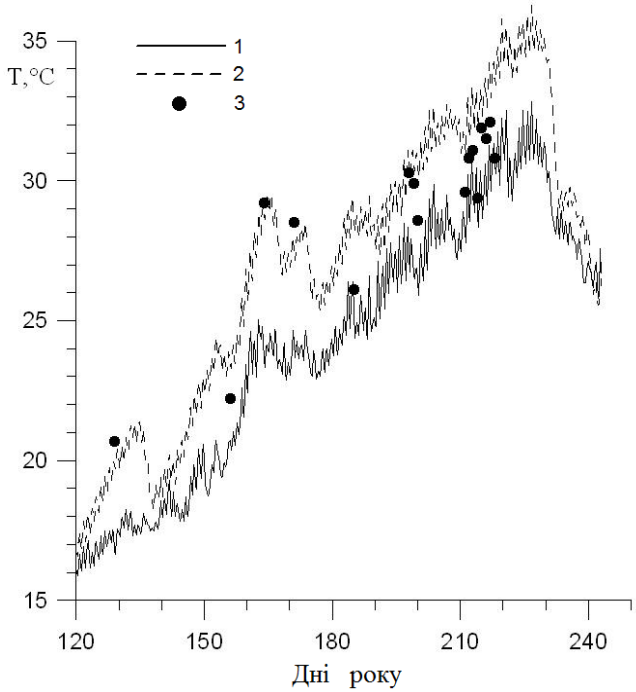
Рисунок 5.1 – Мінливість вертикальної термічної структури вод в Тилігульському лимані у 2010 (а) і 2012 (б) рр. за даним спостережень

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 та 2012 рр. (рис. 1.2). Крок за часом становив 3 с для баротропної складової швидкості течій і 18 с − для бароклинної. На першому етапі моделювалася просторово-часова мінливість рівня води, термохалинної 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. Вибір зазначеного часового відрізка моделювання зумовлений кількома причинами: 1) наявністю даних гідрологічних спостережень, на основі яких модель може бути верифікована; 2) формуванням і еволюцією сезонного термоклина, який визначає інтенсивність вертикального масо- і газообміну між приповерхневим (фотичним) та придонним (афотичним) шарами води в глибоких частинах лиману; 3) часом функціонування сполучного каналу у 2010 р.

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

усереднених за період 1960-2010 рр. середньомісячних даних спостережень на метеостанції «Болград», приведених до солоності морської води 19-20 ‰. Ширина з'єднувального каналу покладалася рівною 30 м, а початкова глибина при позначці рівня моря мінус 0,4 м БС – 0,25 м. Початкова відмітка рівня води в лимані, згідно з даними спостережень, бралася рівною минус 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.

На рис. 5.2-5.3 наведено порівняння мінливості температури і солоності води, отриманої в результаті моделювання і виміряної на прибережному мілководді центральній частині лиману. Видно, що виміряні значення температури води відповідають діапазону її просторової мінливості, розрахованої з використанням моделі для відповідних моментів часу. В період штилів і слабких вітрів спостережені значення ближче до одержаних при моделюванні для мілководних районів лиману, а при значних вітрах, коли інтенсифікується горизонтальна адвекція вод, − до значень, одержаних для глибоких районів лиману. Хороша відповідність відзначається для виміряних та отриманих при моделюванні значень солоності води.

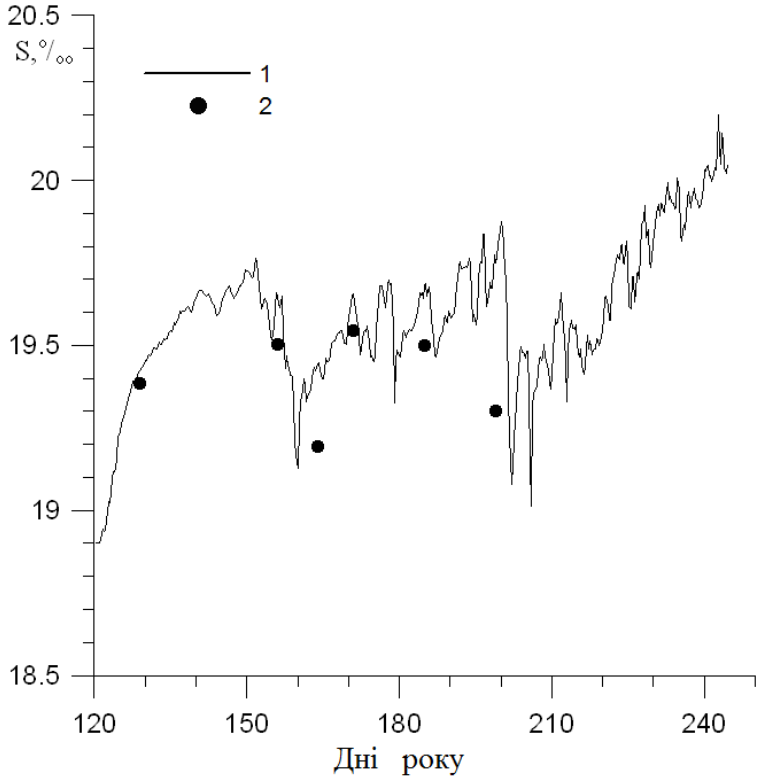


Позначення: 1 – модельні результати, глибока частина лиману; 2 – модельні результати, мілководдя; 3 – спостереження в прибережній зоні району між Чіловою і Ранжевою косами.

Рисунок 5.2 – Часова мінливість температури поверхневого шару води, °С, в травні-серпні 2010 р., отримана при моделюванні в глибокій центральній частині та на мілководді лиману, а також виміряна в мілководній прибережній зоні

Як випливає з рис. 5.4, модель задовільно відтворює особливості вертикального розподілу температури води в глибокій центральній частині лиману між Чіловою і Ранжевою косами.

Мінливість витрат води в каналі при заданих його морфометричних характеристиках та рівня води в лимані і морі показана на рис. 5.5. Витрати води в каналі характеризуються значною короткоперіодною мінливістю, яка зумовлена спільною дією вітру, коливань рівня води в морі. Оскільки рівень вод в лимані нижчий за рівень моря, то водообмін через канал як правило спрямований з моря в лиман. Лише в окремі короткі відризки часу, при сильних північних вітрах, вода з лиману виходить до моря. Отримані в результаті моделювання значення витрат води в каналі і рівня води в лимані, добре узгоджуються з даними нечисленних епізодичних натурних спостережень, виконаних у 2010 р.



Позначення: 1 - модельні результати; 2 - спостереження в прибережній зоні в районі між Чіловою і Ранжевою косами.

Рисунок 5.3 – Часова мінливість солоності поверхневого шару води, ‰, в травні-серпні 2010 р., отримана при моделюванні в глибокій центральній частині лиману і виміряна в прибережній зоні в районі між Чіловою і Ранжевою косами

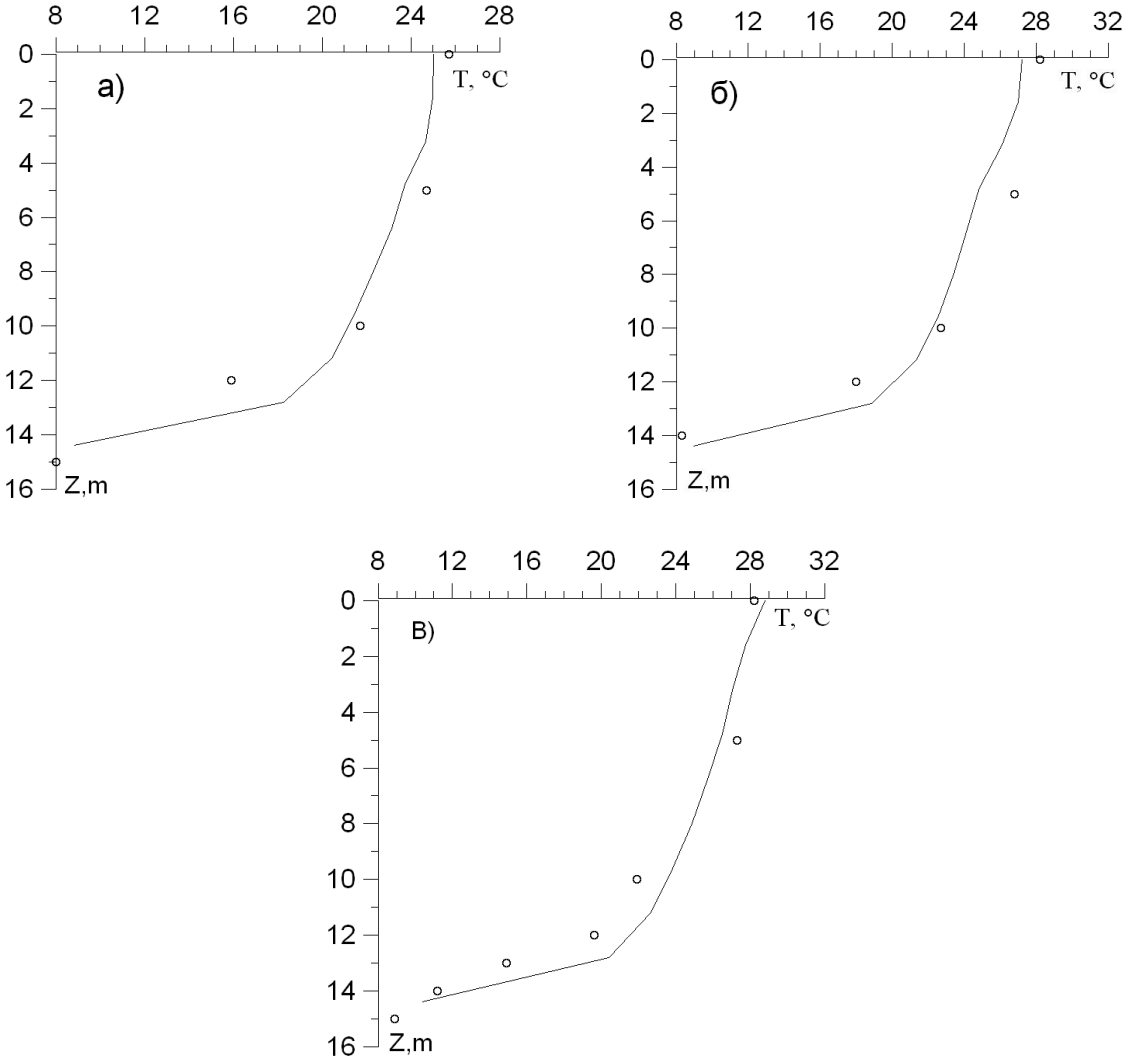


Рисунок 5.4 – Вертикальний розподіл температури води, °С, розрахований за моделлю (криві) і отриманий за даними натурних спостережень в центральній частині Тилігульського лиману (рейд між Чіловою і Ранжевою косами) в 2010 р .: а – 04.07.2010; б – 18.07.2010; в – 01.08.2010.

На другому етапі моделювання виконувалася валідація гідротермодинамічної моделі на основі даних про термохалинну структуру вод влітку 2012 р. Характерна особливість температурних умов цього року полягала в значному ослабленні сезонного термоклину в другій половині червня і практично повному його зникненні до серпня. На рис. 5.6 приведена часова мінливість температури і солоності вод поверхневого шару на рейдової точці в центральній частині лиману між Чіловою і Ранжевою косами. Видно, що модель добре описує часову мінливість солоності вод, однак кілько завищує значення температури води в липні – на початку серпня.

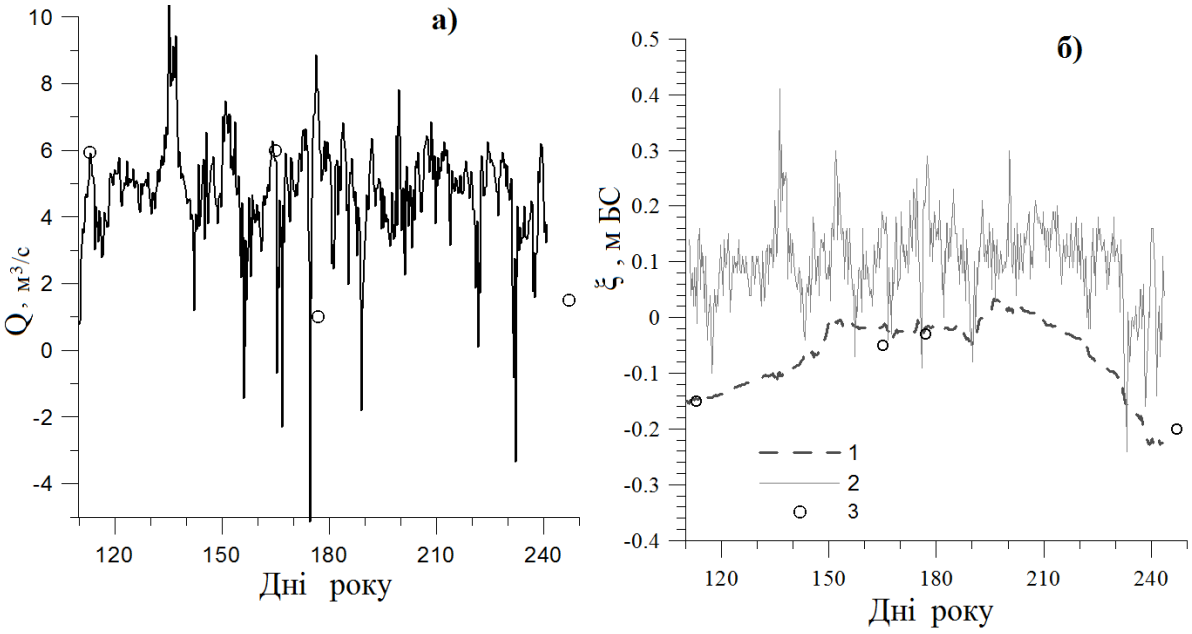
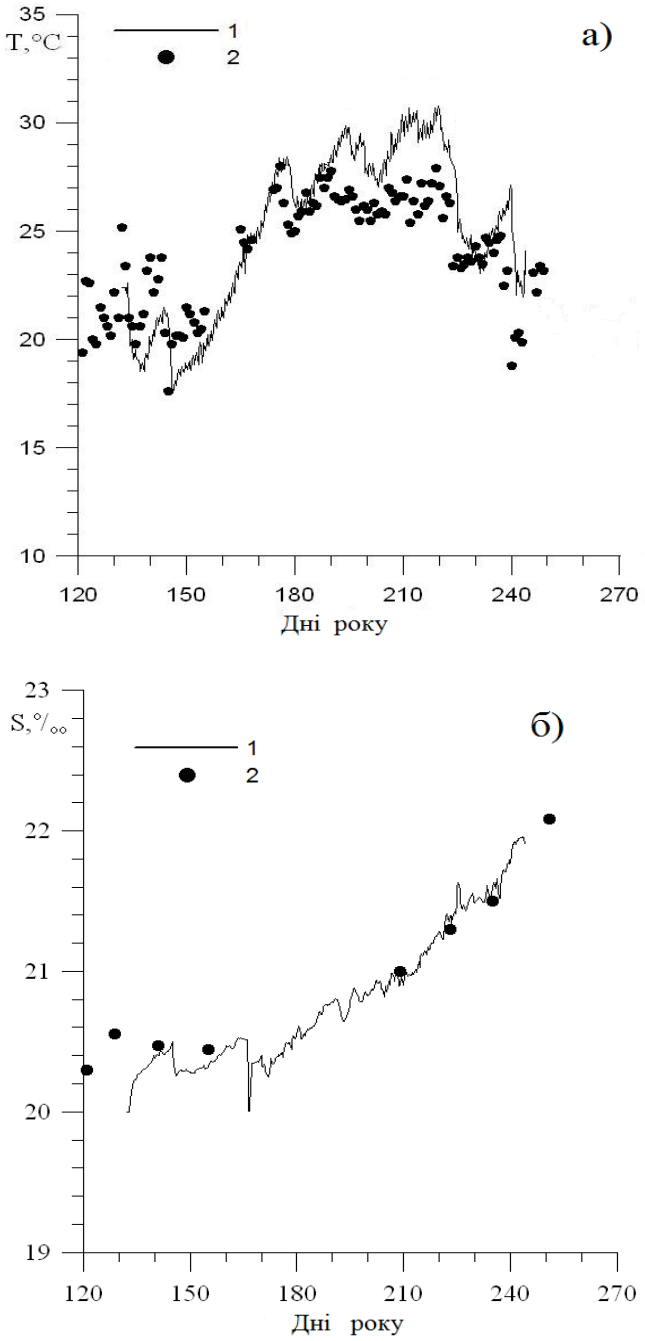


Рисунок 5.5 – Часова мінливість витрат води, м^3/с, (а) в сполучному каналі (поблизу виходу в лиман) та рівня води, м БС, в лимані (1) і морі (2) розрахована в моделі за умов 2010 р. Додатні значення витрат відповідають припливу води в лиман, від'ємні – витоку. Точки відповідають результатам спостережень.

Представлені на рис. 5.7 вертикальні профілі температури води свідчать, що модель добре відтворила руйнування холодного придонного шару і формування слабоградієнтного розподілу температури води за глибиною у другій половині червня-липні 2012 р.

Оскільки калібровка параметрів хіміко-біологічного блоку виконується з використанням 1-D варіанта гідроекологічної моделі, то додатково були проведені розрахунки з метою його верифікації. Головною гідрологічною характеристикою, яка впливає на питому швидкість хіміко-біологічних процесів в екосистемі лиману є температура води. Результати модельних розрахунків, наведені на рис. 5.8 свідчать, що 1-D варіант гідротермодинамічної моделі добре відтворює річний хід температури води у поверхневому шарі та формування сезонного термоклину у травні і руйнування його у вересні-жовтні на глибоких ділянках акваторії лиману. Декілька гірше, але в цілому задовільно, відтворюється спостережена у 2010 та 2012 рр. мінливість температури води в придонному шарі. Це є слідством неврахування в 1-D варіанті моделі впливу горизонтальних течій та їх вертикального зсуву, а також вертикального розподілу солоності води, на інтенсивність вертикального турбулентного перемішування. В той же час слід відзначити, що навіть такий

спрощений варіант гідротермодинамічної моделі є чутливим до зміни гідрометеорологічних умов року.



Позначення: 1 – модельні результати; 2 – спостереження в прибережній зоні в районі між Чіловою і Ранжевою косами.

Рисунок 5.6 – Часова мінливість температури, °C, (а) та солоності, ‰, (б) поверхневого шару води в травні-серпні 2012 р., отримана при моделюванні в глибокій центральній частині лиману і виміряна в прибережній зоні в районі між Чіловою і Ранжевою косами

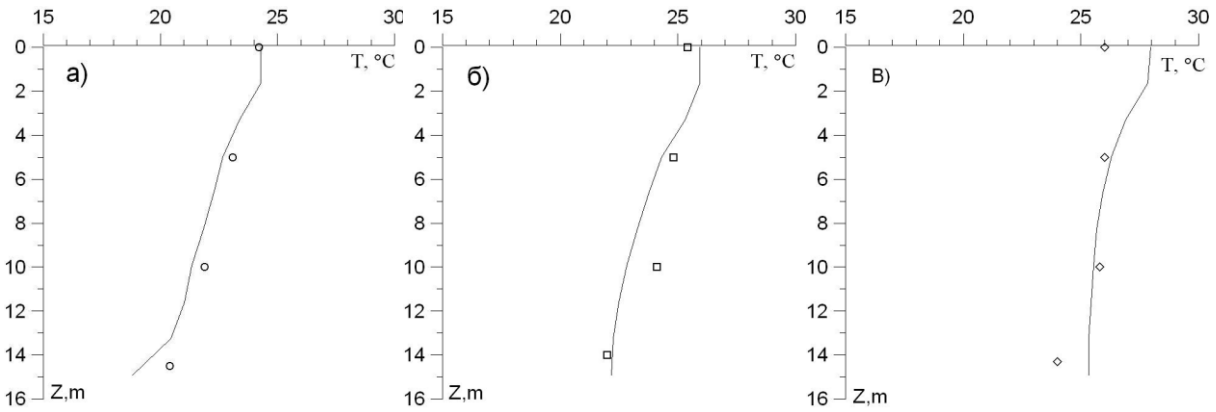
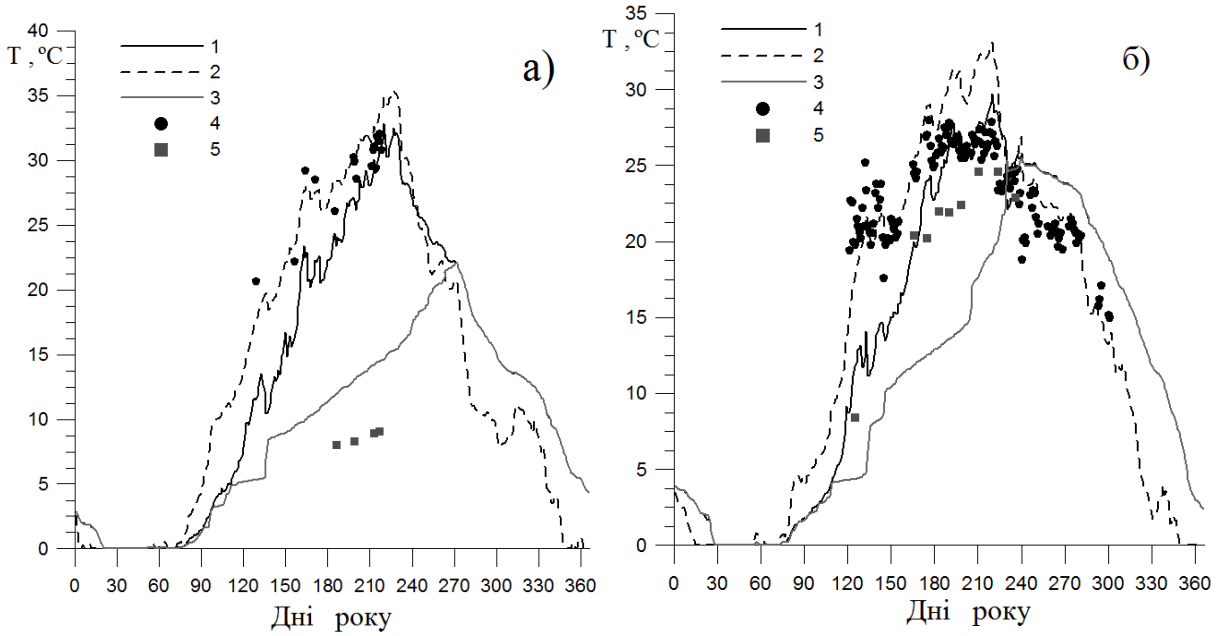


Рисунок 5.7 – Вертикальний розподіл температури води, °С, отриманий при моделюванні (криві) і за даними натурних спостережень в центральній частині Тилігульського лиману (рейд між Чіловою і Ранжевою косами) в 2012 р.: а – 14.06.2012; б – 01.07.2012; в – 16.07.2012.



Позначення: 1 - модельні результати для водної колонки глибиною Н = 15 м, поверхневий шар; 2 - модельні результати для водної колонки глибиною Н = 3 м, однорідний за глибиною розподіл; 3 - модельні результати для водної колонки глибиною Н = 15 м, придонний шар; 4 - спостереження в прибережній зоні на ділянці між Чіловою та Ранжевою косами; 5 - спостереження на рейді ділянки між Чіловою та Ранжевою косами

Рисунок 5.8 – Внутрішньорічна мінливість температури води, °С, і розрахована за моделлю при гідрометеорологічних умовах 2010 (а) і 2012 (б) років та встановлена з даних спостережень

5.3 Хіміко-біологічний блок моделі евтрофікації

Крок за часом в хіміко-біологічному блоці моделі – одна доба. При розрахунках в цьому блоці виконувався перерозподіл з глибиною хіміко-біологічних змінних із σ-координат в z–систему 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 at all - WASP5, 1993) [138-140].

Хіміко-біологічний блок містить опис динаміки в локальній точці простору наступних екологічних змінних: біомаса фітопланктону (B_{ph}), <u>сталі</u> детритна і розчинена фракції органічного фосфору (P_{rpop}, P_{rdop}), <u>лабільні</u> детритна і розчинена фракції органічного фосфору (P_{lpop}, P_{ldop}), розчинений мінеральний фосфор (P_{dip}) – фосфати P-PO_4, <u>стійкі</u> детритна і розчинена фракції органічного азоту (N_{rpon}, N_{rdon}), <u>лабільні</u> детритна і розчинена фракції органічного азоту (N_{lpon}, N_{ldon}), амонійний азот N-NH_4 (N_{nh4}), нітратний (+ нітритний) азот N-NO_3 (N_{no3}), <u>стійкі</u> детритна і розчинена фракції вуглецевого біохімічного споживання кисню (BOD_{rpc}, BOD_{rdc}) – кисневого еквіваленту органічного вуглецю, <u>лабільні</u> детритна і розчинена фракції вуглецевого біохімічного споживання кисню (BOD_{lpc}, BOD_{ldc}), розчинений кисень (O_2). Діаграмма зв’язків між компонентами хіміко-біологічного блоку моделі евтрофікації наведена на рис. 5.9.

<u>Біомаса фітопланктону</u> B_{ph}, мгС·дм$^{-3}$.

$$\frac{dB_{ph}}{dt} = \left[G_p - k_{pr}(T) - k_{grz}(T)\right]B_{ph}, \qquad (5.83)$$

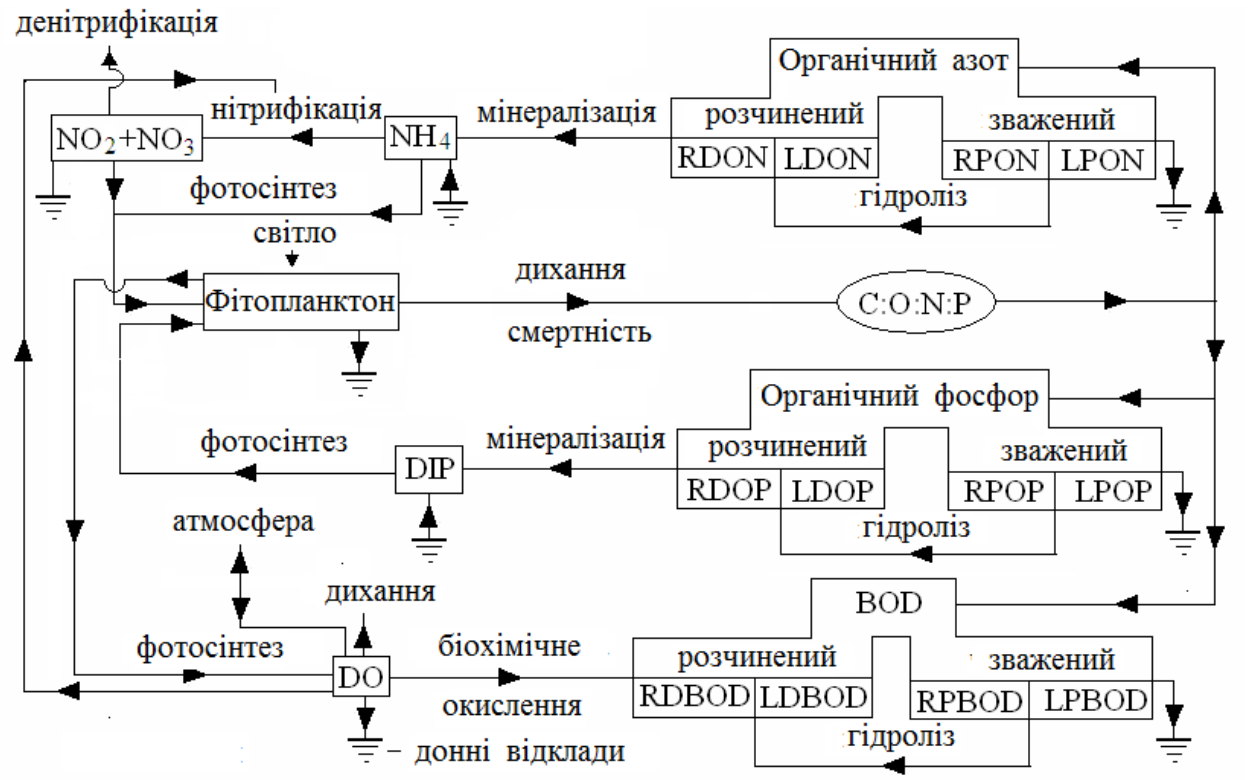


Рисунок 5.9 – Структурна діаграма хіміко-біологічного блоку моделі евтрофікації вод

де t час, доб; T – температура води, °С;

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:

$$G_p = G_{p\max} G_{pT}(T) G_{pI}(I) G_{pNP}(N_{\min}, P_{\min}), \tag{5.84}$$

$$G_{pI}(I) = \frac{2.72 f_d}{\alpha \Delta z}(\exp(R_1) - \exp(R_2)), \tag{5.84а}$$

$$R_1 = -\frac{I_0}{I_{opt}} \exp(-\alpha(z_s + \Delta z)),\ R_2 = -\frac{I_0}{I_{opt}} \exp(-\alpha z_s);$$

$$G_{pNP}(N_{\min}, P_{\min}) = \min\left\{\frac{N_{\min}}{K_{phn} + N_{\min}}, \frac{P_{\min}}{K_{php} + P_{\min}}\right\} \tag{5.84б}$$

$$G_{pT}(T) = \begin{cases} e^{-\varsigma_1 (T - T_m)^2} & при \quad T \le T_m \\ e^{-\varsigma_2 (T_m - T)^2} & при \quad T > T_m. \end{cases} \tag{5.84в}$$

$$k_{pr}(T) = r_g G_p + r_b \theta_{pr}^{(T-20)}, \quad (5.85)$$

$$k_{grz}(T) = k_{grz}(20^\circ C)\theta_{grz}^{(T-20)}. \quad (5.86)$$

де $G_p^{\max}$ – 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 ($0 \le f_d \le 1$);

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 росту водоростей температура води, °C; ς_1, ς_2 – коефіцієнти, які визначають характер впливу температури на ріст 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 і 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;

Ошибка! Закладка не определена. – розчинений мінеральний азот (DIN);

P_{min} – розчинений мінеральний фосфор (DIP).

<u>*Стійкий органічний фосфор детриту (RPOP)*</u> P_{rpop}, мгР·дм$^{-3}$,

$$\frac{dP_{rpop}}{dt} = \alpha_{pc} f_{rpop} \left(k_{pr}(T) + k_{grz}(T)\right) B_{ph} - k_{rdp} \theta_{rdp}^{T-20} P_{rpop} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \qquad (5.87)$$

де α_{pc} – співвідношення між фосфором і вуглецем в органічній речовині, мгР·мгС$^{-1}$;

f_{rpop} – частка *RPOP* у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і спожитих водоростей;

k_{rdp} – питома швидкість гідролізу *RPOP* при температурі води 20 °С, 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, мгС·дм$^{-3}$.

<u>*Лабільний органічний фосфор детриту (LPOP)*</u> P_{lpop}, мгР·дм$^{-3}$,

$$\frac{dP_{lpop}}{dt} = \alpha_{pc} f_{lpop} \left(k_{pr}(T) + k_{grz}(T)\right) B_{ph} - k_{ldp} \theta_{ldp}^{T-20} P_{lpop} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \qquad (5.88)$$

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 °С, доб$^{-1}$;

θ_{ldp} – температурний коефіцієнт для процесу гідролізу *LPOP*.

<u>*Стійкий розчинений органічний фосфор (RDOP)*</u> P_{rdop}, мгР·дм$^{-3}$,

$$\frac{dP_{rdop}}{dt} = \alpha_{pc} f_{rdop} \left(k_{pr}(T) + k_{grz}(T)\right) B_{ph} + k_{rdp} \theta_{rdp}^{T-20} P_{rpop} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \qquad (5.89)$$

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 °С, доб$^{-1}$;

θ_{mrdp} – температурний коефіцієнт.

<u>*Лабільний розчинений органічний фосфор (LDOP)*</u> P_{ldop}, мгР·дм$^{-3}$,

$$\frac{dP_{ldop}}{dt} = \alpha_{pc} f_{ldop} \left(k_{pr}(T) + k_{grz}(T)\right) B_{ph} + k_{ldp} \theta_{ldp}^{T-20} P_{lpop} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \qquad (5.90)$$

де f_{ldop} – частка *LDOP* у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і спожитих водоростей;

k_{mldp} – питома швидкість мінералізації *LDOP* при температурі воді 20 °С, доб$^{-1}$;

θ_{mldp} – температурний коефіцієнт.

<u>*Розчинений мінеральний фосфор (DIP)*</u> P_{dip}, мгР·дм$^{-3}$,

$$\frac{dP_{dip}}{dt} = \alpha_{pc} f_{dip} \left(k_{pr}(T) + k_{grz}(T)\right) B_{ph} + \left(k_{mrdp} \theta_{mrdp}^{T-20} P_{rdop} + k_{mldp} \theta_{mldp}^{T-20} P_{ldop}\right) \times$$
$$\frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - \alpha_{pc} (1 - f_{exB}) G_p B_{ph}, \qquad (5.91)$$

де f_{dip} – частка *DIP* у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і спожитих водоростей ($f_{rpop} + f_{lpop} + f_{rdop} + f_{ldop} + f_{dip} = 1$);

f_{exB} – частка первинної продукції водоростей, яка виділяється як розчинена органічна речовина *LDBOD*.

<u>*Стійкий органічний азот детриту (RPON)*</u> N_{rpon}, мгN·дм$^{-3}$,

$$\frac{dN_{rpon}}{dt} = \alpha_{nc} f_{rpon} \left(k_{pr}(T) + k_{grz}(T)\right) B_{ph} - k_{rdn} \theta_{rdn}^{T-20} N_{rpon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \qquad (5.92)$$

α_{nc} – співвідношення між азотом і вуглецем в органічній речовині фітопланктону, мгN·мгС$^{-1}$;

f_{rpon} – частка *RPON* у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і спожитих водоростей;

k_{rdn} – питома швидкість гідролізу *RPON* при температурі води 20 °С, доб$^{-1}$;

θ_{rdn} – температурний коефіцієнт.

Лабільний органічний азот детриту (LPON) N_{lpon}, мгN·дм$^{-3}$,

$$\frac{dN_{lpon}}{dt} = \alpha_{nc} f_{lpon} \left(k_{pr}(T) + k_{grz}(T)\right) B_{ph} - k_{ldn} \theta_{ldn}^{T-20} N_{lpon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \qquad (5.93)$$

де f_{lpon} – частка *LPON* у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і спожитих водоростей;

k_{ldn} – питома швидкість гідролізу *LPON* при температурі води 20 °С, доб$^{-1}$;

θ_{ldn} – температурний коефіцієнт.

Стійкий розчинений органічний азот (RDON) N_{rdon}, мгN·дм$^{-3}$,

$$\frac{dN_{rdon}}{dt} = \alpha_{nc} f_{rdon} \left(k_{pr}(T) + k_{grz}(T)\right) B_{ph} + k_{rdn} \theta_{rdn}^{T-20} N_{rpon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} -$$

$$k_{mrdn} \theta_{mrdn}^{T-20} N_{rdon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \qquad (5.94)$$

де f_{rdon} – частка *RDON* у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і спожитих водоростей;

k_{mrdn} – питома швидкість мінералізації *RDON* при температурі води 20 °С, доб$^{-1}$;

θ_{mrdn} – температурний коефіцієнт.

Лабільний розчинений органічний азот (LDON) N_{ldon}, мгN·дм$^{-3}$,

$$\frac{dN_{ldon}}{dt} = \alpha_{nc} f_{ldon} \left(k_{pr}(T) + k_{grz}(T)\right) B_{ph} + k_{ldn} \theta_{ldn}^{T-20} N_{lpon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} -$$

$$k_{mldn} \theta_{mldn}^{T-20} N_{ldon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \qquad (5.95)$$

де f_{ldon} – частка *LDON* у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і спожитих водоростей;

k_{mldn} – питома швидкість мінералізації *LDON* при температурі води 20 °С, доб$^{-1}$;

θ_{mldn} – температурний коефіцієнт.

<u>*Амонійний азот (N-NH$_4$)*</u> N_{nh4}, мгN·дм$^{-3}$,

$$\frac{dN_{nh4}}{dt} = \alpha_{nc} f_{nh4}\left(k_{pr}(T) + k_{grz}(T)\right)B_{ph} + \left(k_{mrdn}\theta_{mrdn}^{T-20} N_{rdon} + k_{mldn}\theta_{mldn}^{T-20} N_{ldon}\right)\times$$
$$\frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - \alpha_{nc}\beta_{Pnh4}\left(1 - f_{exB}\right)G_p B_{ph} - k_{nit}\theta_{nit}^{T-20} N_{nh4}\frac{O_2}{K_{onit} + O_2}, \qquad (5.96)$$

де f_{nh4} – частка N-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 °С, доб$^{-1}$;

θ_{nit} – температурний коефіцієнт;

K_{onit} – стала напівнасичення, яка враховує лімітуючий вплив вмісту у воді розчиненого кисню на процес нітрифікації, мгO$_2$·дм$^{-3}$;

β_{Pnh4} – частка мінерального азоту, що споживається фітопланктоном у формі амонію, яка визначається за формулою:

$$\beta_{Pnh4} = N_{nh4}\frac{N_{no3}}{\left(K_{phn} + N_{nh4}\right)\left(K_{phn} + N_{no3}\right)} + N_{nh4}\frac{K_{phn}}{\left(N_{nh4} + N_{no3}\right)\left(K_{phn} + N_{no3}\right)}.$$

<u>Нітратний (+ нітритний) азот *(N- NO$_3$)*</u> N_{no3}, мгN·дм$^{-3}$,

$$\frac{dN_{no3}}{dt} = k_{nit}\theta_{nit}^{T-20} N_{nh4}\frac{O_2}{K_{onit} + O_2} - \alpha_{nc}\left(1 - \beta_{Pnh4}\right)\left(1 - f_{exB}\right)G_p B_{ph} -$$
$$k_{den}\theta_{den}^{T-20} N_{no3}\frac{K_{no3}}{K_{no3} + O_2}, \qquad (5.97)$$

де k_{den} – питома швидкість процесу денітрифікації при температурі 20 °С, доб$^{-1}$;

θ_{den} – температурний коефіцієнт;

K_{no3} – стала, що враховує вплив вмісту розчиненого у воді кисню на розвиток процесу денітрифікації, мгO_2 ·дм$^{-3}$.

Стійка детритна фракція вуглецевого біохімічного споживання кисню (RPBOD) BOD_{rpc}, мгO_2 ·дм$^{-3}$,

$$\frac{dBOD_{rpc}}{dt} = \alpha_{oc} f_{rpc} k_{grz}(T) B_{ph} - k_{rdc} \theta_{rdc}^{T-20} BOD_{rpc} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \qquad (5.98)$$

де f_{rpc} – частка, яка надходить до *RPBOD* в результаті загибелі і споживання водоростей;

α_{oc} – співвідношення між киснем та вуглецем для органічної речовини, мгO_2·мгC^{-1};

k_{rdc} – питома швидкість гідролізу *RPBOD* при температурі 20 °С, доб$^{-1}$;

θ_{rdc} – температурний коефіцієнт.

Лабільна детритна фракція вуглецевого біохімічного споживання кисню (LPBOD) BOD_{lpc}, мгO_2 ·дм$^{-3}$.

$$\frac{dBOD_{lpc}}{dt} = \alpha_{oc} f_{lpc} k_{grz}(T) B_{ph} - k_{ldc} \theta_{ldc}^{T-20} BOD_{lpc} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \qquad (5.99)$$

де f_{lpc} – частка, яка надходить до *LPBOD* в результаті загибелі і споживання водоростей;

k_{ldc} – питома швидкість гідролізу *LPBOD* при температурі 20 °С, доб$^{-1}$;

θ_{ldc} – температурний коефіцієнт.

Стійка розчинена фракція вуглецевого біохімічного споживання кисню (RDBOD) BOD_{rdc}, мгO_2 ·дм$^{-3}$.

$$\frac{dBOD_{rdc}}{dt} = \alpha_{oc} f_{rdc} \left(k_{pr}(T) + k_{grz}(T)\right) B_{ph} +$$

$$k_{rdc} \theta_{rdc}^{T-20} BOD_{rpc} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - k_{oxrc} \theta_{oxrc}^{T-20} BOD_{rdc} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} \frac{O_2}{K_{do} + O_2}, \qquad (5.100)$$

де f_{rdc} – частка, яка надходить до *RDBOD* в результаті загибелі і споживання водоростей;

k_{oxrc} – питома швидкість біохімічного окислення *RDBOD* при температурі води 20 °С, доб$^{-1}$;

θ_{oxrc} – температурний коефіцієнт;

K_{do} – стала напівнасичення лімітування розчиненим у воді киснем процесу біохімічного окислення органічної речовини, мгO_2 ·дм$^{-3}$.

Лабільна розчинена фракція вуглецевого біохімічного споживання кисню (LDBOD) BOD_{ldc}, мгO_2 ·дм$^{-3}$.

$$\frac{dBOD_{ldc}}{dt} = \alpha_{oc}\left(f_{exB}G_p + f_{ldc}\left(k_{pr}(T) + k_{grz}(T)\right)\right)B_{ph} +$$
$$k_{ldc}\theta_{ldc}^{T-20}BOD_{lpc}\frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - k_{oxlc}\theta_{oxlc}^{T-20}BOD_{ldc}\frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}\frac{O_2}{K_{do} + O_2}\times$$
$$\frac{BOD_{ldc}}{K_{ldc} + BOD_{ldc}} - \frac{5}{4}\frac{12}{14}k_{den}\theta_{den}^{T-20}N_{no3}\frac{K_{no3}}{K_{no3} + O_2}\alpha_{oc}, \qquad (5.101)$$

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 °С, доб$^{-1}$;

θ_{oxlc} – температурний коефіцієнт;

K_{ldc} – стала напівнасичення інтенсивності процесу біохімічного окислення *LDBOD*, мгO_2 ·дм$^{-3}$.

Розчинений кисень (DO) O_2, мгO_2 ·дм$^{-3}$,

$$\frac{dO_2}{dt} = \alpha_{oc}\beta_{Pnh4}G_pB_{ph} + \alpha_{no3c}\left(1 - \beta_{Pnh4}\right)G_pB_{ph} +$$
$$\alpha_{oc}k_{pr}(T)B_{ph} - 2\alpha_{on}k_{nit}\theta_{nit}^{T-20}NH_4\frac{O_2}{K_{nit} + O_2} -$$
$$\left[k_{oxrc}\theta_{oxrc}^{T-20}BOD_{rdc} + k_{oxlc}\theta_{oxlc}^{T-20}BOD_{ldc}\frac{BOD_{ldoc}}{K_{ldoc} + BOD_{ldc}}\right]\times$$

$$\frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} \frac{O_2}{K_{do} + O_2}, \qquad (5.102)$$

де α_{on} – співвідношення між киснем і азотом, мгO_2·мгN^{-1}, в органічній речовині;

$\alpha_{noЗc}$ – співвідношення між киснем і вуглецем для продукції водоростей на нітратах, мгO_2·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 [141]:

$$Q_{O2}^{atm} = \zeta_{e,i} n_V n_T (O_2^S - O_2), \qquad (5.103)$$

де Q_{O2}^{atm} – надходження (інвазія) чи виділення (евазія) кисню, мгO_2·м$^{-2}$·гд$^{-1}$,

$\zeta_{e,i}$ – коефіцієнт інвазії (евазії), дм^3·м$^{-2}$·гд$^{-1}$;

n_T – температурний коефіцієнт;

n_V – інтегральний вітровий коефіцієнт:

$$n_v = \begin{cases} 1.0 + 0.27W^2, & \text{при } W \le 8 \ м \cdot c^{-1} \\ -7.4 + 0.4W^2, & \text{при } W > 8 \ м \cdot c^{-1} \end{cases}$$

де W – швидкість вітру, м·с$^{-1}$;

O_2^S насичуюча (при даній температурі і солоності води) концентрація кисню, мгO_2 ·дм$^{-3}$.

Поглинання кисню донними відкладами розраховується за допомогою функціональної залежності [140]:

$$Q_{O2}^{bot} = \frac{C_{O2}^b}{\Pi_{O2} + C_{O2}^b} Q_{O2}^{Tb} e^{\varsigma_o (T - T_b)}, \qquad (5.104)$$

де Q_{O2}^{Tb} – потік поглинання кисню донними відкладами, гO_2·м$^{-2}$доб$^{-1}$, при температурі придонних вод T_b,°С;

C_{O2}^{b} – вміст кисню у воді придонного шару, гO_2·м$^{-3}$;

ς_o – коефіцієнт, що описує вплив температури на поглинання кисню донними відкладами, °С$^{-1}$.

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 [140]:

$$Q_{NO3}^{bot} = k_{sw}\left(C_{NO3}^{bot} - C_{NO3}^{b}\right)e^{\varsigma_{dn}\left(T - T_{rNO3}\right)}, \qquad (5.105)$$

де k_{sw} – швидкість перенесення маси через межу вода-донні відклади, м·доб$^{-1}$;

C_{NO3}^{b} – концентрація нітратів у порових водах донних відкладів, гN·м$^{-3}$;

C_{NO3}^{bot} – концентрація нітратів у водах придонного шару, гN·м$^{-3}$;

ς_{dn} – коефіцієнт, що описує вплив температури на швидкість денітрифікації, °С$^{-1}$;

T_{rNO3} – 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:

$$Q_{Ci}^{bot} = Q_{Ci}^{br} e^{\varsigma_{ci}\left(T - T_{br}\right)}, \qquad (5.106)$$

де Q_{Ci}^{bot} – донний потік субстанції C_i, г·м$^{-2}$доб$^{-1}$, при температурі T;

Q_{Ci}^{b} – донний потік субстанції C_i, г·м$^{-2}$доб$^{-1}$, визначений при температурі T_{br};

ς_{ci} – температурний коефіцієнт, °С$^{-1}$.

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.

5.4 Верифікація 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 Інституту морської біології НАН України. Комплекс спостережень за гідрохімічними параметрами вод лиману включав в себе визначення концентрацій розчинених мінеральних форм азоту (амонійного $N\text{-}NH_4$, нітритного $N\text{-}NO_2$, нітратного $N\text{-}NO_3$) і фосфору ($P\text{-}PO_4$), загального азоту (N_{TOT}) і фосфору (P_{TOT}), розчиненої органічної речовини ($DBOD$), розчиненого кисню (O_2). Концентрації органічного азоту і фосфору обчислювалися за різницею між загальним вмістом і концентрацією мінеральних форм: $P_{org} = P_{TOT} - P_{MIN}$, $N_{org} = N_{TOT} - N_{MIN}$.

Комплекс гідробіологічних спостережень включав до себе визначення концентрацій хлорофілу «а», відбір проб фітопланктону.

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 та просторі. Найбільше число спостережень виконано в південній половині лиману.

Для встановлення характеру внутрішньорічної мінливості гідрохімічних і гідробіологічних характеристик екосистеми Тилігульського лиману, отримані за весь період дані спостережень в приповерхневому шарі глибиною 5 м групувалися по місяцях і обчислювалися їх багаторічні середньомісячні значення. Інформація про кількість спостережень в кожному місяці в період моніторингу та роках, в які вони були виконані, приведена в таблицях 5.1, 5.2.

Внутрішньорічна (щомісячна) мінливість середніх багаторічних значень біомаси фітопланктону і концентрацій хлорофілу «а», біогенних речовин у водах 5-метрового приповерхневого шару лиману, отримана шляхом помісячного осереднення наявних даних за період 2001-2011 рр., представлена на рис. 5.10-5.11. Наведені значення використовувалися при калібруванні хіміко-біологічного блоку моделі. Через зазначені вище недоліки в організації екологічного моніторингу та обмеженість масиву вихідної інформації, відновлений за даними спостережень внутрішньорічний хід модельованих гідрохімічних і гідробіологічних характеристик є лише грубим наближенням до

реальної середньої за багаторічний період мінливості, що значно знижує точність калібрування параметрів хіміко-біологічного блоку моделі.

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

Місяц	III	IV	V	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Кількість спостер.	3	6	8	5	8	12	7	14	6	11
Роки	2003	2003	2008	2002	2008	2002, 2004, 2005, 2010	2003, 2004, 2005, 2010	2002	2003, 2004	2003, 2005

Таблиця 5.2 – Інформація про кількість спостережень за біомасою фітопланктону і концентрацією хлорофілу «а», виконаних в період 2000-2011 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	2000, 2003, 2005, 2010, 2011	2001, 2002, 2010	2003, 2010	2001, 2006, 2010

Гідрохімічні характеристики вод р.Тилігул задавалися на основі даних спостережень виконаних в період 2001-2011 рр. з дискретністю 1 раз в сезон на посту «Березівка», розташованому в 15 км від верхів'я лиману. Середньобагаторічні сезонні концентрації біогенних речовин у водах р.Тилігул, використані при калібруванні, наведені на рис. 5.12.

Концентрації біогенних речовин у морських водах, які надходять в лиман через штучний з'єднувальний канал, задавалися на основі узагальнення даних, наведених в літературних джерелах [142-144].

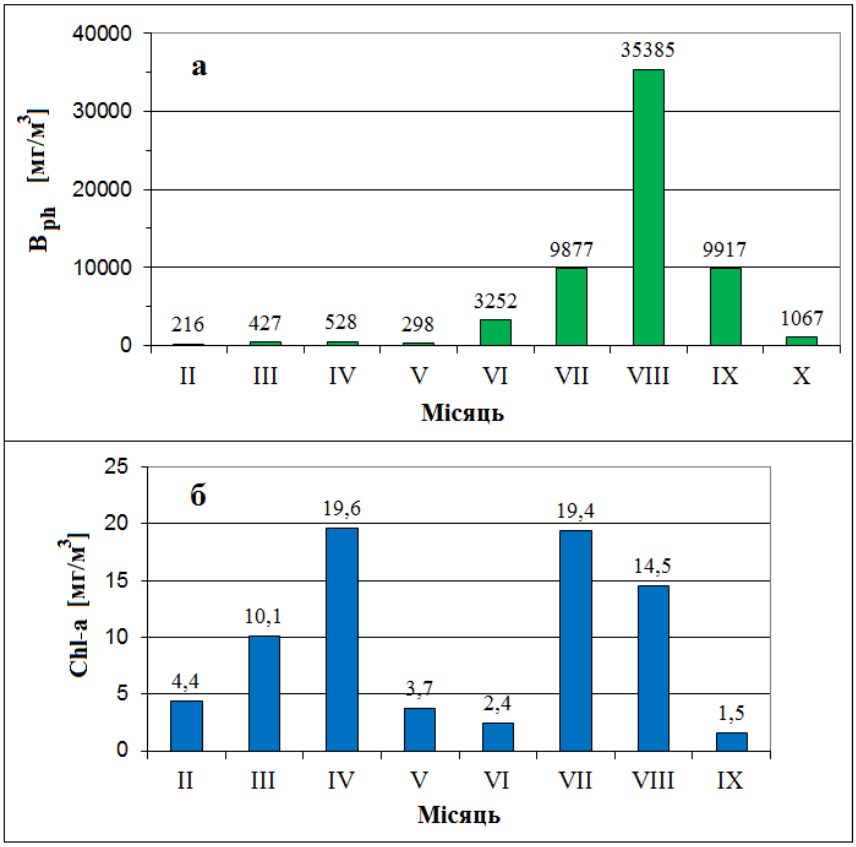


Рисунок 5.10 – Внутрішньорічна мінливість багаторічних значень біомаси фітопланктону B_{ph} та концентрації концентрації хлорофілу «а» *Chl-a* (б) у фотичному шарі Тилігульського лиману в період 2001 - 2011 рр.

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 спостережуваних 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 турбулентний 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

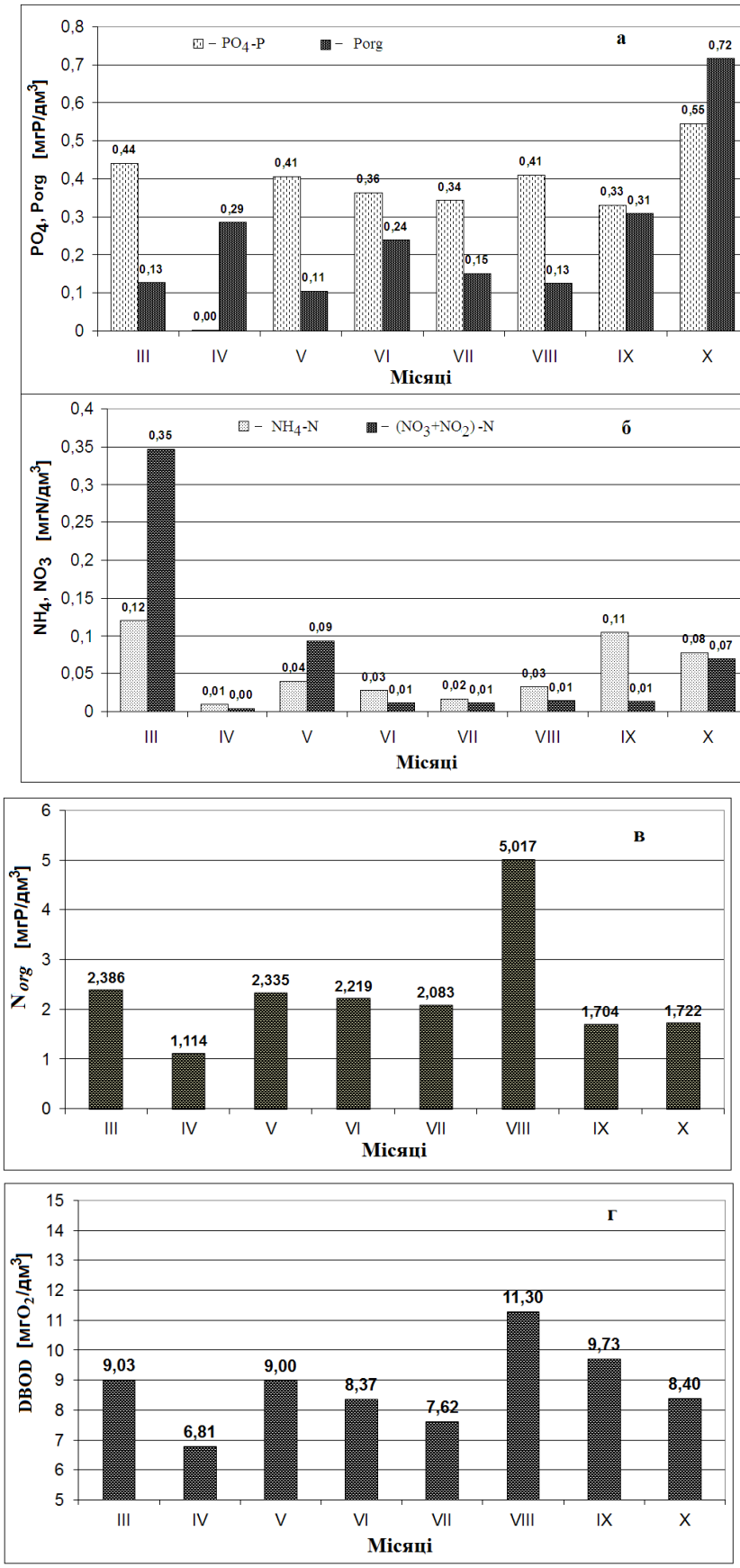


Рисунок 5.11 – Внутрішньорічна мінливість багаторічних значень концентрацій біогенних і органічних речовин у фотичному шарі Тилігульського лиману в період 2002 - 2010 рр.

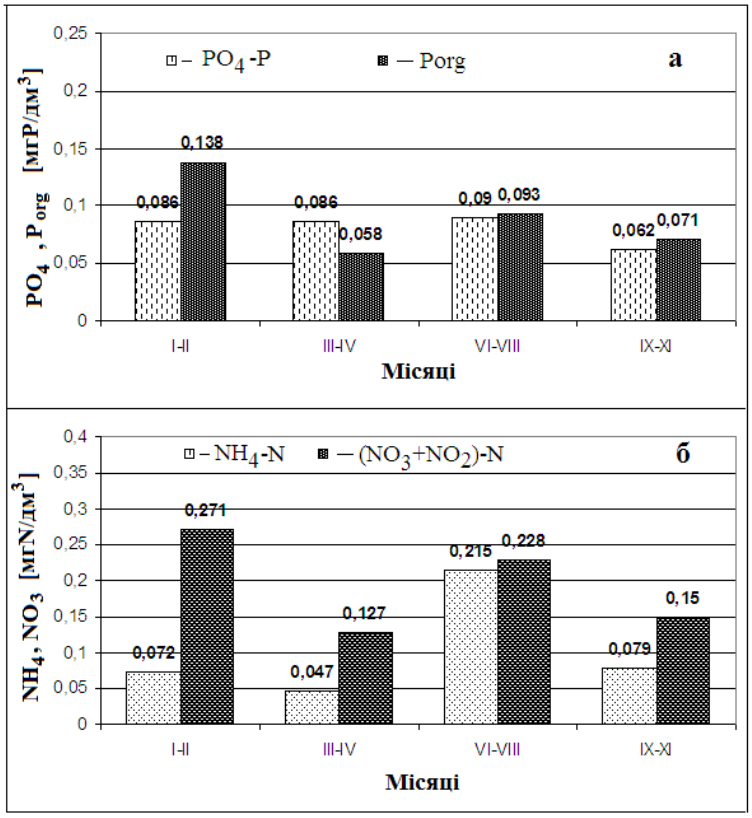


Рисунок 5.12 – Сезонна мінливість концентрації біогенних речовин в вода р. Тилігул в період 2001 - 2011 рр. в пункті «Березівка»

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 затрат компьютерного часу, ніж 3-D варіант. Це дозволяє провести велику кількість чисельних експериментів з різним поєднанням параметрів моделі і добитися необхідного характеру мінливості модельованих змінних.

Для обліку надходження біогенів та органіки в лиман від зовнішніх джерел, в 1-D варіанті моделі використовувалася залежність виду [79]:

$$Q_i = \sum_k \frac{q_k}{W_{tot}} (C - C_{ki}), \qquad (5.107)$$

де Q_i – приплив i-ої речовини від зовнішніх джерел (р.Тилігул, з'єднувальний з морем канал);

q_k – витрата k-го джерела, м^3·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 даним 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 азоту і фосфору.

На третьому етапі калібрування екологічної моделі, параметри рівнянь хіміко-біологічного блоку, які були визначені із застосуванням 1-D варіанта 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 M10 (див. наступний розділ звіту). Цей сценарій, вибраний з бази даних FP7 ENSEMBLES Project [8] як найбільш відповідний регіональним кліматичним умовам в зазначений період, був розрахований за моделлю MPI-REMO Інституту метеорології ім.Макса Планка (Гамбург, Німеччина). Використовувалися також вимірювання інтенсивності сонячної радіації, виконані з дискретністю 3-х години на ГМС «Одеса».

Для завдання граничних умов на відкритій морський границі штучного каналу, що з'єднує лиман з морем, використовувалися дані систематичних спостережень (середньодекадні значення) за коливаннями рівня моря, температурою і солоністю морської води, виконані на ГМС «порт-Южний» в 2010 р. Результати верифікації хіміко-біологічного блоку для точки в центральній частині лиману наведені на рис. 5.13.

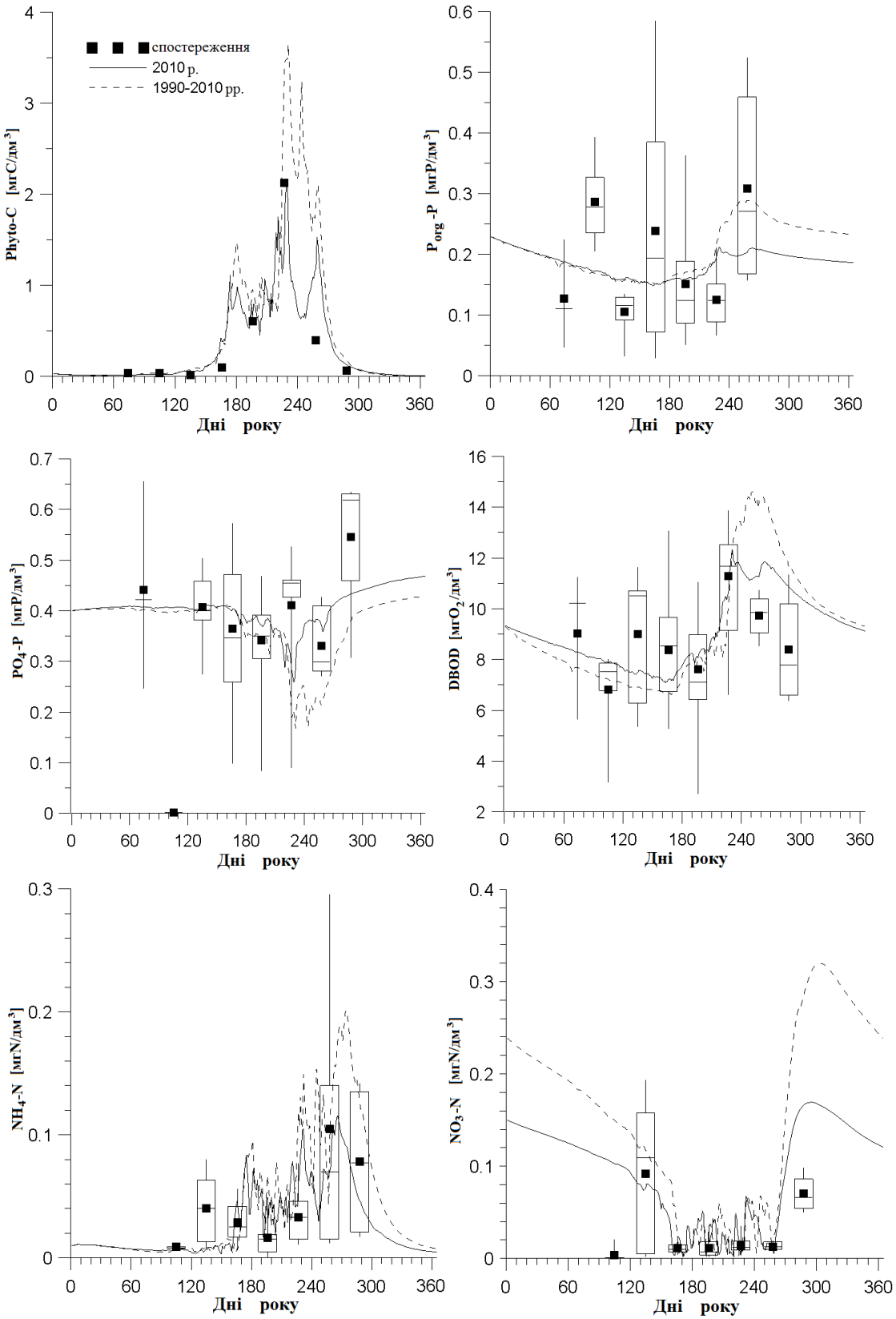


Рисунок 5.13 – Внутришньорічна мінливість модельованих гідроекологічних характеристик при гідрометеорологічних умовах 2010 р. та типових для періоду 1990-2010 рр. і встановлена в результаті помісячного осереднення даних наявних спостережень за період 2001-2011 рр.

6 ОБГРУНТУВАННЯ ВИБОРУ НАЙБІЛЬШ ВІРОГІДНОГО ДЛЯ РЕГІОНУ ЛИМАНУ СЦЕНАРІЮ ЗМІНИ КЛІМАТУ У XXI СТОРІЧЧЯ

6.1 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 спостерігалося 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 [11].

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 [11].

Взагалі, існує шість сценарних груп (рис. 6.1), 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.

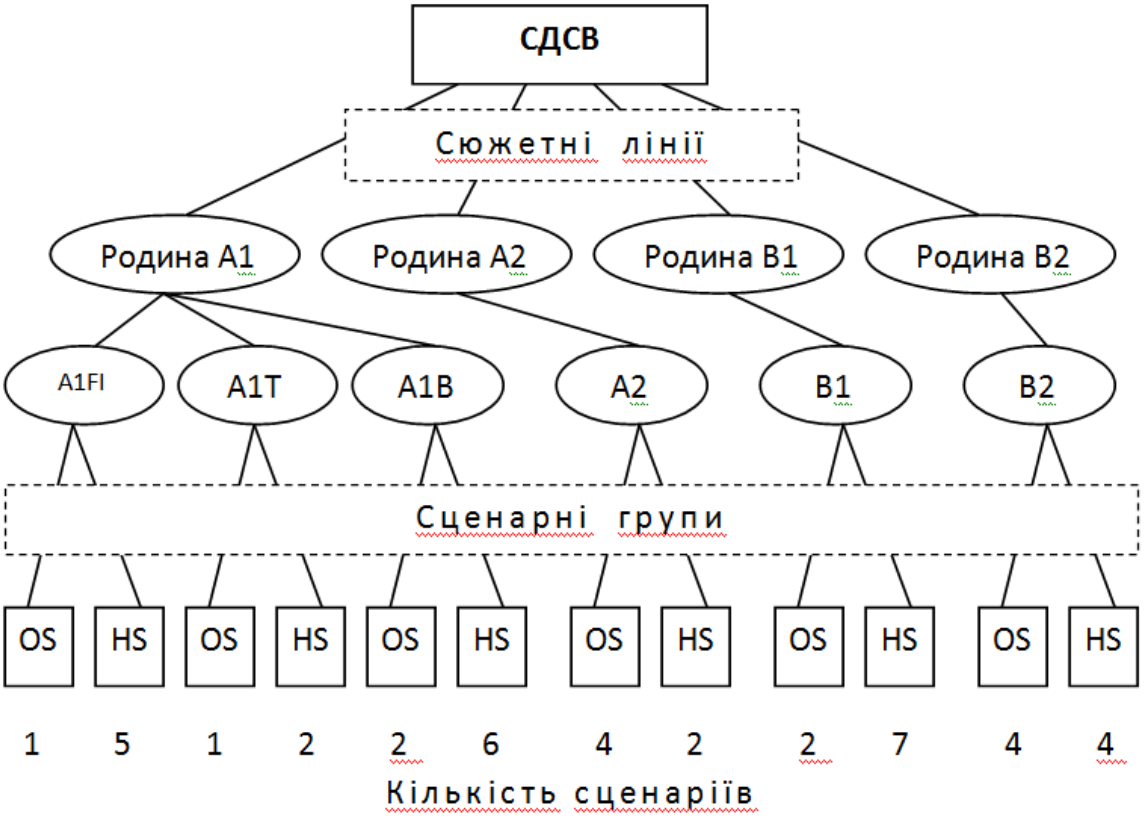


Рисунок 6.1 – Схематична ілюстрація сценаріїв СДСВ

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

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.

Сюжетна лінія і сценарна родина А2 описує диференційований світ. Економіка є регіонально орієнтованою. Зростання економіки в розрахунку на душу населення і технологічні зміни є найбільш фрагментарними й найповільнішими в порівнянні з іншими сюжетними лініями. Населення постійно збільшується. Головною темою сценарію є самозабезпечення із збереженням місцевої самобутності.

Відомо, що чисельних моделей клімату, як і наукових методик прогнозу клімату, існує достатньо багато [145]. 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°×2,5°, 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.

6.2 Оцінка відповідності кліматичних сценаріїв даним спостережень

6.2.1 Відповідність сценарної групи А1В даним спостережень

Для вивчення можливих змін клімату в басейні Тилігульского лиману були обрані 15 сценаріїв змін клімату, які розраховувалися у проекті ENSEMBLES [8]. 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 проекті ENSEMBLES також моделювався клімат з більшим горизонтальним розділенням (50 км), але ці результати не розглядалися. Взагалі, було вибрано 15 кліматичних сценаріїв (табл. 6.1).

Таблиця 6.1 – 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 M1-M15. 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 [8].

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

$$MP_{m,i} = \frac{\sum_{1}^{N} P_{m,i}}{N}, \qquad (6.1)$$

$$MT_{m,i} = \frac{\sum_{1}^{N} T_{m,i}}{N}, \tag{6.2}$$

$$MP_{0,i} = \frac{\sum_{1}^{N} P_{0,i}}{N}, \tag{6.3}$$

$$MT_{0,i} = \frac{\sum_{1}^{N} T_{0,i}}{N}, \tag{6.4}$$

де P – місячна сума опадів;

T – середньомісячна температура;

N = 10 – кількість років у періоді 1998-2007 рр.;

i = 1÷12 – індекс місяця року (1 – січень, …, 12 – грудень);

m = 1÷15 – індекс модельного сценарію (див. табл. 6.1);

0 – індекс, який позначає спостережені метеорологічні дані.

На рис. 6.2 і 6.3 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 (рис. 6.2), 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.

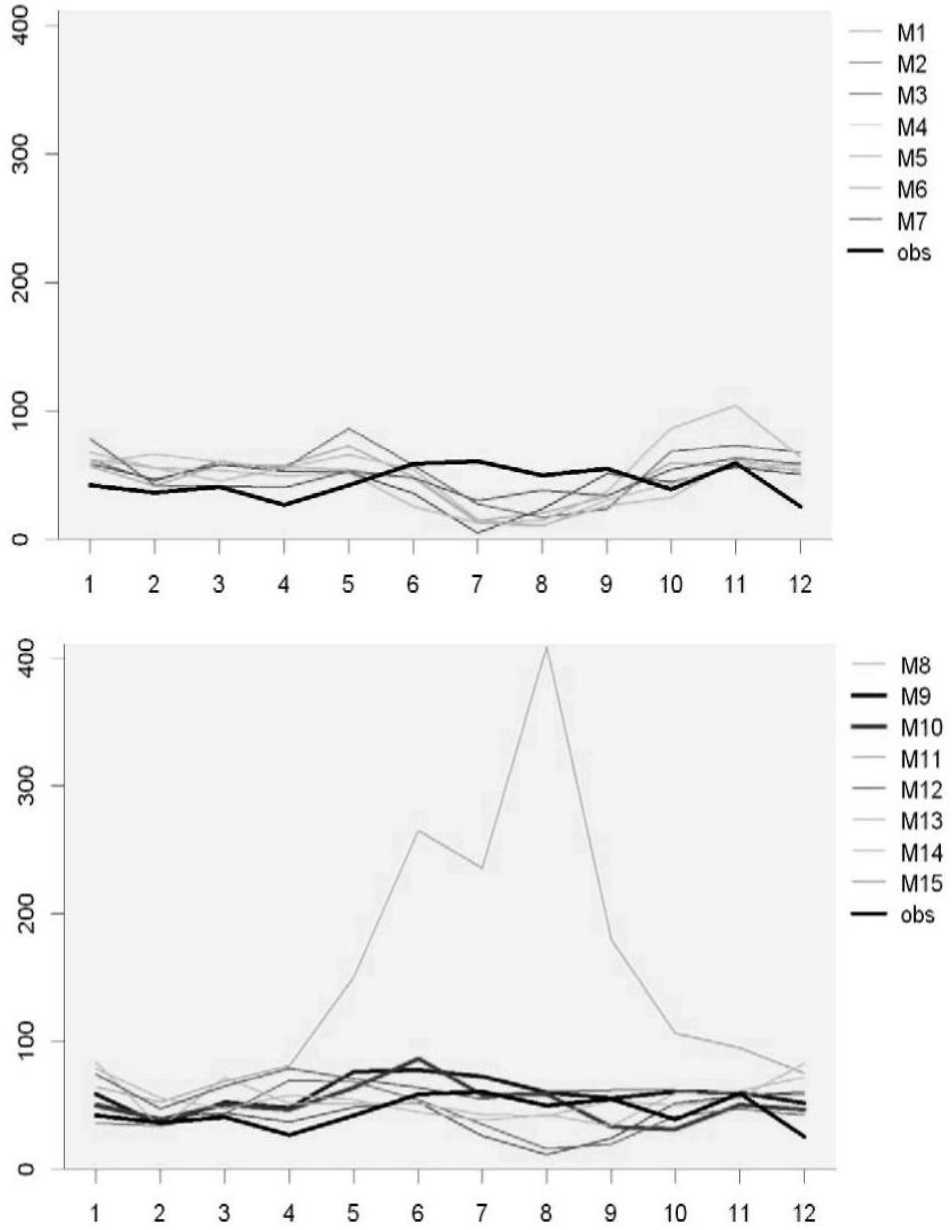


Рисунок 6.2 – Середні місячні суми опадів для періоду 1997-2008 рр., розраховані за моделями М1-М15 та за даними спостережень (вісь Х – місяць року, Y – опади, мм) [8]

Найбільші відмінності змодельованих температур від даних спостережень також спостерігаються влітку (рис. 6.3) і в деяких випадках, наприклад для модельних сценаріїв М3 і М4, можуть сягати 8 °С. Для згаданої вище моделі М8 усі місяці року в середньому характеризуються додатними температурами. Найбільш узгодженими зі спостереженнями температури є модельні сценарії М1 і М10.

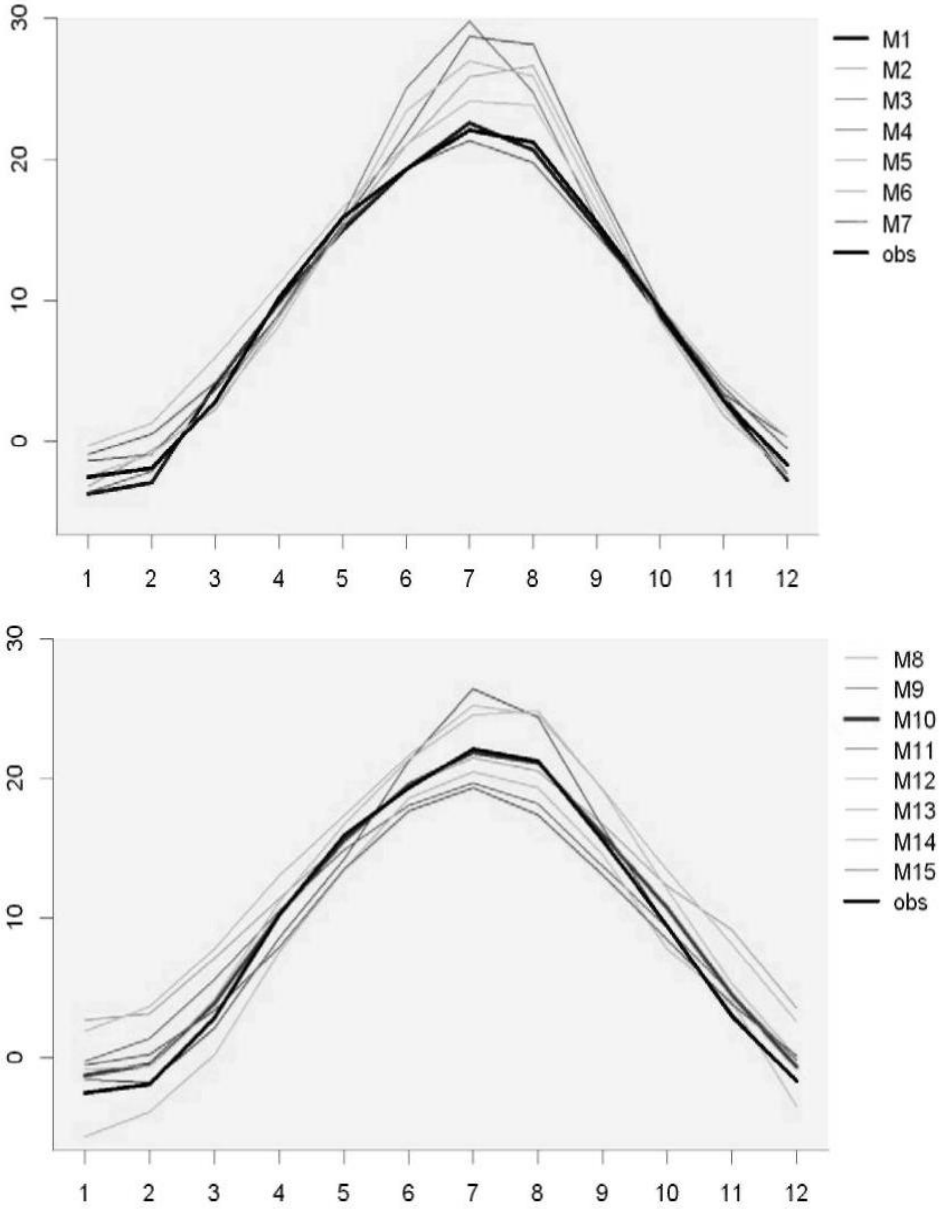


Рисунок 6.3 – Середні місячні температури для періоду 1997-2008рр., розраховані за моделями M1-M15 та за даними спостережень (вісь X – місяць року, Y – температура, °C) [8]

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

$$DMP_{m,i} = MP_{m,i} - MP_{0,i}, \tag{6.5}$$

$$DMT_{m,i} = MT_{m,i} - MT_{0,i}. \tag{6.6}$$

Як критерії відповідності сценарних та спостережених значень метеорологічних параметрів використовувались середні модулі щомісячних

відмінностей опадів ($ADMP_m$) та температур ($ADMT_m$):

$$ADMP_m = \frac{\sum_{1}^{12} \left| \frac{DMP_{m,i}}{MP_{0,i}} * 100\% \right|}{12}, \quad (6.7)$$

$$ADMT_m = \frac{\sum_{1}^{12} \left| DMT_{m,i} \right|}{12}. \quad (6.8)$$

Для середньомісячних значень кількості опадів найменші відхилення за критерієм (6.7) 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 (6.8) мають місце для сценаріїв М1 та М10 – 0,6 та 0.7 °С відповідно (табл. 6.2).

Таблиця 6.2 – Значення критеріїв $AMDP_m$ та $AMDT_m$ для сценарних опадів та температур (метеорологічна станція Любашівка)

Сценарій	Критерії	
	$AMDP_m$, %	$AMDT_m$, °С
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. 6.2 та 6.3 спільно з табл. 6.2 показує, що найкращу узгодженість розрахункових і фактичних даних по температурах повітря (*T*) і кількості опадів (*P*) дає сценарій M10, 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 [146], в якому розраховуються процеси хмаро- та опадоутворення, проходження потоків сонячної радіації в атмосфері, вплив підстильної поверхні на теплові потоки з врахуванням альбедо 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 альбедо 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 [146-149]. Початковими та граничними даними для моделі можуть бути дані аналізу, наприклад Європейського центру середньострокового прогнозу погоди (ECMWF), реаналізу, наприклад ERA40 [150], 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 [151].

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 [151].

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 [147].

6.2.2 Порівняння відповідності сценаріїв M10 (модель REMO, сценарна група A1B) та A2 даним спостережень

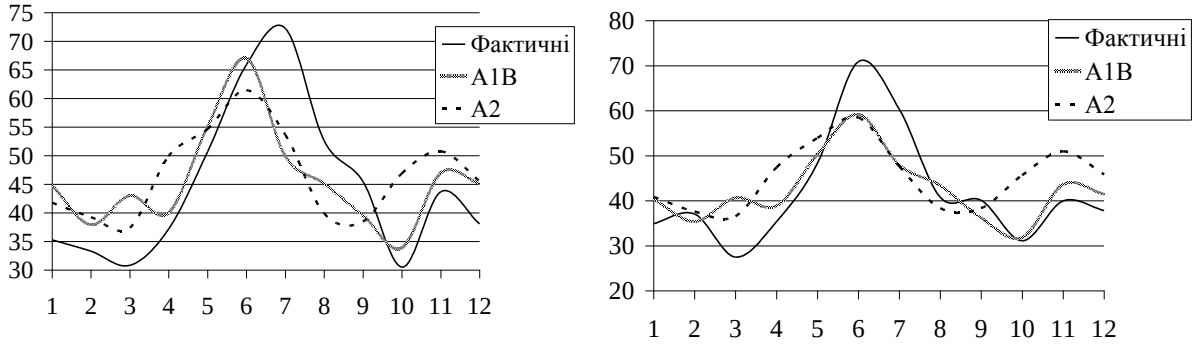
Як вже зазначалося, сценарій M10 отриманий за регіональною кліматичною моделлю REMO в рамках сценарію A1B.

В основі сценарію A2 лежить регіональна модель RCA3, яка розроблялася в Центрі Росбі (Швеція) з 1997 року. Базовою моделлю для неї була модель прогнозу погоди HIRLAM. У новій версії моделі RCA3 було значно поліпшено представлення підстильної поверхні [152].

Оцінка відповідності сценаріїв здійснювалася за допомогою порівняння відмінностей у сезонній динаміці температури і опадів спостережених та сценарних метеорологічних даних. Порівняння виконувалося за даними спостережень на метеорологічних станціях Любашівка та Затишшя за період 1951-2012 рр.

На рис. 6.4 та 6.5 наведена внутрішньорічна динаміка середніх місячних сум опадів (MP_m) та температур повітря (MT_m). На досліджуваних метеостанціях обидва сценарії непогано описують сезонний хід опадів (рис. 6.4). Для спостережених (фактичних) опадів можна виділити два максимуми (червень, листопад) та два мінімуми (березень, жовтень). Літній максимум змодельованих опадів нижчий від фактичного значення, а для

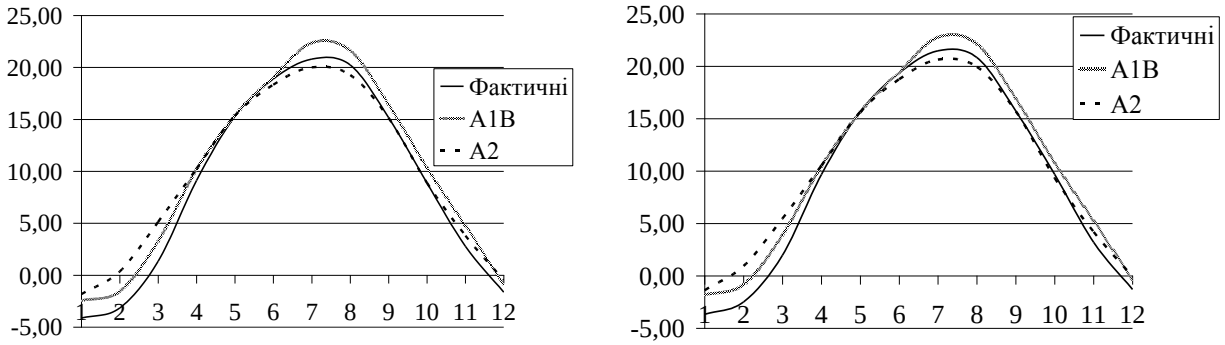
зимового періоду–навпаки. На метеостанції Любашівка (рис. 6.4а) за обома сценаріями відмічається відставання літнього максимуму на 1-2 місяці.



а) б)

Рисунок 6.4 – Середні місячні суми опадів 1951-2012 рр., розраховані за моделями A1B, A2 та за даними спостережень на метеостанціях Любашівка (а) та Затишшя (б), 1951-2012 рр. (вісь X – місяць року, Y – опади, мм) [153]

Найбільші відхилення змодельованих температур від даних спостережень (рис. 6.5) установлені для січня, лютого та березня. Проте обидві моделі задовільно описують внутрішньорічний хід температур.



а) б)

Рисунок 6.5 – Середні місячні температури повітря, розраховані за сценаріями A1B, A2 та за даними спостережень на метеостанціях Любашівка (а) та Затишшя (б) 1951-2012 рр., (вісь X – місяць року, Y – опади, мм) [153]

Оскільки дані кліматичних моделей використовуються у подальшому для оцінки водних ресурсів, були виконані розрахунки норм річного кліматичного стоку за фактичними та сценарними даними для періоду 1951-2012 рр. (табл. 6.3, табл. 6.4). Порівняння результатів показало, що за сценарієм A1B середнє відносне відхилення норм річного кліматичного стоку δ_Y за період 1951-2012 рр. дорівнює -8,5 %, за сценарієм A2 – +36,2%.

Таблиця 6.3 – Порівняння норм річного кліматичного стоку, визначеного на основі фактичних та сценарних (A1B) метеорологічних даних за період 1951-2012 рр. [153]

Метео-станція	Опади		Максимально можливе випаровування		Стік		$\delta = \frac{\overline{Y}_{сц} - \overline{Y}_{ф}}{\overline{Y}_{ф}} \cdot 100$
	$\overline{X}_{ф}$	$\overline{X}_{сц}$	$\overline{E}m_{ф}$	$\overline{E}m_{сц}$	$\overline{У}_{ф}$	$\overline{У}_{сц}$	
Любашівка	536	548	895	954	34	31	-8,8
Затишшя	504	509	931	982	24	22	-8,3
Середнє	520	529	913	968	29	27	-8,5

Таблиця 6.4 – Порівняння норм річного кліматичного стоку, визначеного на основі фактичних та сценарних (A2) метеорологічних даних за період 1951-2012 рр. [153]

Метео-станція	Опади		Максимально можливе випаровування		Стік		$\delta = \frac{\overline{Y}_{сц} - \overline{Y}_{ф}}{\overline{Y}_{ф}} \cdot 100$
	$\overline{X}_{ф}$	$\overline{X}_{сц}$	$\overline{E}m_{ф}$	$\overline{E}m_{сц}$	$\overline{У}_{ф}$	$\overline{У}_{сц}$	
Любашівка	536	560	895	864	34	43	26,5
Затишшя	504	542	931	899	24	35	45,8
Середнє	520	551	913	882	29	39	36,2

Таким чином, модель REMO більш якісно описує метеорологічний режим на метеостанціях, розташованих у межах водозбору Тилігульського лиману та на прилеглих територіях, ніж модель RCA3.

6.3 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 розташовано 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 істотне 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. 6.6-6.9 представлені часові розподіли середньорічних значень температур та сумарної кількості опадів для сценарію змін клімату М10.

З рис 6.6 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 °С у точці 1, 6,8 °С у точці 2 та 8,0 °С у точці 3. Виявлено чередування максимумів та мінімумів з інтервалом 5-7 років в межах 0,5-2,3 °С. Максимальні значення температури повітря спостерігатимуться за сценарієм у 2090 р. і становитимуть трохи більше 17,0 °С, що приблизно на чотири градуси вище, ніж за теперішніх кліматичних умов.

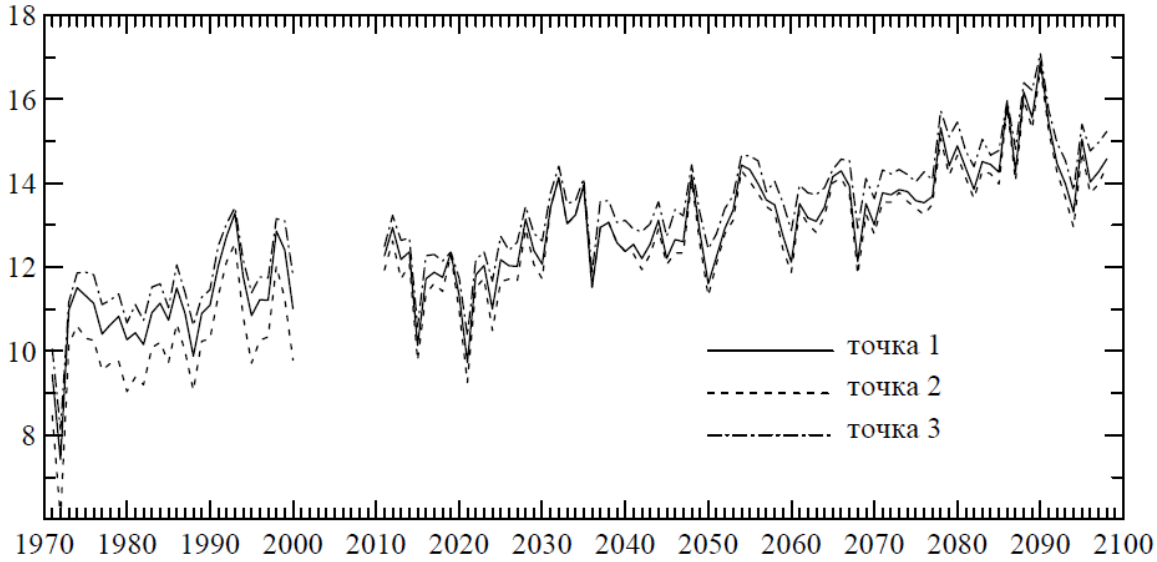


Рисунок 6.6 – Середні річні температури повітря на водозборі Тилігульського лиману [154]

З рис 6.7 видно, що прогнозується потепління в кожному із розглянутих кліматичних періодів і для всіх місяців року. Для точки 1 (рис. 6.7а) в період 2011-2040 рр. (відносно базового періоду 1970-2000 рр.) очікується підвищення температури повітря на 1,4 °С в січні, на 2,0 °С в червні та зниження до відносного значення на 1,1 °С. В період 2041-2070 рр. очікуються два максимальні відхилення температури, а саме на 2,8 °С в

березні та 2,4 °С в жовтні. В період 2071-2098 рр. прогнозується максимальне збільшення температури в усі місяці від 3,1 до 3,7 °С крім листопада, коли підвищення становитиме лише 1,4 °С. 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.

Для точки 2 (рис. 6.7б) також найсуттєвіші змін температури будуть відзначатися в періоді 2071-2098 рр. В теплий період збільшення температури досягає лише на 1,2 °С в той час, як у холодний період прогнозується підвищення температури на 8,2 °С.

Для третьої точки (рис. 6.7в) прогнозований середньомісячний розподіл температури співпадає з розподілом прогнозованої температури в першій точці.

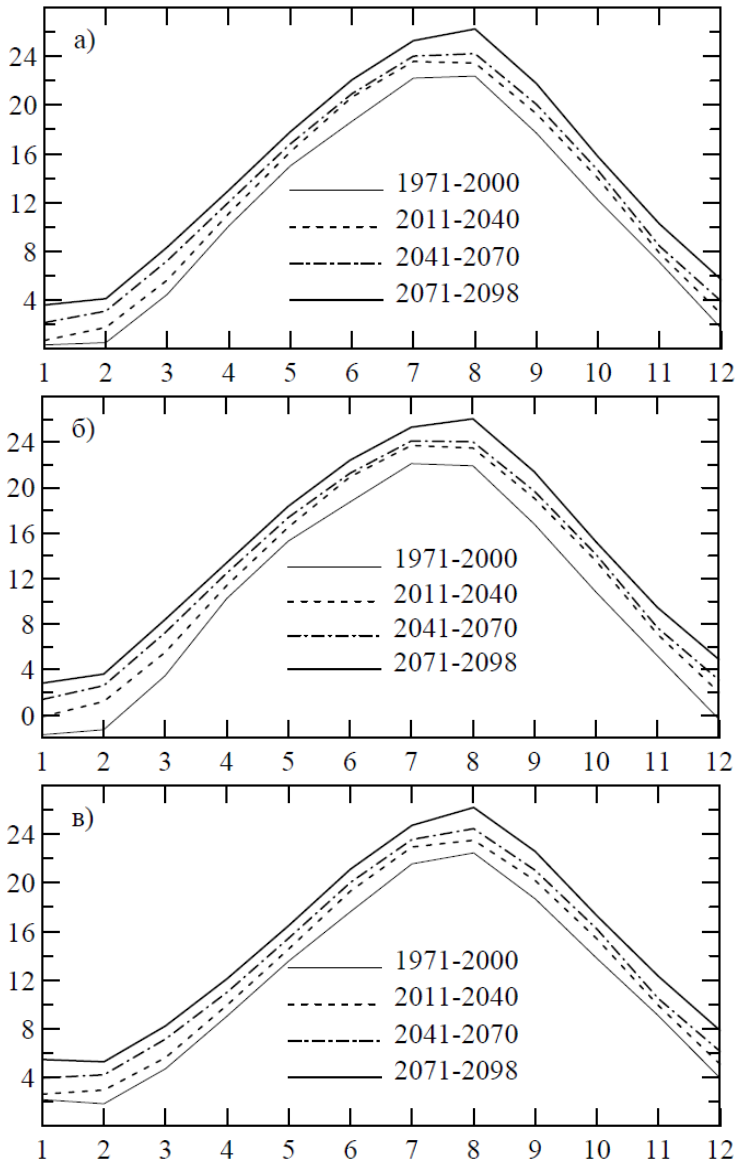


Рисунок 6.7 – Середня місячна температура повітря у точках 1(а), 2(б) і 3(в) [154]

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. 6.8).

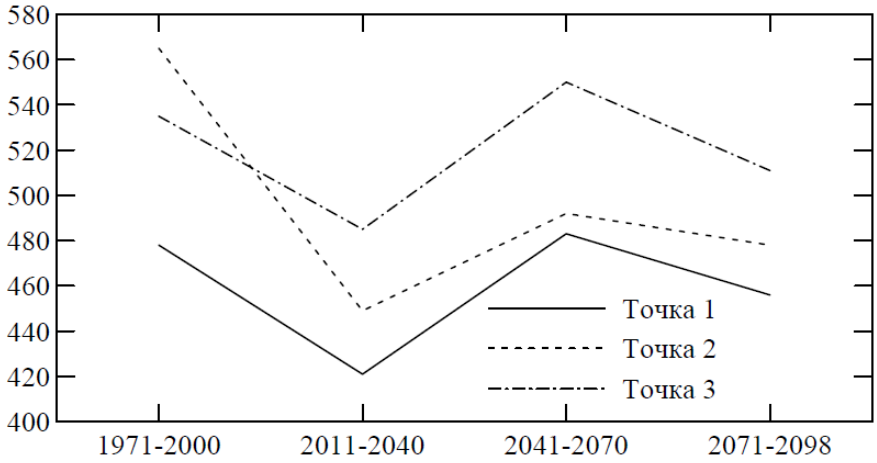


Рисунок 6.8 – Середні за розрахункові періоди опади (мм на рік) для Тилігульського лиману [154]

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 6.9 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.

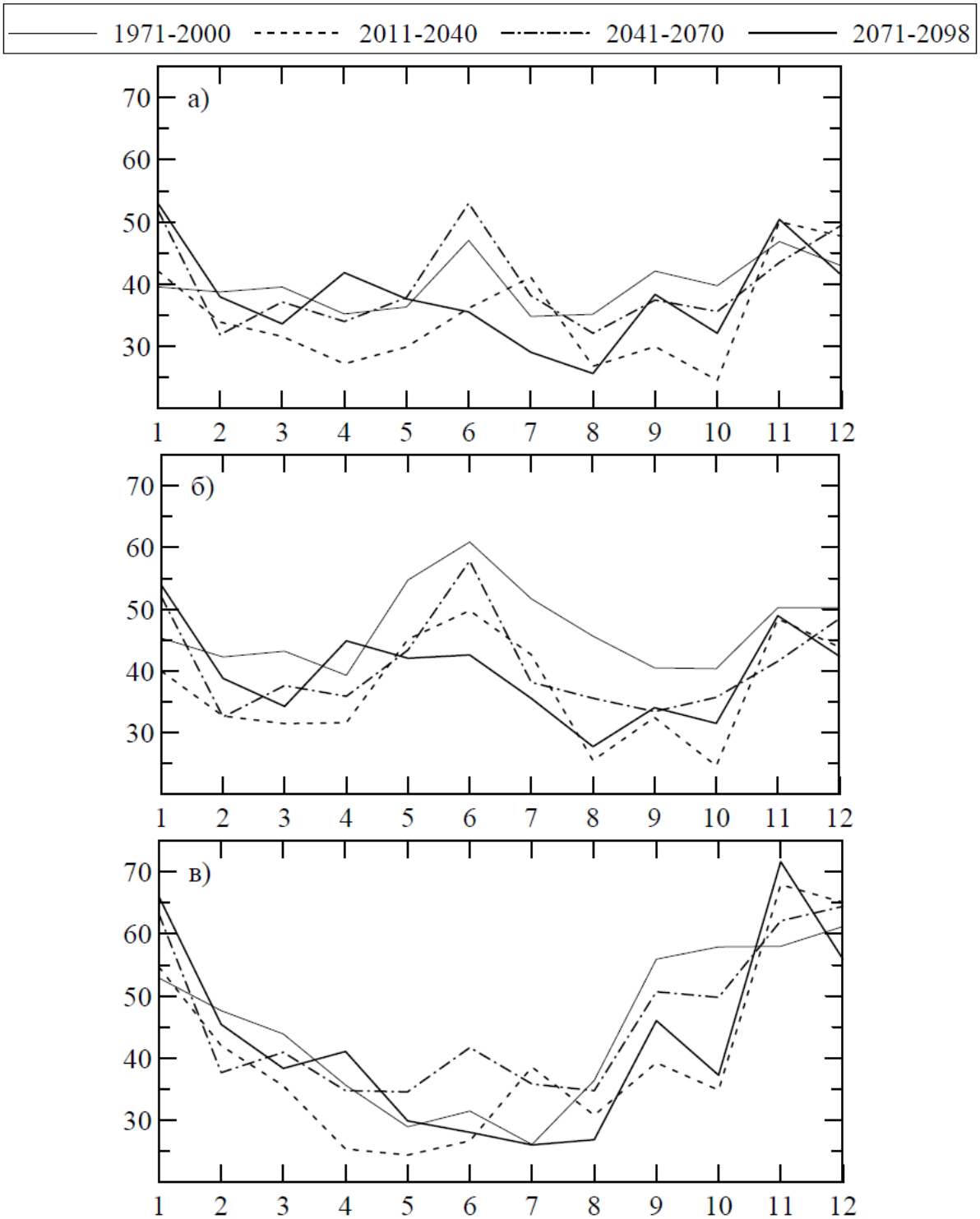


Рисунок 6.9 – Середні місячні опади у точках 1(а), 2(б) і 3(в) [154]

7 ОБГРУНТУВАННЯ ПІДХОДУ ДО ВИБОРУ ТИПОВИХ РОКІВ ДЛЯ РІЗНИХ КЛІМАТИЧНИХ ПЕРІОДІВ XXI СТОРІЧЧЯ

У розділі 2 відмічалось, що розрахунки стоку по місяцях за стохастичною моделлю «клімат-стік» з використанням метеорологічних даних відбуваються по моделях внутрішньорічного розподілу стоку для характерних по водності років [12].

7.1 Особливості внутрішньорічного розподілу на півдні України

Протягом року стік річок розподіляється досить нерівномірно, що зумовлено, головним чином, внутрішньорічною мінливістю метеорологічних факторів. Характерними рисами гідрологічного режиму водних об'єктів суші для річок України є: весняне водопілля, більш чи менш виразна літня та осіння межень, літньо-осінні паводки та зимова межень. Формування весняного водопілля пов'язане з таненням снігу, яке зумовлює високі рівні та витрати води, нерідко з виходом води на заплаву. У період водопілля проходить понад 50-60 % річного об'єму води, а у посушливій зоні – до 85-90 % та більше. Після закінчення весняного водопілля, якщо на його спаді немає дощових паводків, рівні води поступово знижуються до меженних, коли у живленні річок беруть участь переважно підземні води [155].

На малих і середніх річках в посушливій зоні при досить тривалих бездощових періодах установлені довгі періоди пересихання. Нерідко порушують межень в літній сезон дощові паводки.

Восени, коли зменшується випаровування з поверхні суші та збільшується число днів з опадами, стік річок збільшується. Після чого він поступово зменшується, досягаючи в кінці зими найменших значень за рік. Якщо ж зимою спостерігаються відлиги, особливо в південних районах, то зимова межень формується не тільки за рахунок підземних, але й поверхневих вод [156].

Внутрішньорічний розподіл стоку залежить від місцевих та антропогенних чинників. Регуляторами стоку виступають водоймища сезонного та багаторічного регулювання (озера, водосховища).

Вивчення закономірностей формування і розподілу стоку протягом року має як наукове, так і практичне значення [19]. Нерівномірність розподілу стоку впродовж року спричиняє труднощі для водопостачання, гідроенергетики, зрошення та ін. Безперебійне водопостачання, зрошення, гарантоване вироблення електроенергії лімітуються стоком сезонів межені, що спонукає до будівництва водосховищ та ставків для регулювання стоку й більш раціонального використання природних водних ресурсів. У районах, де місцевий стік регулюється ставками та водосховищами, для поповнення дефіциту проводиться реконструкція річкових систем з перекидання стоку із сусідніх річок.

Під внутрішньорічним розподілом стоку взагалі розуміють розподіл стоку за сезонами, місяцями, декадами або іншими часовими інтервалами. Розрізняють календарний та некалендарний розподіли стоку. Некалендарний розподіл не пов'язаний з хронологією, він подається у вигляді кривих тривалості добових витрат води.

Для розрахунків внутрішньорічного розподілу стоку в залежності від наявності даних гідрометеорологічних спостережень можна використати такі методи:

1) при наявності даних спостережень (не менше 15 років):

а) типовий розподіл (або розподіл стоку за роки характерної водності);

б) метод компонування;

2) при недостатності та відсутності даних спостережень:

а) за аналогією з внутрішньорічним розподілом на вивченому (дослідженому) у гідрологічному відношенні басейні;

б) з використанням районних схем і регіональних залежностей параметрів внутрішньорічного розподілу стоку від фізико-географічних чинників.

Під типовим розподілом розуміється найчастіше повторюваний для даної річки (або групи річок) у багаторічному розрізі розподіл стоку протягом року. Типові схеми особливо придатні для класифікації річок та гідрологічного районування. Зазвичай використовуються моделі так званих фіктивних та характерних за водністю років (багатоводних, середніх за водністю та маловодних). Схеми фіктивного розподілу можна одержати в результаті осереднення витрат води, а потім подання їх у модульних коефіцієнтах або у відсотках від річної суми.

Внутрішньорічний розподіл стоку часто обчислюється не за календарними, а за водогосподарськими роками, починаючи з багатоводного

сезону. При цьому розглядаються не календарні, а так звані водогосподарські роки, які починаються з весни поточного року, охоплюють повністю літо, осінь і частку зими (до 31.12), а також зимові місяці іншого року (тобто починаючи з 1.01, і до початку весни).

При визначенні розрахункового внутрішньорічного розподілу стоку при тривалості рядів спостережень *n* не менше 15 років використовують:

– метод компонування сезонів;

– метод середнього розподілу стоку по аналогії з розподілом реального року.

Внутрішньорічний розподіл стоку реального року можна прийняти за розрахунковий, якщо ймовірність перевищення стоку за рік та за лімітуючий період і сезон та мінімальної місячної витрати води, близькі між собою і відповідають заданій за умовами проектування ймовірності перевищення. Багатоводний рік має ймовірність перевищення 25%, середній - ймовірність перевищення 50%, маловодний – 75% та дуже маловодний – 95%.

У новій редакції нормативних документів по розрахунках характеристик стоку використовується більш детальна інформація [18]. При періоді спостережень *n* від 15 до 30% років виділяють три групи років певної водності: багатоводну групу років ($P < 33{,}3$ %), середню за водністю групу років ($33{,}3\ \% \le P \le 66{,}7\ \%$) і маловодну групу років $P > 66{,}7$ %). При тривалості спостережень більше 30 років, виділяють п'ять груп: дуже багатоводну групу років ($P < 16{,}7$ %), багатоводну групу ($16{,}7\ \% \le P < 33{,}3$ %), середню за водністю групу років ($33{,}3\ \% \le P \le 66{,}7$ %), маловодну ($66{,}7\ \% < P \le 83{,}3$ %) і дуже маловодну групу ($P > 83{,}3$ %).

На території України, виходячи із умов формування та особливостей розподілу річного стоку по місяцях і сезонах (рис. 7.1, табл. 7.1, табл. 7.2), за типовим внутрішньорічним розподілом стоку виділені 16 районів.

За співвідношенням між величинами стоку у різні періоди року більша частина річок України належить до річок переважно снігового живлення. Річки Причорноморської низовини практично не мають підземного живлення і тому у маловодні роки пересихають влітку і перемерзають взимку. У дуже маловодні роки стоку може не бути протягом року і більше.

На сучасному етапі, однак, відбуваються певні зміни у внутрішньо річному розподілі річок, зумовлені глобальними та регіональними змінами клімату, антропогенними впливом тощо.

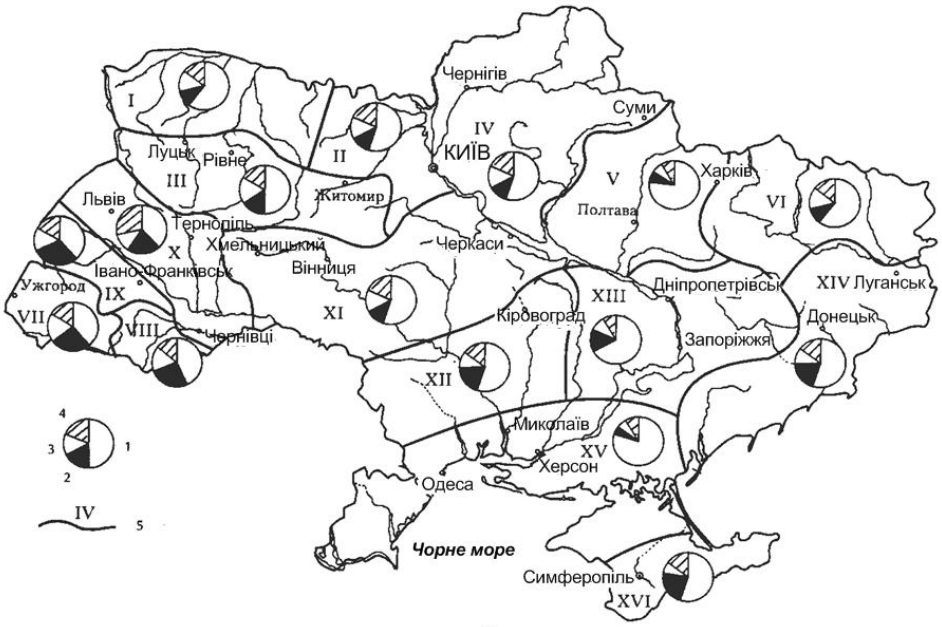


Рисунок 7.1- Схема районування території України за внутрішньо річним розподілом стоку річок [73]

Умовні позначки: 1 - багатоводний; 2 - середньоводний; 3 - маловодний; 4 - дуже маловодний.

Таблиця 7.1 – Типові схеми розподілу (у %) річного стоку південної частини України по сезонах і місяцях за характерні по водності роки (1-багатоводний; 2- середній за водністю; 3-маловодний; 4-дуже маловодний)

Водність року	Місяць											
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Район XIV												
1	6,4	32,6	14,8	7,7	6,2	4,3	2,9	3,2	4,1	4,7	5,5	7,6
2	11,0	28,8	16,7	8,0	5,4	4,4	2,4	2,4	3,7	5,1	4,5	7,6
3	11,3	28,9	18,5	7,3	5,3	4,1	2,2	2,0	3,5	4,7	5,4	6,8
4	11,3	28,7	18,7	6,7	4,1	3,6	1,7	2,3	3,9	5,4	5,7	7,9
Район XV												
1	22,2	49,2	5,3	4,9	4,0	2,9	0,0	0,0	0,0	3,7	2,9	4,9
2	20,3	51,5	6,8	6,6	3,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	2,9	6,9
3	24,9	48,9	12,6	8,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,6
Район XVI												
1	9,0	22,0	13,7	12,1	9,9	3,9	2,0	0,0	2,2	4,6	7,8	12,8
2	9,6	15,4	28,4	13,1	6,4	3,4	0,0	0,0	2,1	4,3	7,5	9,8
3	11,4	29,9	18,5	9,7	4,9	2,6	0,0	0,0	0,0	5,8	9,1	8,1
4	13,4	32,0	21,9	7,8	3,8	2,0	0,0	0,0	0,0	4,3	7,0	7,8

Таблиця 7.2 – Типові схеми розподілу (у %) річного стоку південної частини України по сезонах і місяцях за характерні по водності роки (1- багатоводний; 2 - середній за водністю; 3 - маловодний; 4 - дуже маловодний)

Водність року	Сезон			
	весна III-V	літо VI-VIII	осінь IX- XI	зима XII- II
Район XIV				
1	53,8	21,1	12,0	13,1
2	56,5	20,2	11,2	12,1
3	58,7	18,9	10,2	12,2
4	58,7	16,1	11,6	13,6
Район XV				
1	76,7	11,8	3,7	7,8
2	78,6	9,7	1,9	9,8
3	86,4	8,0	0,0	5,6
Район XVI				
1	12,8	44,7	27,9	6,8
2	9,8	53,4	22,9	6,4
3	8,1	59,8	17,2	5,8
4	7,8	67,3	13,6	4,3

В монографії В.В. Гребеня [1] проведений аналіз змін окремих періодів і сезонів внутрішньорічного розподілу річок України станом на 2008 р., в рамках ландшафтно-гідрологічного районування (рис. 7.3). Згідно цієї схеми районування, на території України виділяється 6 ландшафтно-гідрологічних зон, 16 провінцій та 14 районів. На Причерноморсько-Приазовській височині (до якої відноситься басейн р.Тилігул) за період з 1989 р. по 2008 р. відбулося зменшення внеску весняного водопілля у формування річного стоку з 45% до 35%; зростання стоку літньо-осінньої межені з 39% до 49% і практично не змінився стік зимової межені.

Проте сказане справедливе для річок із стійким підземним живленням. Для водозбору річки Тилігул втрати талого стоку на інфільтрацію у підстильну поверхню під час зимових відлиг не компенсуються їх надходженням до русла річки підземним шляхом через глибоке залягання підземних вод [6].

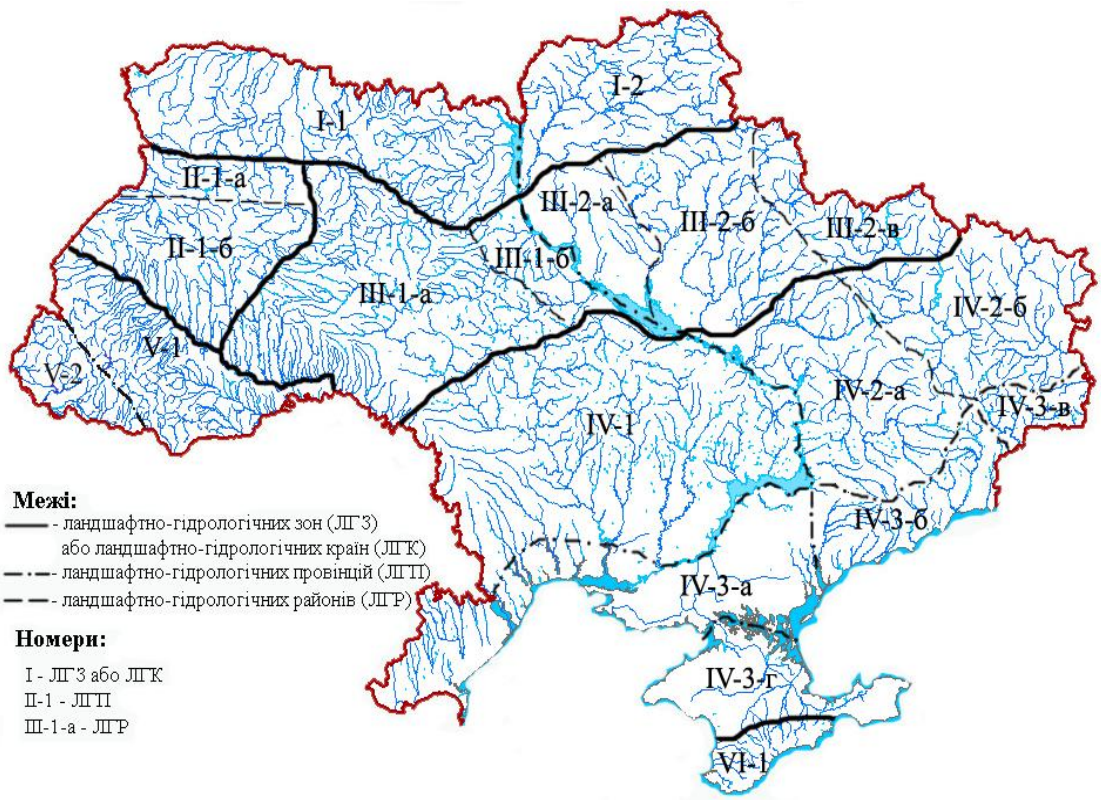


Рисунок 7.3 – Схема ландшафтно-гідрологічного районування України [1]

Умовні позначення:

1 – Мішанолісова волого-ландшафтно-гідрологічна зона;

I-I – Прип'ятська ландшафтно-гідрологічна провінція;

I-2 – Деснянська ландшафтно-гідрологічна провінція;

***II* – Широколистолісова волога ландшафтно-гідрологічна зона;**

II-1 – Бузько-Дністровська ландшафтно-гідрологічна провінція;

II-1-а – *Волинський підвищений ландшафтно-гідрологічний район;*

II-1-б – *Розтоцько-Опільський підвищений ландшафтно-гідрологічний район;*

III – Лісостепова недостатньо зволожена ландшафтно-гідрологічна зона;

III*-1 – *Дністровсько-Дніпровська ландшафтно-гідрологічна провінція;

III-1-а – *Подільсько-Придніпровський підвищений ландшафтно-гідрологічний район;*

III-1-б – *Центральнодніпровський підвищений ландшафтно-гідрологічний район;*

III-2- Лівобережно-Дніпровська ландшафтно-гідрологічна провінція;

III-2-а – *Центральнодніпровський низовинний ландшафтно-гідрологічний район;*

III-2-а – *Полтавський рівнинний ландшафтно-гідрологічний район;*

III-2-а – *Східноукраїнський схилово- підвищений ландшафтно-гідрологічний район;*

IV – Степова посушлива ландшафтно-гідрологічна зона;

IV-1 – Нижньобузько-Дніпровська ландшафтно-гідрологічна провінція;

IV-2 – Дніпровсько-Сіверськодонецька ландшафтно-гідрологічна провінція;

IV-2-а – *Нижньодніпровський низовинний ландшафтно-гідрологічний район;*

IV-2-а – *Сіверськодонецький схилово- підвищений ландшафтно-гідрологічний район;*

IV-3 Причорноморсько-Приазовська ландшафтно-гідрологічна провінція;

IV -3-а – *Причорноморський низовинний ландшафтно-гідрологічний район.*

7.2 Особливості внутрішньорічного розподілу у басейні Тилігульського лиману

Згідно із даними, наведеними у Ресурсах поверхневих вод України (1966 р.) [69] та у довіднику [73] 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 р.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. 7.3, табл. 7.4) показало, що у останні десятиріччя спостерігається відсутність стоку у січні місяці незалежно від водності року. Серед місяців літньо-осінньої межені місце вересня як періоду з постійною відсутністю стоку зайняв жовтень.

Таблиця 7.3 - Внутрішньорічний розподіл стоку (*P*, %) у характерні роки по місяцях (на основі даних спостережень на р.Тилігул – смт Березівка до 1989 р.) [6]

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 7.4 - Внутрішньорічний розподіл стоку (*P*, %) у характерні роки по місяцях (на основі даних спостережень на р.Тилігул – смт Березівка після 1989 р.) [6]

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

7.3 Побудова методики для обґрунтування вибору типових років за даними сценаріїв

Аналіз хронологічного ходу метеорологічних характеристик на метеорологічній станції Одеса, що відбулися у минулі два десятиріччя, показав, що суми опадів за рік та холодний період дещо зростають, а за теплий період практично не змінюються (рис. 7.4-7.6) [6]. Той же аналіз, проведений за даними моделі REMO (гілка сценаріїв A1B) на XXI сторіччя, дозволив установити, що середнє багаторічне значення опадів не буде суттєво змінюватися як для року, так і теплого та холодного періодів. У окремі інтервали (2001-2040 рр.) можливе зменшення річних опадів, а у окремі – зростання (2071-2098 рр.), але ці зміни знаходяться у межах ±10%.

Що стосується температур повітря, то установлено, що у межах водозбору Тилігульського лиману вони зростають (за даними до 2011 р.). (рис. 7.7-7.9). Прогнози на XXI сторіччя за сценарієм A1B підтверджують це зростання. Середні річні температури до кінця XXI сторіччя зростуть на $3^{\circ}C$ у порівнянні із температурами на початку сторіччя (рис. 7.10).

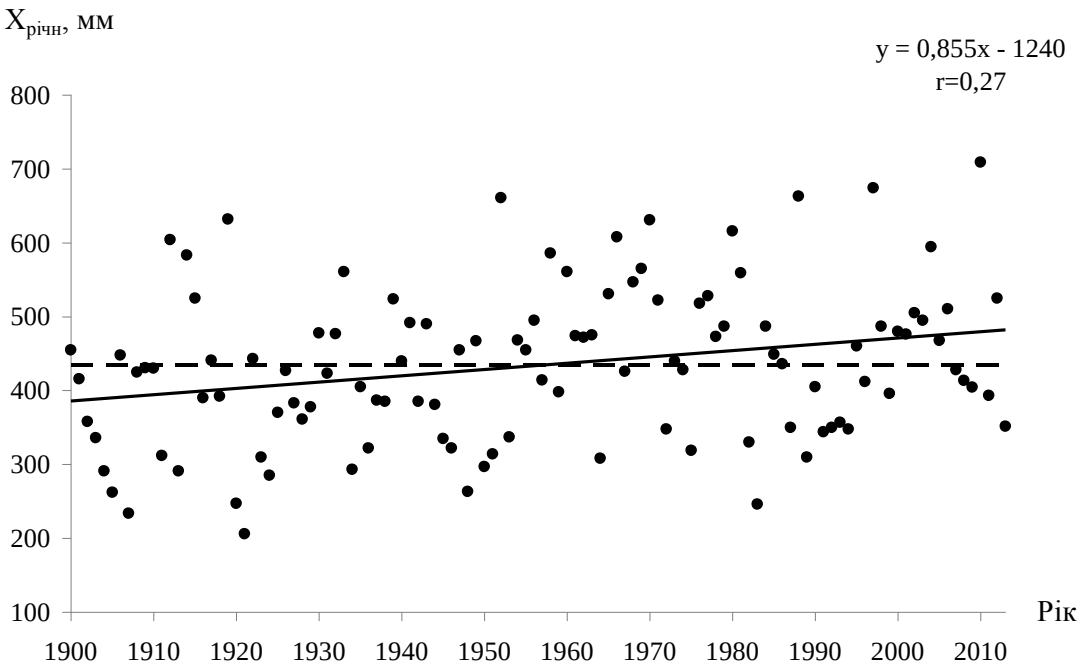


Рисунок 7.4 – Хронологічний хід річних сум атмосферних опадів за даними метеорологічної станції Одеса, 1900-2013 рр. (---- середнє багаторічне значення, —— лінія тренду)

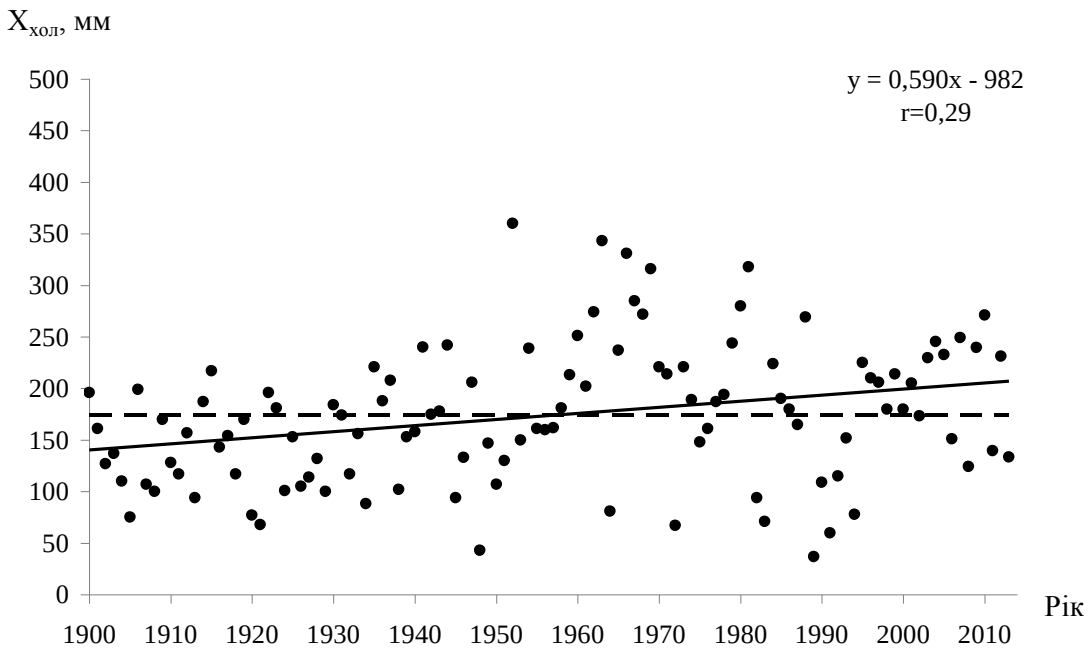


Рисунок 7.5 – Хронологічний хід сум опадів холодного періоду (XI- III) за даними метеорологічної станції Одеса, 1900-2013 рр. (---- середнє багаторічне значення, —— лінія тренду)

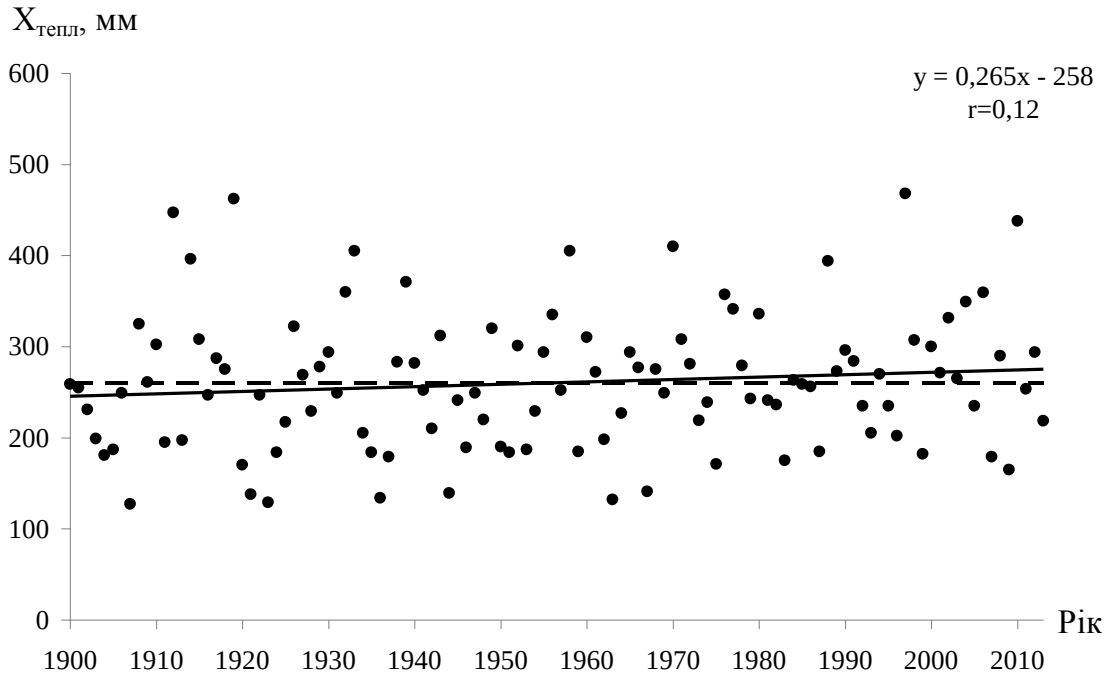


Рисунок 7.6 – Хронологічний хід сум опадів теплого періоду (IV-X) за даними метеорологічної станції Одеса, 1900-2013 рр. (---- середнє багаторічне значення, —— лінія тренду)

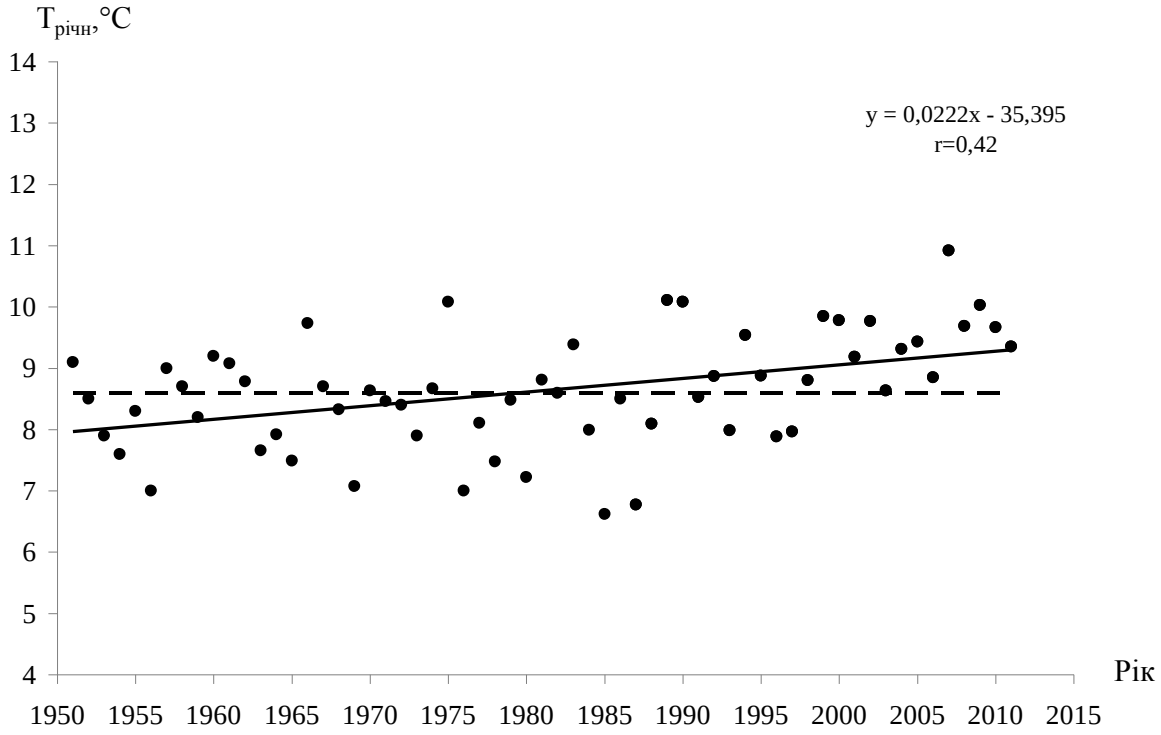


Рисунок 7.7 – Хронологічний хід річної температури повітря за даними метеорологічної станції Любашівка, 1951-2011 рр. (---- середнє багаторічне значення, —— лінія тренду)

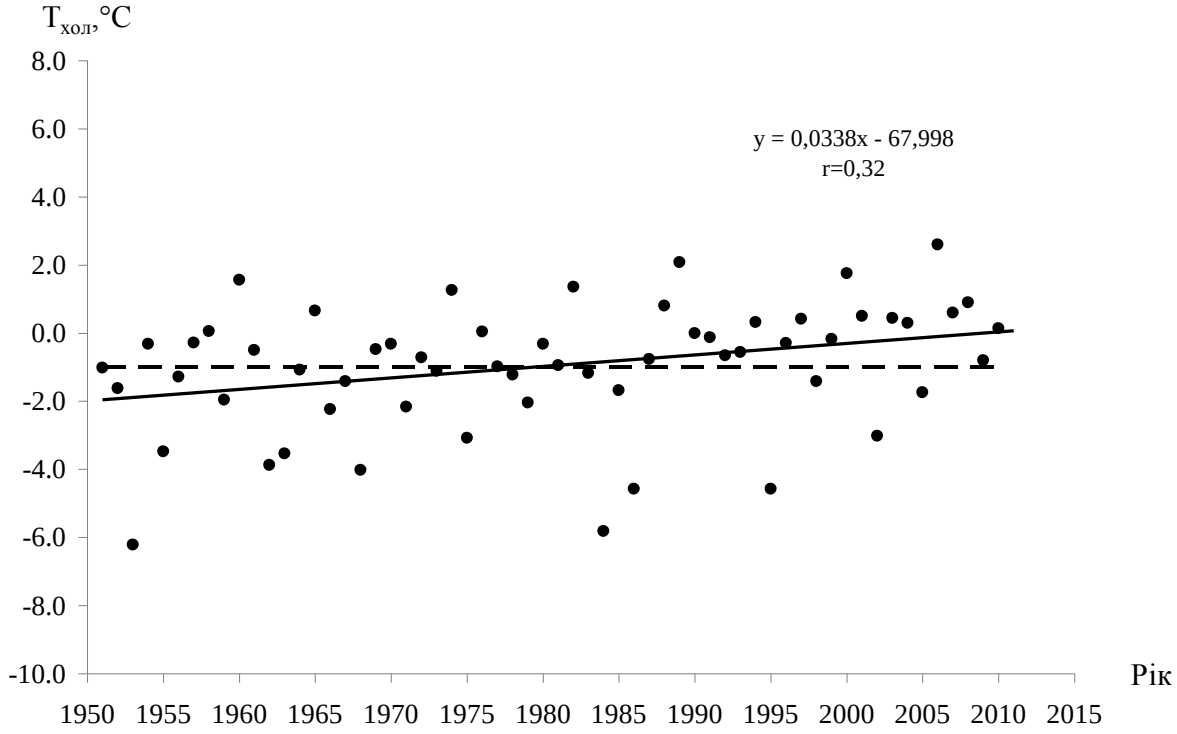


Рисунок 7.8 – Хронологічний хід температури повітря холодного періоду (XI- III) за даними метеорологічної станції Любашівка, 1961-2011 рр. (---- середнє багаторічне значення, —— лінія тренду)

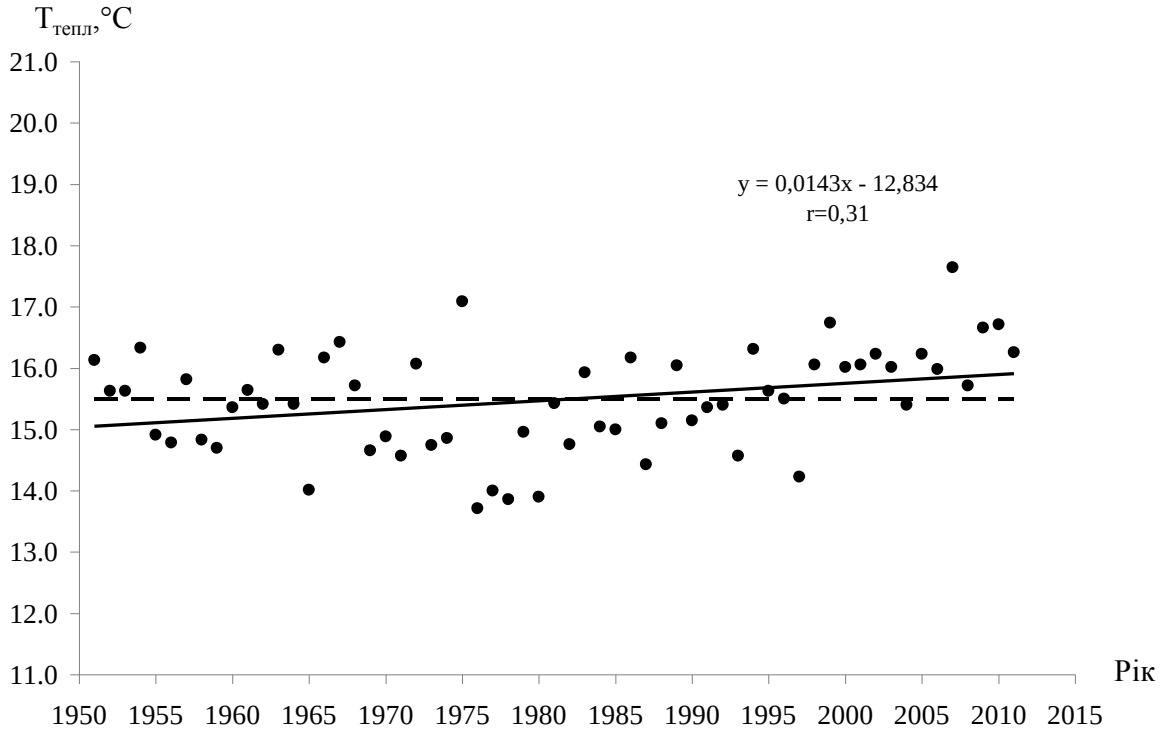


Рисунок 7.9 – Хронологічний хід температури повітря теплого періоду (IV-X) за даними метеорологічної станції Любашівка, 1961-2011 рр. (---- середнє багаторічне значення, —— лінія тренду)

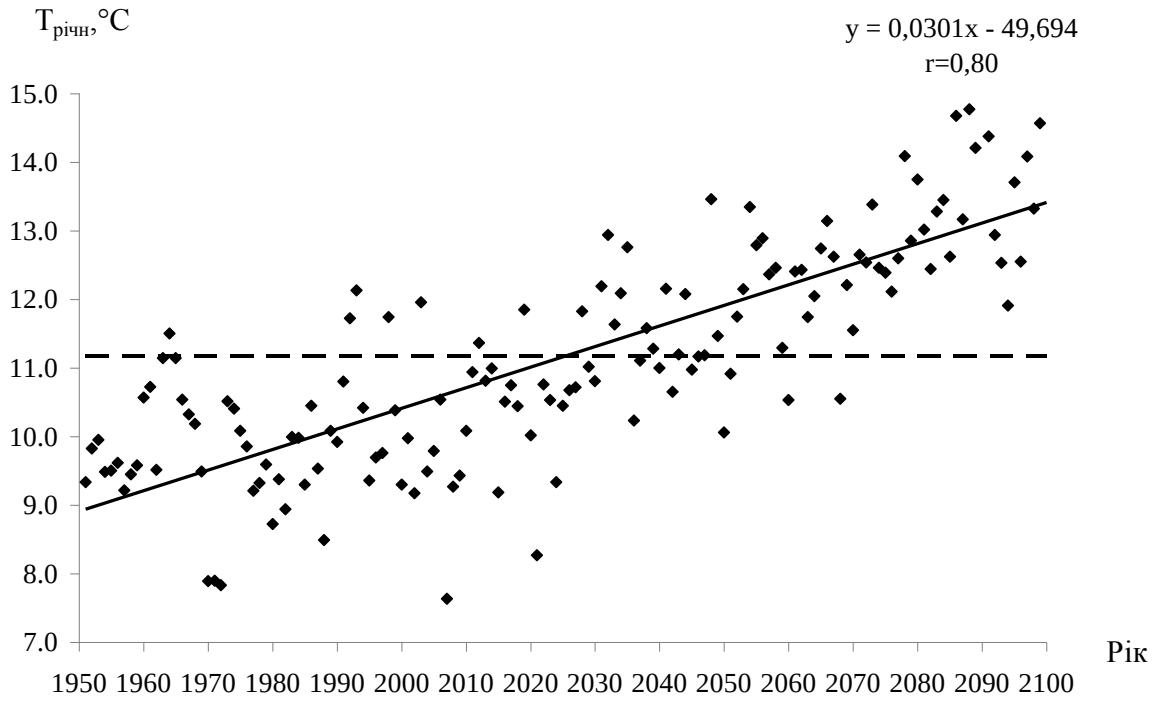


Рисунок 7.10 – Хронологічний хід річної температури повітря за даними сценарію A1B на метеорологічній станції Любашівка, 1951-2100 рр. (---- середнє багаторічне значення, —— лінія тренду)

Для аналізу закономірностей коливань температур повітря, спрогнозованих за сценарієм глобального потепління A1B, побудована різницево-інтегральна крива (рис. 7.11) за період 1951-2100 рр. Зміна похилу цієї кривої з 2027 року вказує, що в температурному режимі повітря відбудуться значні перетворення, які почнуть супроводжуватися ще більш інтенсивним потеплінням. Температури холодного періоду будуть істотно збільшуватися (рис. 7.12), що призведе до появи зим без від'ємних температур повітря. У 2027-2100 рр. така ситуація буде спостерігатися протягом майже половини років періоду (35 років). Частота появи теплих зим буде зростати по мірі наближенні до кінця XXI сторіччя. Порівнюючи з попереднім періодом (1951-2026 рр.) кількість зим без від'ємних температур повітря в цей проміжок часу дорівнює 6.

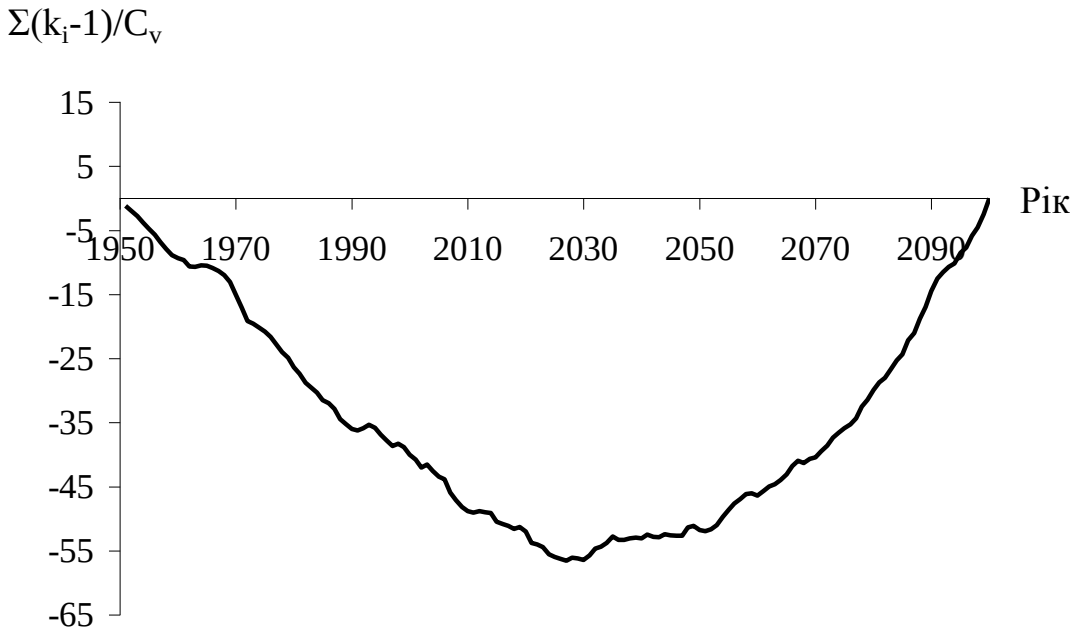


Рисунок 7.11 – Різницево-інтегральна крива річних температур повітря за даними сценарію A1B на метеостанції Затишшя, 1951-2100 рр.

Зміна температурного режиму впливатиме на вибір характерних років з використанням сценарних даних. Так, наприклад, відсутність від'ємних температур повітря взимку означатиме відсутність весняного водопілля. Отже характер внутрішньорічного розподілу зміниться. Щоб передбачити таку можливість, було запроваджено підхід, запропонований для річки Савранка, яка розташовується на прилеглих до водозбору Тилігульського

лиману територіях, але на відміну від річки Тилігул її стік не перетворений значуще водогосподарською діяльністю.

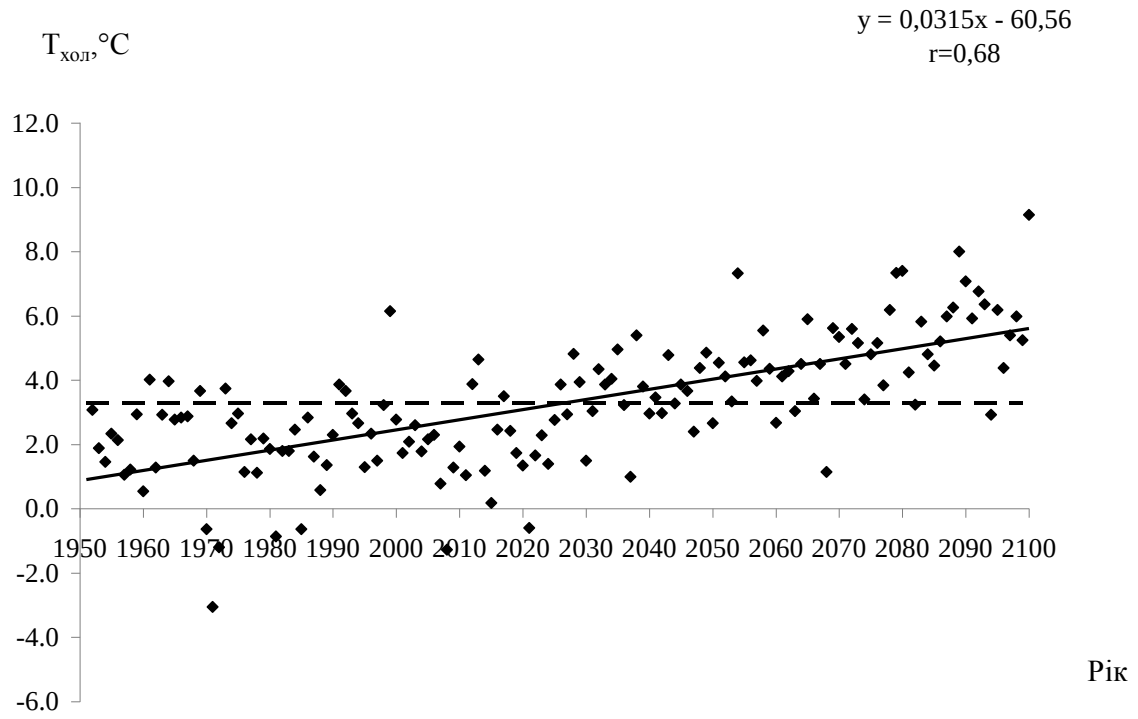


Рисунок 7.12 – Хронологічний хід температур повітря за холодний період (XI–III), отриманих за моделлю A1B для метеостанції Роздільна, 1951-2011 рр. (---- середнє багаторічне значення, —— лінія тренду)

Основна ідея розрахунків полягає у тому, що після початку суттєвих змін клімату роль сумарних опадів та середніх за рік температур повітря у формуванні стоку почала зменшуватися, а набули значущості температури зимового сезону та опадів, які випадають на поверхню водозбору у весняний період.

Для річки Тилігул на основі методу множинної лінійної регресії були побудовані рівняння, які описують зв’язки між річним стоком досліджуваної річки і кліматичними чинниками для періоду до та після 1989 р.

За період 1953-1988 рр. (до 1989 р.) рівняння лінійної множинної регресії, побудоване для створу р.Тилігул - с.Северинівка по даним метеостанції Одеса набуло виду

$$Y_i = 127\beta_{Хзим_i} - 2{,}52t_{річн_i} + 0{,}0776\sum_{X}^{XI} X_{i-1} - 1{,}24\sum_{XII}^{II} t_i + 10{,}0,\ \text{R=0,76}, \qquad (7.1)$$

$$\delta = \pm 43{,}3\%,$$

де Y_i – річний шар стоку, мм;

$\beta_{Xзим_i}$ – показник зволоженості/посушливості зимнього сезону розрахункового року, який визначається як відношення суми опадів за зимній сезон (XII-II) до максимально можливого випаровування;

$t_{річн_i}$ - середня річна температура повітря розрахункового року, ºС;.

$\sum_{X}^{XI} X_{i-1}$ – сума опадів за осінній період (з жовтня по листопад) попереднього до розрахункового року, мм;

$\sum_{XII}^{II} t_i$ – де сума температур повітря за зимовий період (з грудня по лютий) розрахункового року, ºС;

R – коефіцієнт множинної регресії;

i – розрахунковий рік.

Погіршують точність розрахунків дані по трьох роках (1963 р., 1965 р., 1980 р.), які є багатоводними (рис. 7.13).

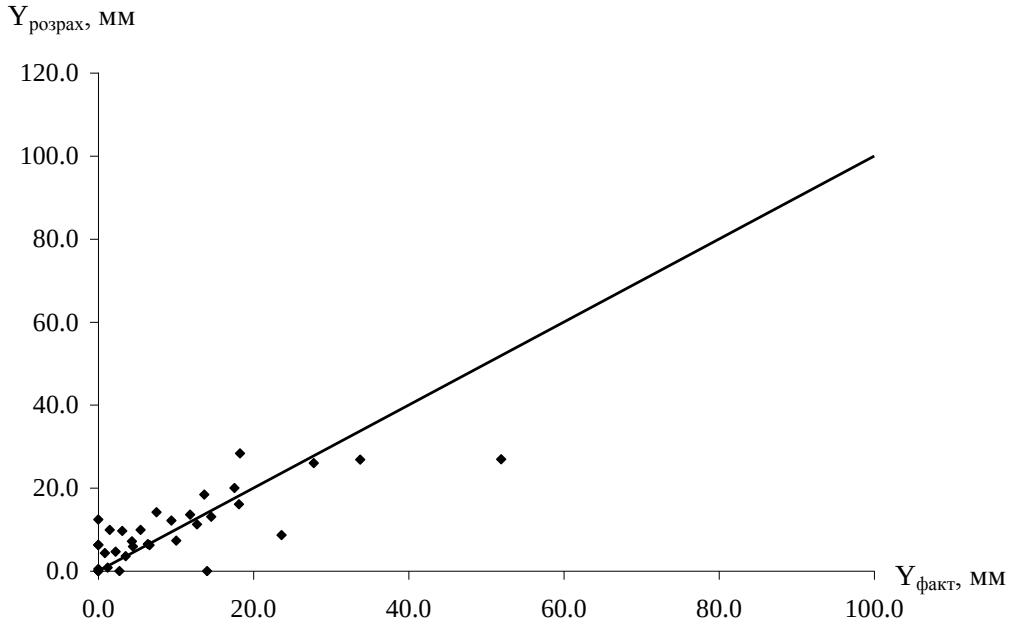


Рисунок 7.13 - Порівняння фактичних значень шару стоку на р.Тилігул-с.Северинівка із розрахованими за регресійним рівнянням за період 1953-1988 рр. (— лінія рівних значень)

У період з 1989 по 2011 рр. (після 1989 р.) розрахункове рівняння має такий вигляд

$$Y_i = 4{,}15SPEI_{\min i} - 0{,}069\sum_{III}^{V} X_i - 0{,}924\sum_{XII}^{II} t_i + 5.81SPEI_{річн_i} -$$

$$- 70{,}3\beta_{Хзим_i} + 5{,}01t_{річн_i} - 29{,}9\text{, R=0,74, } \delta = \pm 59{,}5\%, \qquad (7.2)$$

де Y_i – річний шар стоку, мм;

$SPEI_{\min i}$ – індекс посухи, найменший за період літньо-осінньої межені розрахункового року;

$\sum_{III}^{V} X$ – сума опадів за весняний період (з березня по травень) розрахункового року, мм;

$\sum_{XII}^{II} t_i$ – де сума температур повітря за зимовий період (з грудня по лютий) розрахункового року, ºС;

$SPEI_{річн_i}$ – середній індекс посухи розрахункового року;

$\beta_{Хзим_i}$ – показник зволоженості/посушливості зимнього сезону розрахункового року;

$t_{річн_i}$ - середньорічна температура повітря розрахункового року, ºС;

i – розрахунковий рік.

На точність розрахунків впливає той факт, що річний стік у створі р.Тилігул-с. Северинівка є дуже малим, а отже навіть невеликі розраховані значення стоку дають великі похибки. Відповідність фактичних значень стоку розрахованим за регресійним рівнянням (7.2) показана на рис. 7.14.

Отримані рівняння для розрахунків річного стоку дозволяють оцінювати стік річки за метеорологічними даними. Надалі визначається забезпеченість досліджуваного розрахункового року. Після установлення забезпеченості за статистичними параметрами природного або побутового стоку р.Тилігул на основі статистичного закону розподілу (трьох параметричного гама-розподілу або розподіл Пірсона III) розраховується уточнене значення річного стоку [52]. Для переходу до середніх місячних значень стоку використовується внутрішньорічний розподіл характерних по водності років, установлений в результаті узагальнень даних спостережень та розрахунках за моделлю «клімат-стік» (табл. 7.5, табл. 7.6).

Як видно із цих розподілів, у період після 1989 р. у формуванні річного стоку зменшується внесок березня місяця у багатоводні і середні за водністю роки, проте у маловодні роки стає можливою поява стоку у III-V місяці за рахунок опадів.

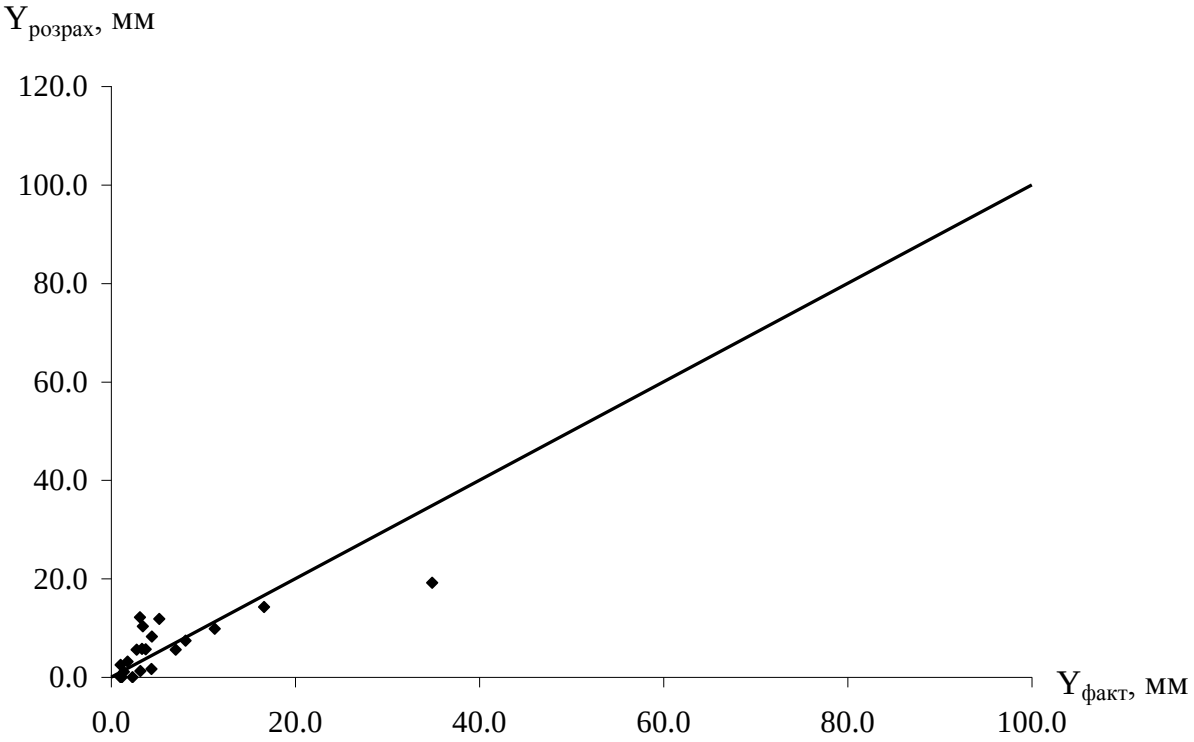


Рисунок 7.14 - Порівняння фактичних (побутових) значень шару стоку у створі р.Тилігул-с.Северинівка із розрахованими за регресійним рівнянням за період 1989-2011 рр. (═ лінія рівних значень)

Таблиця 7.5 – Внутрішньорічний розподіл стоку (%) у характерні по водності роки по місяцях на р.Тилігул-с.Северинівка у період 1953-1988 рр.

Водність	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Середній по водності	50,1	25,3	5,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	17,6
Багатоводний	60,2	22,3	3,6	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,3	3,5	4,5
Маловодний	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Таблиця 7.6 – Внутрішньорічний розподіл стоку (%) у характерні по водності роки по місяцях у період 1989-2011 рр., р.Тилігул-с.Северинівка

Водність	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Середній по водності	29,7	26,9	7,6	2,3	12,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,5	14,6
Багатоводний	32,5	24,6	7,6	4,0	3,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	28,2
Маловодний	35,6	57,3	7,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Співставлення розрахункових і фактичних величин стоку за запропонованим підходом показало їх задовільний збіг (рис. 7.15-7.19).

Ураховуючи той факт, що посушливість клімату на водозборі Тилігульського лиману буде зростати [157,158], при розрахунках стоку використанням моделі «клімат-стік» рекомендовано використовувати рівняння виду (7.2) та внутрішньорічний розподіл таблиці 7.6.

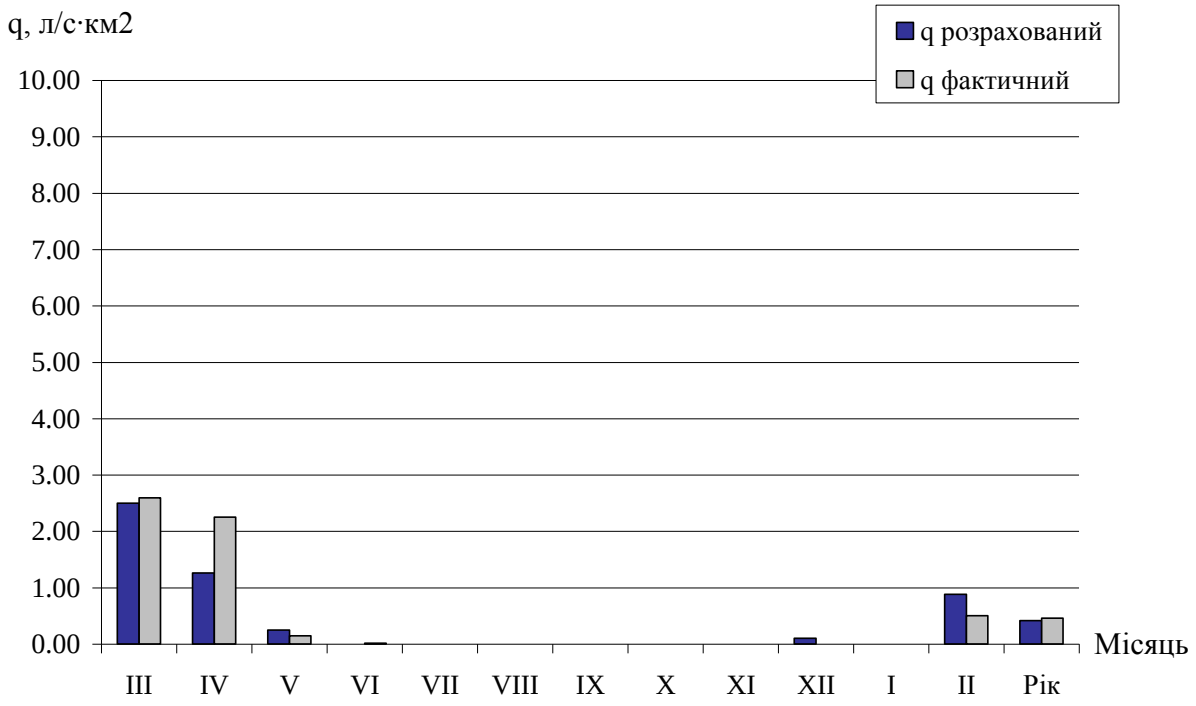


Рисунок 7.15 - Хронологічний хід річного побутового (фактичного) та розрахованого стоку на р.Тилігул-с.Северинівка у середній за водністю рік (1956 р.), визначений за період 1953-1988 рр.

Запропонована схема розрахунків буде більш ефективною, якщо у отриманих розрахункових рівняннях застосовувати осереднені значення предикторів, отриманих для усіх точок вузлів сценаріїв, що знаходяться у межах водозбору або поряд з ним. Так само, розподіли за моделлю характерних за водністю років мають уточнюватись по мірі зростання даних, спостережених в умовах змін клімату.

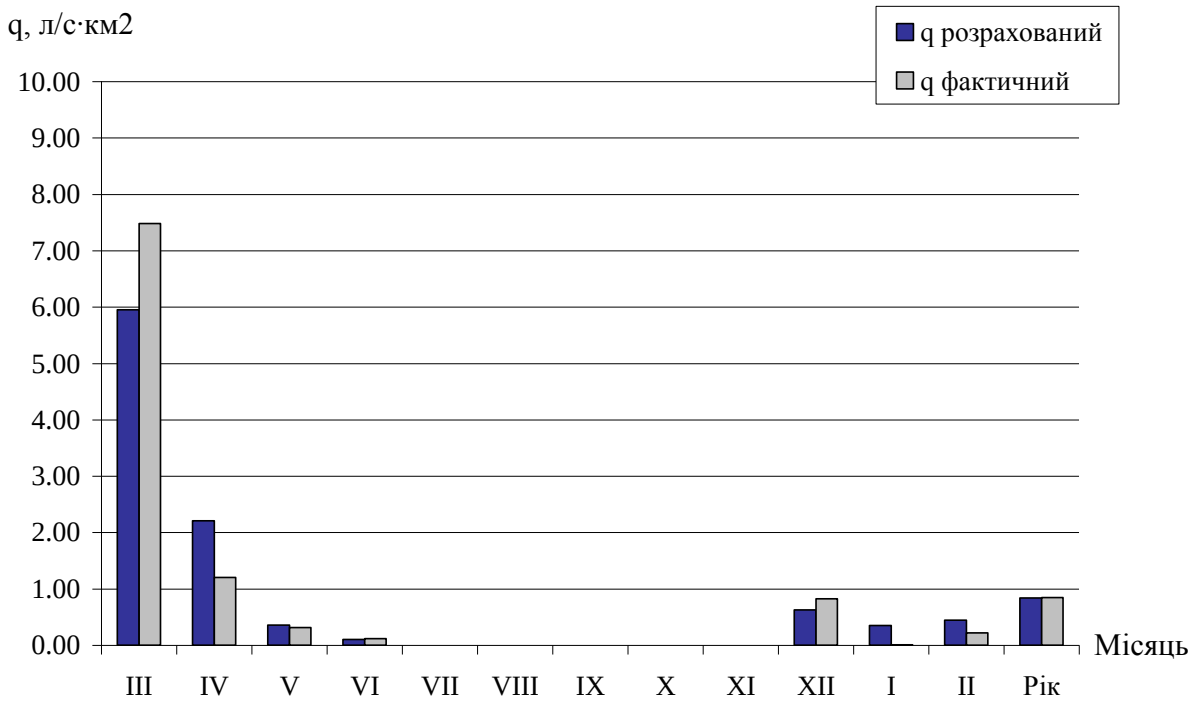


Рисунок 7.16 - Хронологічний хід річного побутового (фактичного) та розрахованого стоку на р.Тилігул-с.Северинівка у багатоводний рік (1967 р.), визначений за період 1953-1988 рр.

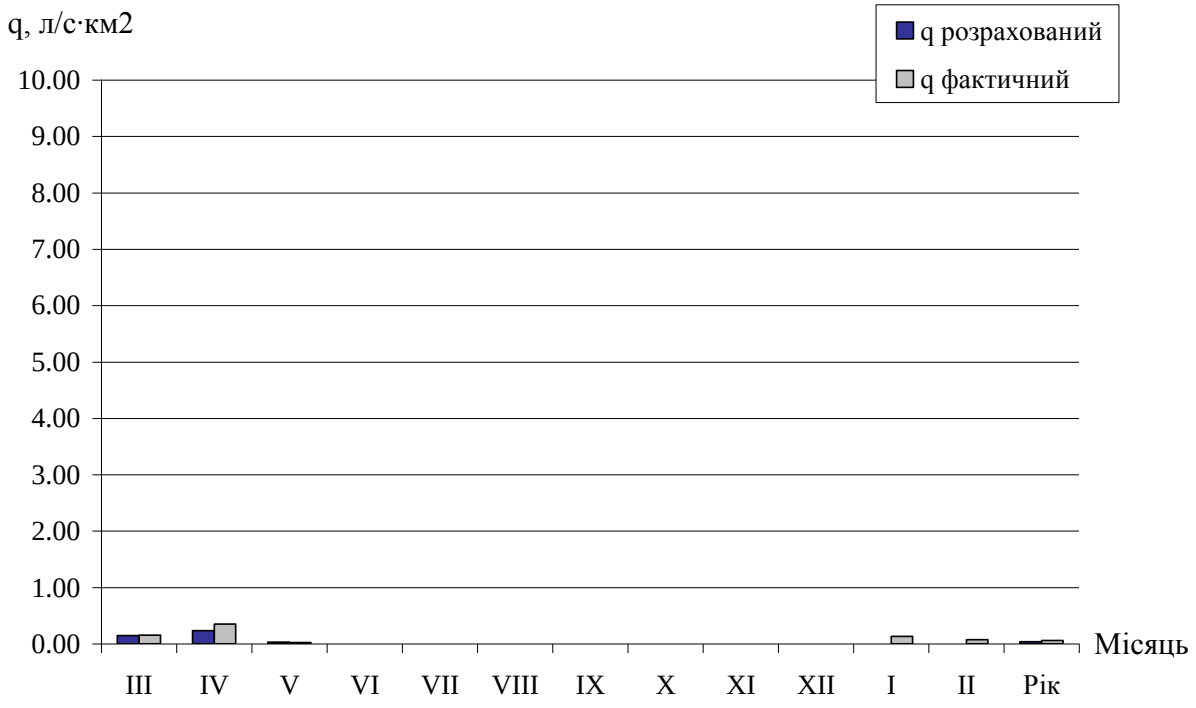


Рисунок 7.18 - Хронологічний хід річного побутового (фактичного та розрахованого) стоку на р.Тилігул-с.Северинівка у маловодний рік (1993 р.), визначений за період 1989-2011 рр.

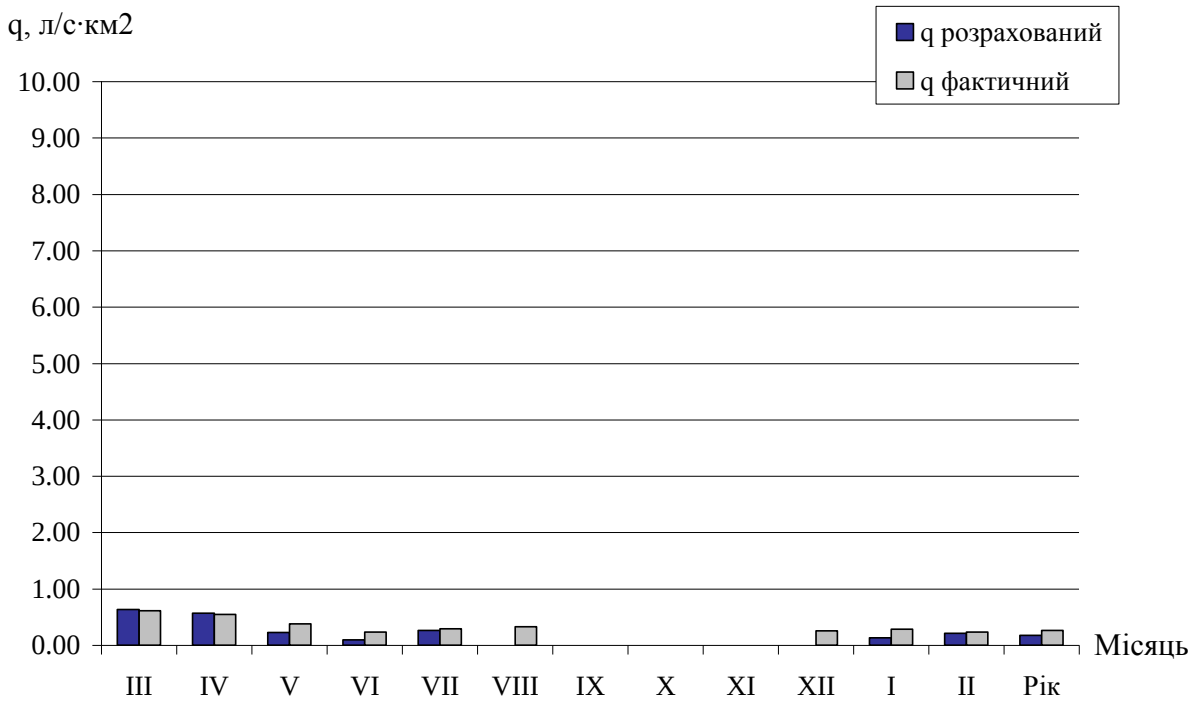


Рисунок 7.19 - Хронологічний хід річного побутового (фактичного та розрахованого) стоку на р.Тилігул-с.Северинівка у середній за водністю рік (2004 р.), визначений за період 1989-2011 рр.

8 ОЦІНКА ПРИРОДНОГО ТА ПОБУТОВОГО СТОКУ З ВОДОЗБІРНОГО БАСЕЙНУ ЛИМАНУ У РІЗНІ КЛІМАТИЧНІ ПЕРІОДИ XXI СТ. З ВИКОРИСТАННЯМ СТОХАСТИЧНОЇ МОДЕЛІ «КЛІМАТ-СТІК»

8.1 Оцінка природного стоку з водозбірного басейну в умовах минулого сторіччя

Оцінка припливу прісних вод до Тилігульського лиману у природних, непорушених водогосподарською діяльністю умовах, при кліматі минулого сторіччя була виконана за моделлю «клімат-стік» [29,159]. Норма річного кліматичного стоку в кліматичних умовах до початку суттєвого впливу змін клімату (до 1989 р.) змінювалася по території водозбору Тилігульського лиману від 40 мм до 15 мм у напрямку з північного заходу на південний схід (рис. 8.1).

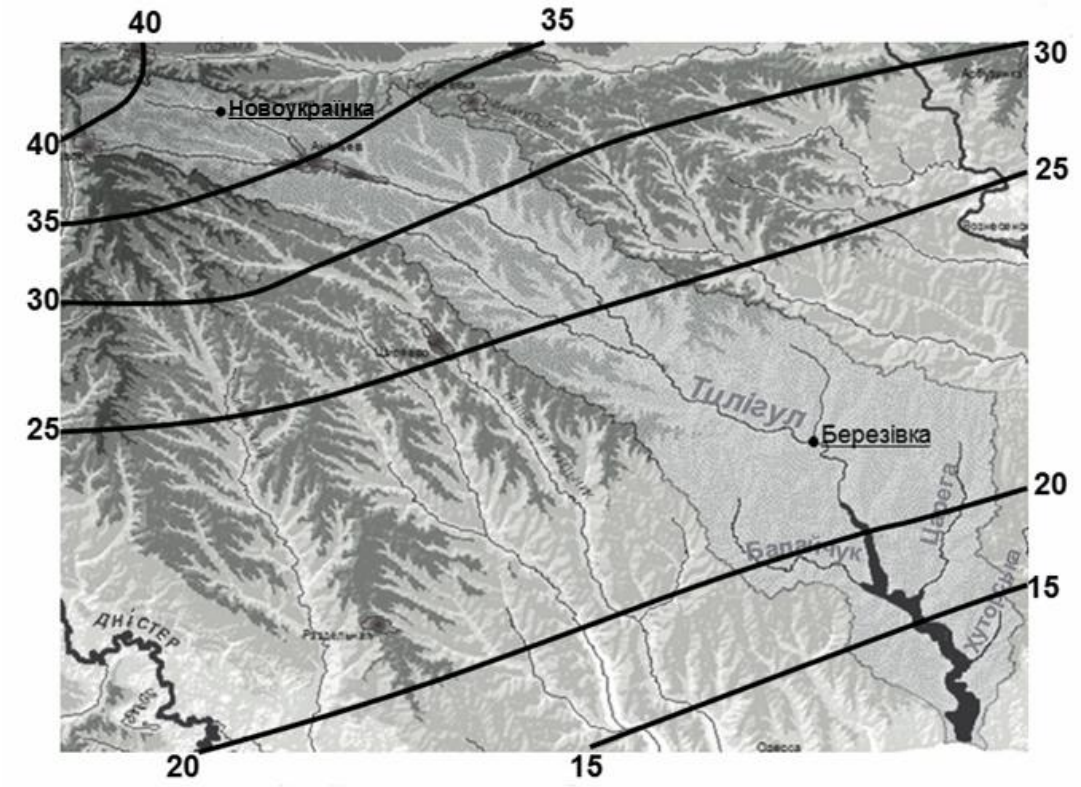


Рисунок 8.1 – Карта-схема ізоліній норм річного кліматичного стоку (мм) на водозборі Тилігульського лиману та прилеглих територіях для кліматичних умов до 1989р.

Усі розглянуті водозбори річок, які впадають до Тилігульського лиману знаходяться у області від'ємних виправлень до норми кліматичного стоку (табл. 8.1), тобто перехідні коефіцієнти від кліматичного до природного стоку менші одиниці. Стік річок характеризується значною багаторічною мінливістю (коефіцієнт варіації C_V змінюється від 0,86 до 1,25) та асиметрією (коефіцієнт асиметрії C_S змінюється від 1,46 до 3,74). Сумарний об'єм прісних вод, які надходили б до Тилігульського лиману при збереженні природних умов формування стоку, мав би становити 56,1 млн.м^3. При цьому надходження стоку від річки Тилігул дорівнювало б 46,0 млн.м^3, що мало складати 82% від загального припливу. Розраховані за статистичними параметрами значення річного природного стоку у роки різної водності (табл. 8.2), дозволили зробити висновки, що навіть у непорушених водогосподарською діяльністю умовах у маловодні (із забезпеченістю P більше 75%) та дуже маловодні (із забезпеченістю P більше 95%) роки річки Балайчук, Царега, балка Хуторська пересихають. Річка Тилігул також пересихає у дуже маловодні роки (P>95%), що свідчить про нестійке підземне живлення.

Таблиця 8.1 – Характеристики припливу річних вод до лиману у природних умовах формування стоку (до 1989р.)

Річка	Норма кліма-тичного стоку, $\overline{Y}_K$, мм	Середня висота водо-збору, $H_{сер}$, м	Площа водо-збору, F, км^2	Перехідний коефі-цієнт, $K_{ПЕР}$	Норма природного річного стоку	
					$\overline{Y}_{ПР}$, мм	$\overline{W}_{ПР}$ м^{3}10^6
Тилігульський лиман (площа водозбору 5420 км^2)						
Тилігул	23	120	3550	0,52	13	**46**
Царега	20	50	657	0.31	6	3.9
Балайчук	20	60	586	0.34	7	4.1
Хуторська	13	54	108	0.32	4.3	0.46
Боковий приплив	15	45	349	0.30	4.5	1.6
Сумарний приплив прісних вод до лиману						**56,1**

Таблиця 8.2 – 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					
	$\overline{W}$, млн. м^3	C_V	Cs	$W_{1\%}$	$W_{5\%}$	$W_{25\%}$	$W_{50\%}$	$W_{75\%}$	$W_{95\%}$
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**

8.2 Оцінка побутового стоку з водозбірного басейну в умовах минулого сторіччя

З метою сезонного регулювання водних ресурсів, на водозбірному басейні протягом десятиліть створювалися штучні водойми (ставки), розташовані переважно в руслах річок. Загальна кількість ставків у межах водозбору р.Тилігул дорівнює 105 (сумарний об'єм заповнення становить 10,2 млн.м^3), а з урахуванням даних по інших річках (Балайчук, Царега, балка Хуторська), їх загальна кількість сягає 140, з сумарним об'ємом заповнення 14 млн.м^3. З них на території водозбору річки Тилігул знаходиться 105 водойм, річки Царега –12; річки Балайчук – 13; балка Хуторська – 4; на інших балках – 6. 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. Вплив штучних водойм на водні ресурси зростає в міру зменшення водності річок.

Для кількісної оцінки впливу додаткового випаровування з водної поверхні штучних водойм на річний стік використані функції антропогенного впливу, які мають наступний вигляд

$$k'_{\overline{Y}} = e^{-\alpha_{\overline{Y}} f_B}; \quad (8.1)$$

$$k'_{C_V} = e^{\alpha_{C_V} f_B}; \quad (8.2)$$

$$k'_{Cs} = e^{\alpha_{Cs} f_B}, \quad (8.3)$$

де $k'_{\overline{Y}}$, k'_{Cv}, k'_{Cs} – коефіцієнти впливу додаткового випаровування з поверхні штучних водойм на статистичні параметри річного стоку $\overline{Y}, C_V, C_S$;

α_A – коефіцієнти інтенсивності антропогенного впливу на статистичний параметр, які змінюються в залежності від водності року. Інтегральним показником водності є середня багаторічна величина природного річного стоку $\overline{Y}_{ПР}$.

Визначення коефіцієнтів α_A для рівнинних територій відбувається за такими рівняннями

$$\alpha_{\overline{Y}} = 0{,}767\overline{Y}_K^{(-0.49)}; \quad (8.4)$$

$$\alpha_{C_V} = 0{,}247e^{(-0.0274\overline{Y}_K)}; \quad (8.5)$$

$$\alpha_{C_S} = 0{,}179e^{(-0.0246\overline{Y}_K)}. \quad (8.6)$$

Втрати на щорічне заповнення ємностей штучних водойм оцінюються через коефіцієнт антропогенного впливу $k_{\overline{Y},З}$, який визначається за відношенням

$$\frac{\overline{W}_{ПР} - \overline{W}_З}{\overline{W}_{ПР}} = \frac{W_{ПОБ}}{W_{ПР}} = k_{\overline{Y},З}, \quad (8.7)$$

де $\overline{W}_{ПР}$ – об’єм природного стоку, який надходить до водосховищ або ставків;

$\overline{W}_З$ – об’єм заповнення;

$k_{\overline{Y},З}$ – коефіцієнт втрат на заповнення штучних водойм.

Ставки та малі водосховища найсильніше впливають на стік річок із площею менше 1000 км^2, суттєво його зменшуючи у маловодні роки. Найгірша ситуація була установлена для балки Хуторська, де сумарний об’єм

заповнення водойм перебільшує середній багаторічний приплив води від цього водотоку. Стік річки Царега за рахунок впливу штучних водойм наближається до нульового значення навіть у середні за водністю роки (табл. 8.3, табл. 8.4). Нульові значення річного стоку на річці Тилігул із площею більшою за 1000 км^2 можливі у маловодні роки. У цілому середній багаторічний приплив прісних вод до Тилігульського лиману в кліматичних умовах минулого сторіччя за рахунок впливу штучних водойм зменшився на 32%.

Таблиця 8.3 – Сумарний коефіцієнт антропогенного впливу на стік річок водозбору Тилігульського лиману (до 1989 р.)

Річка	$\overline{W}_{ПР}$, млн.м^3	Об'єм штучних водойм, млн. м^3	f_B, %	Коефіцієнти антропогенного впливу $K_{\overline{Y}}$ при різних чинниках водогосподарської діяльності		
				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 8.4. Характеристики побутового річного стоку (об'єми) у роки різної водності (до 1989 р.)

Річка-пост	Статистичні параметри побутового річного стоку			Побутовий річний стік заданої забезпеченості, млн. м^3					
	$\overline{W}$, млн. м^3	C_V	Cs	$W_{1\%}$	$W_{5\%}$	$W_{25\%}$	$W_{50\%}$	$W_{75\%}$	$W_{95\%}$
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

8.3 Оцінка природного стоку з водозбірного басейну у різні кліматичні періоди

Аналіз різницево-інтегральної кривої річних сум опадів, побудованої за даними сценарію M10 з гілки сценаріїв A1B дозволив установити, у період з коливання опадів з 2000 рр. по 2040 рр. будуть перебувати у посушливій фазі, у період 2041-2070 рр. – у зволоженій фазі. З 2071 р. знов настане посушлива фаза, яка перерветься у середині 90-х (рис. 8.2). Різницева інтегральна крива середніх річних температур повітря буде знаходитись у додатній фазі з 2027 р. Отже, умови формування стоку будуть залежати від співвідношення ресурсів тепла та вологи $\beta_X = \frac{\overline{X}}{\overline{E}_m}$ (табл. 8.5).

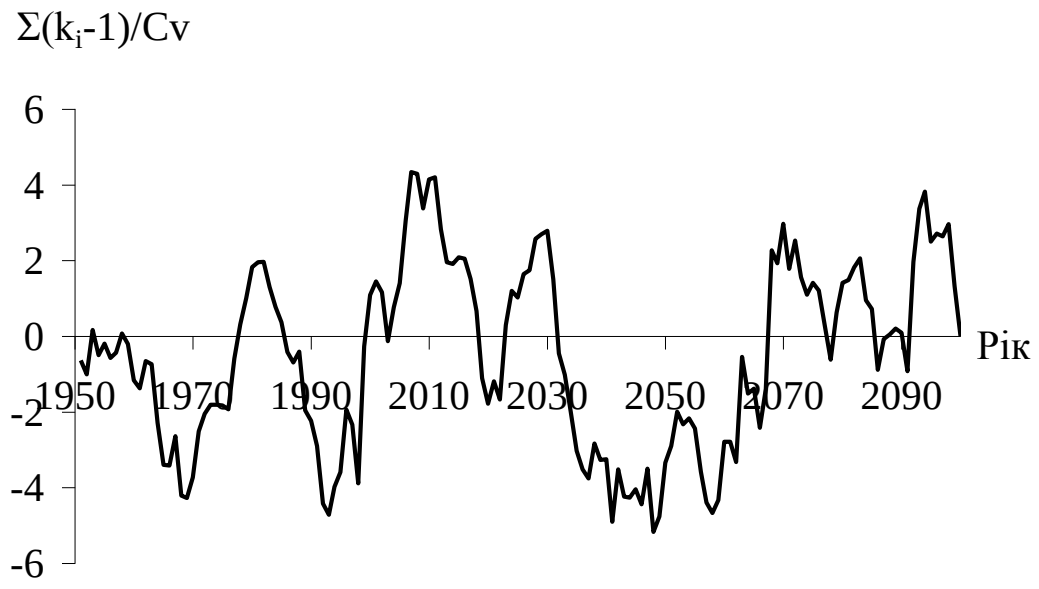


Рисунок 8.2 – Різницево-інтегральна крива річних сум опадів за даними сценарію A1B на метеостанції Затишшя, 1951-2100 рр.

Таблиця 8.5 - Зміна кліматичних чинників формування стоку у басейні Тилігульського лиману

Період	$\overline{X}$, мм	$\overline{E}_m$, 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 М10, були виконані оцінки кліматичних чинників та характеристик кліматичного і природного річного стоку водотоків басейну Тилігульського лиману [160].

Для того, щоб оцінити наслідки впливу змін клімату на водні ресурси водозбору Тилігульського лиману виконувалось порівняння розрахованих середніх багаторічних величин річного стоку за періоди 2001-2040 рр., 2041-2070 рр., 2071-2098 рр. з даними до 1989 р. (табл. 8.6, табл. 8.7). Установлено, що у XXI сторіччі в умовах глобального потепління буде відбуватися зменшення водних ресурсів усіх річок, які живлять Тилігульський лиман. Це зменшення наближається до 50% у період 2001-2040 рр., та до 60% у 2071-2098 рр. У період з 2041 р. по 2070 р. буде відбуватися зростання опадів, яке частково перекриє збільшення максимально можливого випаровування (див. табл. 8.5).

За рекомендаціями ООН ступінь змін водних ресурсів оцінюється таким чином: зменшення середньої багаторічної величини річного стоку на 10% пов’язується із наявністю значущих змін водних ресурсів; на 50% – з руйнацією водних ресурсів, на 70% – з безповоротною руйнацією. Таким чином, можна зазначити, що до кінця XXI сторіччя за рахунок потепління водні ресурси водотоків Тилігульського лиману будуть зруйновані.

Таблиця 8.6 - Об’єми річного припливу прісних вод до Тилігульського лиману у природних умовах у різні часові інтервали за сценарієм М10

Річка	Приплив прісних вод $\overline{W}_{ПР}$, 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 8.7 - Зміни (%) річного припливу прісних вод до Тилігульського лиману у непорушених водогосподарською діяльністю умовах у різні часові інтервали

Річка	Зміни водних ресурсів річок в умовах глобального потепління, %		
Часові інтервали	2001-2040 рр.	2041-2070 рр.	2071-2098 рр.
Тилігул	-47,6	-38,2	-61,3
Царега	-51,0	-32.5	-49.5
Балайчук(Балай)	-52,9	-49,2	-57,1
Хуторська	-52,1	-40,8	-62,6
Боковий приплив	-44,4	31,9	-56,4

8.4 Оцінка побутового стоку з водозбірного басейну у різні кліматичні періоди

Через зміну кліматичних умов та відповідне зменшення природних водних ресурсів у XXI сторіччі вплив водогосподарської діяльності посилиться, що витікає із структури рівнянь для розрахунків коефіцієнтів антропогенного впливу (8.4-8.7). Наприклад, у 2001-2040 рр. коефіцієнт сумарного антропогенного впливу для р.Тилігул знизиться з 0,72 до 0,50 (табл. 8.8). Отже, водні ресурси річок водозбору Тилігульського лиману зменшаться у порівнянні із даними до 1989 р. (56 млн.м^3, природні умови) на 79% і становитимуть 13,6 млн.м^3 (табл. 8.9). А у 2071-2098рр. вони скоротяться до 9 млн.м^3.

До кінця XXI сторіччя наслідки змін клімату 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. 8.9, табл. 8.10).

Таблиця 8.8 – Кількісна оцінка впливу штучних водойм на водні ресурси у період 2001-2040 рр.

Річка	$\overline{Y}_K$, мм	$\overline{Y}_{ПР}$, мм	$\overline{W}_{ПР}$, млн.м^3	Об'єм штучних водойм, млн. м^3	f_B, %	Коефіцієнти антропогенного впливу $K_{\overline{Y}}$ при різних чинниках		
						наповнення	додаткове випаровування	сумарний коефіцієнт
Тилігул	13	6,8	24,1	10,2	0,22	0,56	0,94	0,50
Царега	9,5	2,9	1,91	1,66	0,24	0,13	0,90	0,03
Балайчук (Балай)	9,7	3,3	1,93	1,16	0,16	0,40	0,93	0,33
Хуторська	7,3	2,04	0,220	0,575	0,58	0,00	0,73	0,00
Боковий приплив	8,5	2,55	0,890	0,496	0,09	0,45	0,96	0,41

Таблиця 8.9 – Об'єми 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 $\overline{W}_{ПОБ}$, 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	693,6	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**

Таблиця 8.10. - 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

8.5 Оцінки природного та побутового стоку за даними кліматичного сценарію М10

Виконання розрахунків річного стоку у сценарних умовах за моделлю «клімат-стік» проводиться за такою схемою.

1) Для розглядуваного прогнозного періоду визначаються статистичні параметри кліматичного річного стоку.

2) Через врахування чинників підстильної поверхні виконується перехід до статистичних параметрів природного стоку.

3) При наявності на водозборі водогосподарських перетворень через функції антропогенного впливу визначаються статистичні параметри побутового стоку.

4) За рівнянням розрахунків виду (7.2) визначаються значення стоку за кожен рік розрахункового періоду. Ці значення є наближеними, оскільки розраховуються тільки за кліматичними чинниками. Проте їх можна використовувати для попередньої оцінки річного стоку майбутнього.

5) Для подальших розрахунків визначається забезпеченість річного стоку по розрахунковому ряду, отриманому з (7.2).

6) На основі статистичних параметрів природного та побутового річного стоку заданої забезпеченості й обраного статистичного закону розподілу визначається уточнене значення річного стоку.

7) Для розрахунку місячних значень використовується схема внутрішньорічного розподілу стоку, отриманого на основі даних спостережень або визначеного за моделлю «клімат-стік» (табл. 8.11-8.13).

Таблиця 8.11 – 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
2011-2025 рр.	71,0	17,4	0,7	10,9
2026-2040 рр.	62,6	28,5	2,65	6,25
2041-2070	54,2	39,6	4,6	1,6
2071-2098	50,3	41,2	2,1	6,4

Таблиця 8.12 – 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	78,8	20,1	0,97	0,13
2071-2098	74,9	23,3	1,7	0,1

Таблиця 8.13 – 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
2011-2025 рр.	98,5	0,00	0,45	1,05
2026-2040 рр.	86,7	11,4	0,20	1,70
2041-2070	74,8	22,9	0	2,3
2071-2098	97,3	2,3	0,4	0

Результати розрахунків стоку річок у середній за водністю рік у природних та порушених водогосподарською діяльністю умовах у різні сценарні періоди наведені як приклад у табл. 8.14-8.18.

Після визначення місячного стоку за викладеною вище послідовністю для різних періодів змін клімату була отримана реалізація випадкового процесу тривалістю 82 років (2016-2098 рр.) або 984 місяців (рис. 8.3), яка використовувалась як вихідна при застосуванні моделі водно-сольового балансу лиману.

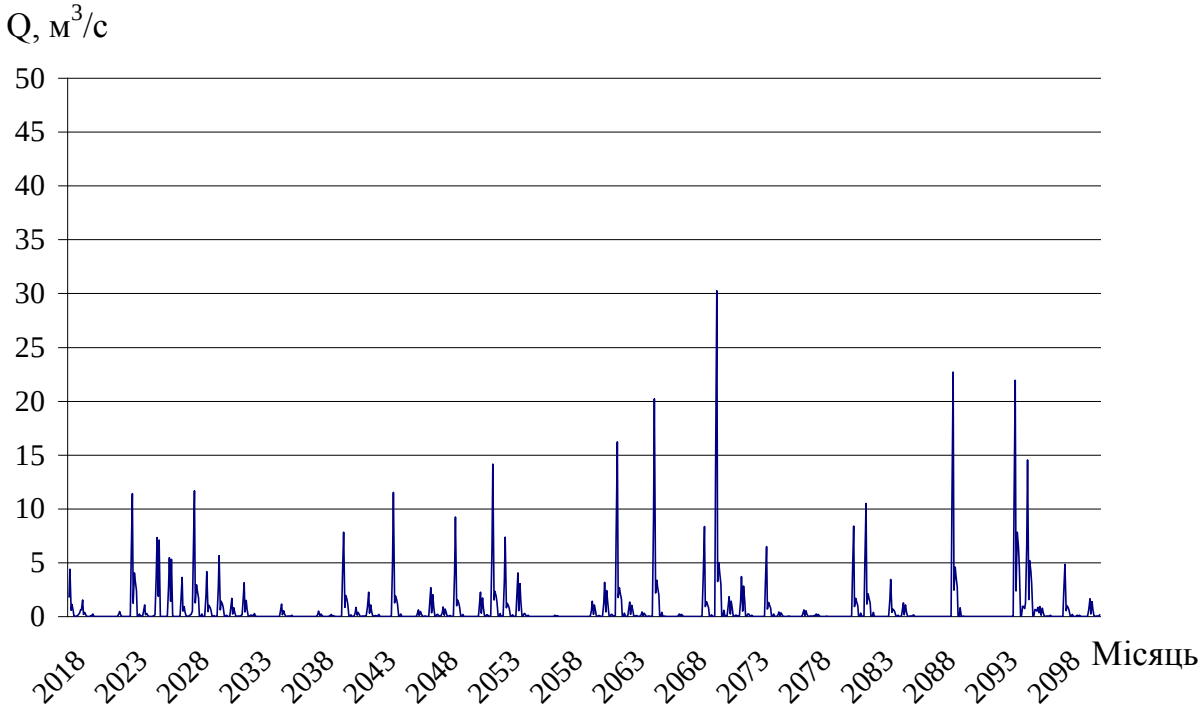


Рисунок 8.3 – Середньомісячні витрати ($м^3/с$) побутового стоку р. Тилігул, розраховані за даними сценарію М10 для модельного періоду з 2016 по 2098 рр.

Таблиця 8.14 − Середні місячні витрати ($м^3/с$) природного стоку річок басейну Тилігульського лиману для середнього за водністю року за період 2001-2040 рр. (сценарій М10)

Річка	III	IV	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 8.15 − Середні місячні витрати ($м^3/с$) побутового стоку річок басейну Тилігульського лиману для середнього за водністю року за період 2001-2040 рр. (сценарій М10)

Річка	III	IV	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

Таблиця 8.16 − Середні місячні витрати ($м^3/с$) природного стоку річок басейну Тилігульського лиману для середнього за водністю року за період 2041-2070 рр. (сценарій М10)

Річка	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Рік
Тилігул	1,5127	3,8378	0,5067	2,9118	1,3677	0,0000	0,0000	0,2486	0,2486	0,0286	0,0421	0,1022	0,9006
Царега	0,1401	0,3554	0,0469	0,2696	0,1267	0,0000	0,0000	0,0230	0,0230	0,0026	0,0039	0,0095	0,0834
Балайчук	0,1246	0,3162	0,0418	0,2399	0,1127	0,0000	0,0000	0,0205	0,0205	0,0024	0,0035	0,0084	0,0742
Хуторська	0,0145	0,0368	0,0049	0,0279	0,0131	0,0000	0,0000	0,0024	0,0024	0,0003	0,0004	0,0010	0,0086
Боковий приплив	0,0581	0,1473	0,0194	0,1118	0,0525	0,0000	0,0000	0,0095	0,0095	0,0011	0,0016	0,0039	0,0346

Таблиця 8.17 − Середні місячні витрати ($м^3/с$) побутового стоку річок басейну Тилігульського лиману для середнього за водністю року за період 2041-2070 рр. (сценарій М10)

Річка	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Рік
Тилігул	0,8789	2,2297	0,2944	1,6917	0,7946	0,0000	0,0000	0,1444	0,1444	0,0166	0,0245	0,0594	0,5232
Царега	0,0394	0,1000	0,0132	0,0759	0,0356	0,0000	0,0000	0,0065	0,0065	0,0007	0,0011	0,0027	0,0235
Балайчук	0,0559	0,1419	0,0187	0,1077	0,0506	0,0000	0,0000	0,0092	0,0092	0,0011	0,0016	0,0038	0,0333
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
Боковий приплив	0,0290	0,0736	0,0097	0,0559	0,0262	0,0000	0,0000	0,0048	0,0048	0,0005	0,0008	0,0020	0,0173

Таблиця 8.18 − Середні місячні витрати ($м^3/с$) природного стоку річок басейну Тилігульського лиману для середнього за водністю року за період 2071-2098 рр. (сценарій М10)

Річка	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Рік
Тилігул	0,8799	2,2323	0,2947	1,8987	0,8918	0,0000	0,0000	0,0711	0,0711	0,0716	0,1055	0,2563	0,5644
Царега	0,0974	0,2471	0,0326	0,2101	0,0987	0,0000	0,0000	0,0079	0,0079	0,0079	0,0117	0,0284	0,0625
Балайчук	0,0870	0,2207	0,0291	0,1877	0,0882	0,0000	0,0000	0,0070	0,0070	0,0071	0,0104	0,0253	0,0558
Хуторська	0,0085	0,0216	0,0028	0,0183	0,0086	0,0000	0,0000	0,0007	0,0007	0,0007	0,0010	0,0025	0,0055
Боковий приплив	0,0345	0,0875	0,0116	0,0745	0,0350	0,0000	0,0000	0,0028	0,0028	0,0028	0,0041	0,0101	0,0221

Таблиця 8.19 − Середні місячні витрати ($м^3/с$) побутового стоку річок басейну Тилігульського лиману для середнього за водністю року за період 2071-2098 рр. (сценарій М10)

Річка	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Рік
Тилігул	0,4138	1,0497	0,1386	0,8928	0,4194	0,0000	0,0000	0,0334	0,0334	0,0337	0,0496	0,1205	0,2654
Царега	0,0054	0,0138	0,0018	0,0117	0,0055	0,0000	0,0000	0,0004	0,0004	0,0004	0,0007	0,0016	0,0035
Балайчук	0,0232	0,0589	0,0078	0,0501	0,0235	0,0000	0,0000	0,0019	0,0019	0,0019	0,0028	0,0068	0,0149
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
Боковий приплив	0,0087	0,0219	0,0029	0,0187	0,0088	0,0000	0,0000	0,0007	0,0007	0,0007	0,0010	0,0025	0,0055

ВИСНОВКИ

1. Результати адаптації то умов Тилігульського лиману та верифікації ланцюжка математичних моделей: стохастична гідрологічна модель «клімат-стік» – гідротермодинамічна модель лиману з урахуванням водообміну з морем – модель водно-сольового балансу лиману – модель евтрофікації вод, - свідчать про те, що він може бути застосований для оцінки впливу кліматичних змін, які очікуються у XXI сторіччі, на мінливість гідрологічних та гідроекологічних характеристик екосистеми лиману.

2. Для розрахунків стоку в умовах недостатності даних гідрологічних спостережень та суттєвої трансформації стоку водогосподарською діяльністю використана модель “клімат-стік”, розроблена в ОДЕКУ. Модель складається з двох частин. Перша частина дозволяє виконувати оцінку природного річного стоку на основі метеорологічних даних, друга – оцінку побутового (перетвореного водогосподарською діяльністю) стоку. Рішення проблеми визначення характеристик природного та побутового стоку надається у межах імітаційної стохастичної моделі. Розглядається ланцюг послідовностей формування стоку: «клімат → кліматичний стік → підстильна поверхня → природний стік → водогосподарські перетворення → побутовий стік». Таким чином, модель описує роботу водогосподарської системи, яка підлягає зовнішнім (кліматичним) та внутрішнім (водогосподарським) впливам й певним чином реагує на цей вплив. У моделі використовується поняття «кліматичний стік», тобто стік, обумовлений кліматичними чинниками й розрахований за метеорологічними даними. Структура моделі “клімат-стік” така, що вона успішно може бути використаною для визначення стоку за даними сценаріїв змін глобального клімату. На першому етапі за метеорологічними даними визначають кліматичний стік. Надалі статистичні параметри річного природного слугують вхідними характеристиками у блок розрахунків побутового стоку. Річний стік є інтегральною характеристикою водних ресурсів досліджуваної території. Таким чином через оцінки змін річного кліматичного, природного та побутового стоку у нових кліматичних умовах можна отримати інформацію про стан водних ресурсів усієї країни чи окремих водозборів.

3. Верифікація моделі “клімат-стік” для блоку визначення статистичних параметрів річного природного стоку виконувалась шляхом співставлення норм

природного річного стоку, наведених у “Ресурсах поверхностных вод” та розрахованого за першим блоком моделі “клімат-стік”. Установлено, що для водозборів із усталеним підземним живленням, норма кліматичного стоку може прийматися рівною зональній величині природного стоку з точністю $\pm 5\%$. Середнє відносне відхилення розрахункових значень природного стоку від фактичних з урахуванням даних по малих та середніх річках знаходиться в межах $\pm 10\%$, що дозволяє рекомендувати запропоновану методику для практичного застосування. Точність розрахунків коефіцієнтів варіації річного стоку за моделлю “клімат-стік” знаходиться у межах $\pm 15\%$.

4. Оцінка відповідності розрахункових і фактичних даних по побутовому (перетвореному водогосподарською діяльністю) стоку виконувалась на основі порівняння оцінок характеристик річного стоку, установлених за даними спостережень, та визначених за моделлю “клімат-стік”. У дослідженнях наслідків впливу того чи іншого чинника водогосподарської діяльності також використовувалися дані довідників, статистичних збірників “Народне господарство” колишнього СРСР; наукові праці ДГІ (Державного гідрологічного інституту, Російська Федерація), УкрНІІГМІ (м.Київ), які містили відомості про зміни стоку під дією антропогенних чинників; Центрального науково-дослідного інституту комплексного використання водних ресурсів (Кишинів) Міністерства меліорації і водного господарства СРСР; Інститута геофізики та геології АН РСРМ; Одеського облводгоспу; Укрпівдендіпроводгоспу та ін. Точність розрахунків середніх багаторічних величин річного побутового стоку знаходиться у межах $\pm 10\%$, проте у зоні недостатнього зволоження вона може збільшуватись до $\pm 15\%$. Точність визначення коефіцієнтів варіації побутового річного стоку за моделлю “клімат-стік” знаходиться у межах $\pm 20\%$.

5. Застосування стохастичної моделі “клімат-стік” до розрахунків річного та місячного стоку на основі даних кліматичних сценаріїв глобального потепління потребує установлення водності розрахункового року. Для її установлення розроблена методика розрахунків річного стоку в залежності від кліматичних предикторів, які впливають на водність. На основі використання моделі множинної лінійної регресії з покроковим вибором оптимальних предикторів виявлено, що їх склад змінюється в умовах глобального потепління, яке на території України значуще стало проявлятися з 1989р. У період 1953-2008рр. основним предиктором є співвідношення ресурсів тепла та вологи, а у період 1989 -2011рр. – сума температур повітря за зимовий сезон та сума дощових опадів у весняні місяці. При переході до зони недостатнього

зволоження, де знаходиться водозбір Тилігульського лиману, одним із головних предикторів стає індекс посухи SPEI. Верифікація методики розрахунків середнього місячного стоку на базі використання моделі “клімат-стік” виконана на даних про річний та середній місячний стік річки Савранка - с.Осички, яка добре вивчена в гідрологічному відношенні і водний режим не в значущій мірі підлягає водогосподарським перетворенням. Точність розрахунків середнього місячного стоку знаходиться у межах $\pm 10\%$.

5. Виконано обґрунтування методики вибору типових років при використанні сценаріїв глобального потепління для розрахунків річного та місячного стоку на базі моделі “клімат-стік”. При розробці методики були залучені дані по стоку у створі р.Тилігул – с.Березівка та метеорологічні спостереження по метеостанції Одеса. Точність розрахунків місячного стоку перевищує допустиму, оскільки у зоні недостатнього зволоження величини стоку близькі до нуля, а їх мінливість висока. Окрім того, стік річки Тилігул значно трансформований водогосподарською діяльністю, що також сприяє зростанню похибок. Перевірні результати показали, що розрахунки стоку по місяцях дозволяють отримати відомості про загальні тенденції розподілу стоку по місяцях кожного року, але у окремих випадках похибки можуть перевищувати 50%. Рекомендовано при виконанні розрахунків за методикою “клімат-стік” використовувати сценарні дані по температурах і опадах не для однієї, а для усіх 5 точок-вузлів, розташованих у межах водозбору Тилігульського лиману.

6. На основі аналізу результатів розрахунків за 15 кліматичними моделями з бази даних ENSEMBLES був обраний найбільш вірогідний регіональний кліматичний сценарій, який відповідає глобальному сценарію A1B, розрахованому за моделлю MPI-REMO (M10), розробленій в Інституті метеорології ім. Макса Планка (Гамбург, Німеччина). Даний сценарій найбільш адекватно описує часову мінливість середніх добових температур і опадів в басейні Тилігульського лиману за перевірний період 1998-2007 рр. (метеостанція Любашівка).

7. 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. Для оцінки та прогнозу гідрологічного стану річок водозбору Тилігульського лиману була залучена група A1 сюжетної родини A1B. Для моделювання природного стоку використовувались метеорологічні характеристики у вузлах декартової сітки з кроком 25 км:

температура повітря (середньодобова, максимальна, мінімальна), вологість повітря, кількість опадів, сонячна радіація, середньодобова швидкість вітру.

8. За даними кліматичного сценарію (М10), 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.м^3 (минуле сторіччя, до початку глобального потепління, тобто до 1989 р.) до 29,0 млн.м^3 , що становить 48,2%. У 2041-2070 рр. приплив дещо збільшиться за рахунок зростання опадів і становитиме 34,7 млн.м^3 (зменшення стоку у порівнянні із минулим сторіччям становитиме 38%). В останній третині XXI сторіччя (2071-2098 рр.) надходження річного стоку знову зменшиться до 22,4 млн.м^3, 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 XXI 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.м^3 до 13,6 млн.м^3, тобто на 53%. У 2041-2070 рр. за таких умов відбудеться зменшення водних ресурсів з 34,7 млн.м^3 до 18,8 млн.м^3 (46%). У 2071-2098 рр. природні водні ресурси, які становили 22,4 млн.м^3 до 1989 р., знизяться до 9,12 млн.м^3, що відповідає їх зменшенню на 59%. 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% .

10. 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 XXI сторіччя відбудеться руйнація водних ресурсів річок Тилігульського лиману, а за умови збереження сучасного рівня водогосподарської діяльності – безповоротна руйнація.

11. У подальшому, нестаціонарна модель водно-сольового балансу, буде використана для прогнозування з місячною дискретністю багаторічної мінливості осереднених по акваторії лиману значень рівня і солоності води в лимані протягом XXI сторіччя. Гідродинамічна модель Delft3D-FLOW та гідроекологічна модель (евтрофікації во) OSENU-MECCA-EUTRO – для

оцінки внутрішньорічної просторово-часової мінливості гідрологічних та гідроекологічних характеристик лиману в типові роки різних кліматичних періодів XXI ст. та базового (посилального) періоду 1970-2000 рр. Як вхідні дані для моделювання будуть використані окрім метеорологічних параметрів, дані розрахунків поверхневого річкового стоку з водозбірного басейну до лиману у XXI ст., визначені за моделлю «клімат-стік»), а також зміни рівня моря, температури та солоності води в Чорному морі, на ділянці моря прилеглої до входу в сполучний канал «лиман-море», розраховані партнером - Інститутом проблем математичних машин та систем НАН України.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). – К.: Ніка –центр, 2010. – 316 с.
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: монографія / Під ред. Степаненко С.М., Польового А.М. – Одеса: Екологія, 2011. – 605с.
4. Лобода Н.С. Зміни кліматичних чинників та характеристик стоку р.Тилігул під впливом глобального потепління / Н.С. Лобода, Ю.В. Божок, А.М. Куза // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2014. – Вип. 17. – С. 124-133.
5. Лобода Н.С. Вплив змін клімату на водні ресурси України у сучасних та майбутніх умовах (за сценарієм глобального потепління А1В) / Н.С. Лобода, З.Ф. Сербова, Ю.В. Божок // Український гідрометеорологічний журнал. – Одеса: ТЕС, 2014. – Вип. 15. - С.149-159.
6. Тучковенко Ю.С., Лобода Н.С., Гриб О.М. та ін. Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману: монографія/ за ред. Ю.С. Тучковенко, Н.С. Лободи.; Одеський державний екологічний університет. – Одеса:ТЕС, 2014. – 277 с.
7. Coastal Lagoons in Europe: Integrated Water Resource Strategies. In: Ana I. Lillebø , Per Stålnacke and Geoffrey D. Gooch (Eds)London: IWA Publishing. ISBN: 9781780406282. 227 p.
8. Wörner V., Hesse C., Stefanova A., Krysanova V. Evaluation of climate scenarios for the lagoons. – Potsdam Institute for Climate Impact Research, 2012. – 40 p.
9. Швебс Г.И., Ігошин М.І. Каталог річок і водойм України: навчально-довідковий посібник / Під ред. Є.Д. Гопченка. – Одеса: Астропринт, 2003. – 390 с.
10. Паспорт реки Тилигул. – Одесса: УкрЮжГИПроВодХоз, 1994. – 148 с.
11. П’яте національне повідомлення України з питань зміни клімату. – К: Мінприроди України, 2009. – 282 с.
12. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. - Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 447 с.

13. Шерешевский А.И. Норма и изменчивость годового стока рек Украины / А.И. Шерешевский, П.Ф. Вишневский // Гидробиологический журнал. – 1997. – Т. 3. – С. 81-91.
14. Болгов М.В. Марковские процессы в гидрологии / М.В. Болгов, И.О. Сарманов, О.В. Сарманов. –Москва: Институт водних проблем РАН, 2009. - 210 с.
15. Болгов М.В. Современные проблемы оценки водных ресурсов и водообеспечения / М.В. Болгов, В.М. Мишон, Н.И. Синцова. – М.: Наука, 2005. - 318 с.
16. Лобода Н.С., Гопченко 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.
17. Определение гидрологических характеристик для условий республики Молдова. СР D.01.05-2012. (у співавторстві). – 180с.
18. ДБН України. Визначення розрахункових гідрологічних характеристик. ДБН В.2.4. – Київ, 2014. – 137 с.
19. Гопченко Є.Д. Гідрологічні розрахунки: Підручник / Є.Д. Гопченко, Н.С. Лобода, В.А. Овчарук. – Одеса: ТЕС, 2014. – 484 с.
20. Мезенцев В.С. Увлажненность Западно-Сибирской равнины / В.С. Мезенцев, И.В. Карнацевич. - Л.: Гидрометеоиздат, 1969. - 75с.
21. Гопченко Є.Д. Оцінювання природних водних ресурсів України за методом водно-теплового балансу / Є.Д. Гопченко, Н.С. Лобода // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2001. – Вип. 249. – С.106-120.
22. Режимы влагообеспеченности и условия гидромелиораций степного края / Под. ред. В.С. Мезенцева. - М.: Колос,1974. – 240 с.
23. Гушля А.В., Мезенцев В.С. Водно-балансовые исследования. -К.: Вища школа,1982.- 229с.
24. Справочник по климату СССР. Украинская ССР. - Л.: Гидрометеоиздат, 1967. - вып.10.,ч.II. - 607 с.
25. Справочник по климату СССР. Украинская ССР. - Л.: Гидрометеоиздат, 1969. - вып.10.,ч.IV. - 696 с.
26. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
27. Бефани А.Н. Пути генетического определения нормы стока / А.Н. Бефани // Научный ежегодник ОГУ. – 1957. - 125 с.

28. Бефани А.Н. Расчёт нормы стока временных водотоков и горных рек Украинских Карпат / А.Н. Бефани, О.Н. Мельничук // Труды УкрНИГМИ. – 1967. – Вып. 69. – С. 105-131.
29. Гопченко Е.Д. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях) / Е.Д. Гопченко, Н.С. Лобода. – К.: КНТ, 2005. – 188 с.
30. Халед Аднан Адель. Годовой сток рек Приазовья и Донецкого Кряжа: Автореф. дисс. …канд. геогр. наук. - Одесса. 1993. – 16 с.
31. Лобода Н.С. Нормування характеристик природного річного стоку України / Н.С. Лобода, Е.Д. Гопченко // Наукові праці УкрНДГМІ. – 2003. – Вип.252. – С. 5-10.
32. Воскресенский К.П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза / К.П. Воскресенский. – Л.: Гидрометеоиздат, 1962. – 545 с.
33. Соколовский Д.Р. Речной сток. – Л.:Гидрометеоиздат,1968. – 540 с.
34. Раткович Д.Я. Многолетние колебания речного стока. - Л.: Гидрометеоиздат. - 1976. - 255 с.
35. Раткович Д.Я. Гидрологические основы водообеспечения.- М.: РАН ИВП. - 1995. - 428с.
36. Лобода Н.С., Гопченко Є.Д. Стохастичні моделі у гідрологічних розрахунках. - Навчальний посібник.– Одеса: Екология, 2006. – 200 с.
37. Раткович Д.Я., Болгов М.В. Стохастические модели колебаний составляющих водного баланса речного бассейна. - М.: РАН ИВП. - 1997. - 262 с.
38. Лобода Н.С. Проблемы гидрологических расчетов в условиях антропогенного воздействия и модель ”климат -сток”// Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2007. – Вип. 50. частина друга- С. 14 – 19.
39. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Применение методов статистического моделирования при оценке изменений годового стока рек под влиянием орошения // Метеорология и гидрология. – 1986. - №9. – С. 79-84.
40. 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.

41. Лобода Н.С., Шахман І.О. Функції відгуку водогосподарських систем Нижнього Подніпров'я на зрошення сільськогосподарських масивів водами Дніпра // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.3. - Одеса:ТЕС. –2006. - С. 175-181.
42. Лобода Н.С., Шахман І.О. Оцінка впливу зрошування на водні ресурси Нижнього Дніпра на основі стохастичного моделювання // Причономорський екологічний бюллетень. - №2(24). – Одеський інноваційний центр "ІНВАЦ". – 2007. – С.73-76.
43. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь / А.И. Чеботарев. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978 . - 308 с.
44. Лобода Н.С. Водні ресурси України у зв'язку з кліматичними умовами / Н.С. Лобода, Е.Д. Гопченко // Зб. наук. пр. Укр. географ. тов. Україна: географічні проблеми сталого розвитку. – 2004. – С. 144-146.
45. Васильченко В.В. Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату. / В.В.Васильченко, М.В. Рапцун, І.В. Трофімова. – Київ, 1998. – С. 5-29
46. 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.
47. Лобода Н.С. Влияние изменений климата на водные ресурсы Украины (моделирование и прогнозы по данным климатических сценариев) // Глобальные и региональные изменения климата под ред. Шестопалова В.М., Логинова В.Ф.,Осадчего В.И. и др.) – К.: Ніка-Центр, 2011. – С. 340-352.
48. Лобода Н.С., Сербова З.Ф., Божок Ю.В. Оцінка впливу змін клімату на водні ресурси України на основі моделі "клімат-стік" за сценарієм глобального потепління А2 // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: наук. збірник. – 2015. – Т. 1(36). – С. 32-40.
49. Родда Дж. Грани гидрологии: Монография / Дж. Родда. – Л.:Гидрометеоиздат,1987. – Т.2. – 534 с.
50. 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.
51. 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.

52. Loboda N. Impact of Climate Change on Water Resources of North-Western Black Sea Region / N. Loboda, Y. Bozhok // International Journal of Research In Earth and Enviornmental Sciences. – 2015. - Vol 02. – No. 9. – P. 1-6.
53. Лобода Н.С., Нгуен Ле Минь. Оценка норм максимального возможного испарения для территории Крымского полуострова // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2001. – Вип. 44. - С. 181 - 186.
54. Лобода Н.С., Нгуен Ле Минь. Оценка норм годового стока на основе уравнения водно-теплового баланса для территории Крымского полуострова // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2003. – Вип. 47. - С. 202 –208.
55. Лобода Н.С. Шляхи оцінювання, передбачення та управління станом водних ресурсів Кримського півострова у природних та порушених антропогенною діяльністю умовах // Наукові записки. Серія – біологія. Спеціальний випуск: гідроекологія. – Тернопіль. – Тернопільський педуніверситет. – 2005. – № 3(26). – С.256 – 258.
56. Лобода Н.С. Методические подходы к оценке естественных водных ресурсов горных районов на основе метеорологической информации (на примере горной части бассейна р.Днестр) // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2002. – Вип. 45. - С. 118 –124.
57. Лобода Н.С. Ландшафтна різноманітність та районування характеристик стоку Українських Карпат // Науковий Вісник Чернівецького університету. – Вип.305. , Географія. – 2006. - С. 12-19.
58. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Мінливість клімату та водних ресурсів Закарпаття // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.12. - Одеса:ТЕС. – 2011. - С. 161-167.
59. Болгов М.В. , Лобода Н. С., Николаевич Н. Н. Пространственное обобщение параметров внутрирядной связности рядов годового стока // Метеорология и гидрология. - 1993. - №7. - С. 83 - 91.
60. Болгов М.В., Лобода Н.С., Николаевич Н.Н. Пространственное обобщение коэффициентов автокорреляции годового стока Украины // Труды УкрНИГМИ. – 1993. - Вып. 245. - С. 22 - 29.

61. Лобода Н.С., Гопченко Е.Д. Обоснование районирования статистических параметров стока, определяемых по наблюденным данным с малой степенью достоверности // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: Науковий збірник. - т.5. – Київ: Ніка - центр, 2003. - С. 35 - 41.
62. Лобода Н.С. Просторові узагальнення характеристик річного стоку України на базі методів багатовимірного статистичного аналізу // Україна: географічні проблеми сталого розвитку. Зб. наук. пр. – Українське географічне товариство, 2004. – С.191-192.
63. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Об учете влияния карста на водные ресурсы Северского Донца // Тр. УкрНИГМИ. - 1988. - Вып. 228. - С. 82 -89.
64. Нгуен Ле Минь, Лобода Н.С. Оценка вклада карстовых вод в формирование годового стока рек Горного Крыма с использованием метеорологической информации // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2004. – Вип. 48. - С. 425 – 434.
65. Лобода Н.С., Шахман І.О. Методика розрахунку річного стоку річок Нижнього Подніпров'я в умовах недостатності даних спостережень // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.2. - К:КНТ. –2006. - С. 200-207.
66. 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.
67. Лобода Н.С., Пилип'юк В.В. Визначення природних водних ресурсів річок Псел та Ворскла на основі моделей "клімат-стік" // Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології: Матеріали 6-ої Всеукраїнської наукової конференції з міжнародною участю (Дніпропетровськ, 20-22 травня 2014 р.). – Дніпропетровськ: ТОВ «Акцент ПП», 2014. – С. 180-182.
68. Ресурсы поверхностных вод СССР. - Л.: Гидрометеоиздат, 1966.- т.5, ч.1:Белоруссия. – 620 с.
69. Ресурсы поверхностных вод СССР. - Л.: Гидрометеоиздат, 1966.- т.6, вып.1:Украина и Молдавия.-884с.
70. Ресурсы поверхностных вод СССР. - Л.: Гидрометеоиздат, 1969.- т.4, вып.3: Литва. - 507с.
71. Ресурсы поверхностных вод СССР. Среднее и Нижнее Поднепровье.- Л.: Гидрометеоиздат, 1971. - т.6. - вып.2 - 655с.
72. Ресурсы поверхностных вод СССР: - Л.: - Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – т. 6, вып. 3:Украина и Молдавия. - 491 с.

73. Справочник по водным ресурсам / Под ред. Б.И.Стрельца. - К.: Урожай,1987. - 304 с.
74. Паламарчук М.М., Закорчевна Н.Б. Водний фонд України: Довідковий посібник. – К.: Ніка-Центр, 2001. – 392с.
75. Водний фонд Миколаївської області. Миколаїв, 2009. – 184с.
76. Водний фонд України: Штучні водойми – водосховища і ставки: Довідник / [В.В. Гребінь,В.К. Хільчевський, В.А. Сташук, О.В. Чунарьов, О.Є. Ярошевич]/ За ред. В.К.Хільчевського, В.В.Гребеня. – К.”Інтерпес ЛТД”, 2014. -164 с.
77. Бабаєва О.В. Річний стік в басейні Сіверського Дінця: Автореф. дисс. …канд. геогр. наук. - Одеса. 2009. – 20 с.
78. Фан Ван Тинь Річний стік річок Західної частини Українського Полісся в умовах антропогенного впливу: Автореф. дисс. …канд. геогр. наук. - Одеса. 2001. – 19 с.
79. Нгуєн Ле Мінь Річний стік Кримського півострова: Автореф. дисс. …канд. геогр. наук. - Одеса. 2005. – 18 с.
80. Отченаш Н.Д. Річний стік річок Кримського півострова в умовах антропогенних перетворень.: Автореф. дисс. …канд. геогр. наук. - Одеса. 2011. – 20 с.
81. Шахман І.О. Річний стік річок Нижнього Подніпров’я. .: Автореф. дисс. …канд. геогр. наук. - Одеса. 2008. – 19 с.
82. Лобода Н.С. Оцінка припливу прісних вод до північно-західної частини Чорного моря. Постановка проблеми та шляхи вирішення. // Причорноморський екологічний бюлетень. 2010. - №2 (36) (червень). – С.63-67.
83. 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.
84. Шаменкова О.І. Вплив антропогенних чинників на підземний стік річок зони надмірного і недостатнього зволоження території України: Автореф. дисс. …канд. геогр. наук. - Одеса. 2006. – 19 с.
85. Лобода Н.С. Методи статистичного аналізу у гідрологічних розрахунках і прогнозах. Навчальний посібник. – Одеса: Екологія. -2010. – 184 с.

86. Школьний Є.П. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: підручник / Є.П. Школьний, І.Д. Лоєва, Л.Д. Гончарова. – К.: Міносвіти України, 1999. – 600 с.
87. Гриб О.М. Оцінка морфометричних характеристик і рельєфу дна Тилігульського лиману та їх особливості // Вісник Од. держ. еколог. ун-ту. – 2014. – № 17. – С. 185-196.
88. Таблиці метеорологічних даних (середньодобова температура повітря, добова сума атмосферних опадів, середньодобова пружність водяної пари, середньодобові напрямок і швидкість вітру) по метеостанціям «Южне», «Сербка» та «Одеса» за період з січня 1976 по грудень 2011 рр. – К.: ЦГО, 2013.
89. 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.
90. Архів погоди в Сербці (26.10.2005-10.12.2013). Метеостанція № 33833 (WMO ID) [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://rp5.ru.
91. Данные суточного разрешения по температуре воздуха и осадкам [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://cliware.meteo.ru.
92. Архів погоди в Одесі (01.02.2005-30.06.2015). Метеостанція № 33837 (WMO ID) [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://rp5.ua.
93. Архів погоди в Одесі (аеропорт), METAR (26.09.2012-10.12.2013). Аеропорт (ICAO) UKOO [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://rp5.ru.
94. Горев Л.М., Пелешенко В.И., Кирничный В.В. Методика оптимизации природной среды обитания. – К.: Либідь, 1992. – 528 с.
95. Гриб О. М., Нікітін П. С., Сімон Г. М., Гриб К. О. Оцінка хімічного складу атмосферних опадів в районі Сухого лиману в 2014-2015 роках / Сучасні соціально-екологічні проблеми Сухого лиману та шляхи їх вирішення : зб. наук. ст. за матер. Всеукр. наук.-практ. конф. // смт Таїрове, 17 жовт. 2015 р. / ОДЕКУ; за заг. ред. М. Г. Сербова, О. М. Гриба. – Одеса: Букаєв Вадим Вікторович, 2015. – С. 81-84.
96. Гриб О. М., Гриб К. О. Характеристика хімічного складу атмосферних опадів в районі Куяльницького лиману (м. Одеса) / Екологічні проблеми природокористування та охорона навколишнього середовища: Зб. наук. пр. Другої Всеукр. наук.-практ. конф. за міжнар. уч. (Рівне, 21-23 жовтня 2015 р.) / Рівненський держ. гуманітарний університет; за ред. проф. Д. Л. Лико [та ін.]. – Рівне: РДГУ, 2015. – С. 38-39.

97. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши, 1936-2011 гг. – Ч. 1 и 2. – Том 2. – Вып. 1. – 1938-2012.
98. Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия. Крым. – Т. 6. – Вып. 4. – Л.: Гидрометеоиздат, 1966. – 347 с.
99. Бобров С.Н. К вопросу об испарении морской воды в зависимости от её солёности // Труды института океан. – Т. XXXVII. – 1960. – 183 с.
100. 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.
101. Гриб О.М. Оцінка випаровування з водної поверхні в районі Тилігульського лиману // Вісник Од. держ. еколог. ун-ту. – 2014. – № 17. – С. 173-184.
102. Каганер М.С., Дюкель Н.Г. Испарение с водной поверхности на территории Украины и Молдавии // Тр. УКРНИИГМИ. – 1966. – Вып. 64. – С. 155-180.
103. Иванов Н.Н. Ландшафтно-климатические зоны земного шара // Зап. Всесоюз. географ. общ-ва: нов. сер. – 1948. – Т. 1. – 223 с.
104. Константинов А.Р. Испарение в природе. – Л.: Гидрометеоиздат, 1968. – 532 с.
105. Карасёв И.Ф., Васильев А.В., Субботина Е.С. Гидрометрия: Учебник. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 376 с.
106. Іваненко О.Г. Автоматизовані методи обчислення добового стоку в гідростворах річок: Навчальний посібник. – Одеса: ТЕС, 1998. – 60 с.
107. Ресурсы поверхностных вод СССР. Западная Украина и Молдавия. – Т. 6. – Вып. 1. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 714 с.
108. Розенгурт М.Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. – К.: Наук. думка, 1974. – 225 с.
109. Кушнір Д.В. Моделювання впливу водообміну з морем на мінливість гідрологічних характеристик Тилігульського лиману / Д.В. Кушнір, Ю.С. Тучковенко // Наук. зап. Терноп. нац. пед. ун-ту ім.В.Гнатюка. Сер. Біологія. Спец. вип.: Гідроекологія, № 3-4 (64), 2015.- С.384-388.
110. Тучковенко Ю. С. Оценка влияния условий водообмена с морем на изменчивость уровня и солености воды в Тилигульском лимане / Ю.С. Тучковенко, Д.В. Кушнір, Н.С. Лобода // Український гідрометеорологічний журнал, № 16, 2015.- С.207-217.
111. Характеристика сучасного гідрохімічного та гідрологічного режиму лиману, вироблення рекомендацій щодо його поліпшення в складі ТЕР по

об’єкту: «Розробка проектно-кошторисної документації з реконструкції з’єднувального каналу між Тилігульським лиманом і Чорним морем на території Комінтернівського району Одеської області»: Звіт з НДР заключний (наук. кер.: Ю.С. Тучковенко), Од. держ. еколог. ун-т. – Одеса, 2015. – 267 с.

112. Deltares, 2014. Delft3D-FLOW, вихідний код [Електронний ресурс] // Спілка користувачів відкритого програмного забезпечення Delft3D. URL: http://oss.deltares.nl/web/delft3d/.

113. Deltares, 2013. 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.

114. UNESCO, 1981a. Background papers and supporting data on the international equation of state 1980. Tech. Rep. 38, UNESCO. 1980, 324.

115. Wu, Jin, 1994. The sea surface is aerodynamically rough even under light winds. Boundary layer Meteorology, 69, 149-58.

116. 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. 217, 225.

117. Окубо А., Озмидов Р.В. Эмпирическая зависимость коэффициента горизонтальной диффузии в океане от масштаба явления // ФАО, 1970, т.VI, №5. – С. 534-536.

118. Gill, A.E. Atmosphere-Ocean Dynamics. International Geophysics Series. Academic Press, 1982, vol.30. 680 p.

119. Lane, A., 1989. The heat balance of the North Sea. Tech. Rep. 8, Proudman Oceanographic Laboratory. 243, 254.

120. Тучковенко Ю.С. Результаты адаптации модели DELFT3D-FLOW к условиям Тилигульского лимана / Ю.С. Тучковенко, Д.В. Кушнир // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2014. – № 18. – С. 164-174.

121. ТОВ «Розклад Погоди», 2004-2014. Дані архіву погоди на метеостанції «Сербка» (WMO ID 33833) за 2010, 2012 рр. [Електронний ресурс] // Прогнози погоди «Мет. Офіса» Великобританії на найближчі шість діб. Відомості про стан атмосфери з наземних метеорологічних станцій. URL: http://rp5.ua/.

122. Chow, Ven Te, 1959. Open-Channel Hydraulics. McGraw-Hill, New York, 1959. 680 pp. Illus.

123. Мелкомасштабная структура гидрофизических полей верхнего слоя океана / Под.ред. Ю.П. Доронина и В.Н. Степанова. – М.: Московское отделение Гидрометеоиздата, 1988. – 164 с.
124. 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.
125. 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, 2014. – Вип. 17. – С.197-204
126. Hess, K.W. 1986. Numerical model of circulation in Chesapeake Bay and the continental shelf. NOAA Technical Memorandum NESDIS AISC 6, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, NOAA., US A, 47 pp.
127. Hess K.W. 1989. MECCA Programs documentation: Technical Report / NOAA. – NESDIS 46. – Washington, D.C., 97 p.
128. Hess, K.W. 2000. Mecca2 Program Documentation. NOAA Technical Report NOS CS 5, Silver Spring, MD, 49 p.
129. Иванов В.А., Тучковенко Ю.С. Прикладное математическое моделирование качества вод шельфовых морских экосистем. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2006.- 368 с.
130. Тучковенко Ю.С. Оценка влияния береговых антропогенных источников на качество вод Одесского района северо-западной части Черного моря: монография / Ю.С. Тучковенко, В.А. Иванов, О.Ю. Сапко. – Севастополь: НПЦ ЭКОСИ-Гидрофизика, МГИ НАНУ, ОГЭКУ.– 2011. – 169 с.
131. Тучковенко Ю.С. Моделирование водообмена Тилигульского лимана с Черным морем / Ю.С. Тучковенко, В.А. Иванов, О.А. Тучковенко // Морской гидрофизический журнал. – Севастополь: Морск.гидрофиз.ин-т.- 2012. – № 5.- С. 42- 58.
132. Blumberg A.F. A numerical investigation into the dynamics of estuarine circulation: Chesapeake Bay Institute Tech. Report 91 /Johns Hopkins University. – USA, 1975. – 110 p.
133. Blumberg A.F. The influence of density variations on estuarine tides and circulations //Estuarine and Coastal Marine Science. – 1978. – № 6. – P. 209 - 215.
134. Wang D.P., Kravitz D.W. A semi-implicit two-dimensional model of estuarine circulation //J. Phys.Oceanog. – 1980. – № 3. – P.441 – 454
135. Munk W.H., Anderson E.R. Notes on the theory of the thermocline //J. Mar.

Res. – 1948. – № 7. – P. 276 – 295

136. Tag P.M., Murray F.W., Koenig L.R. A comparison of several forms of eddy viscosity parametrization in a two-dimensional long-wave propagation: Technical Memorandum 32 /U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center. – USA, 1979. – 29 p.
137. Parkinson C.L., Washington W.M. A large-scale numerical model of sea ice // J.Geophys.Res.–1979.–№ 84.-P.311-337.
138. User's Guide for RCA (Release 3.0). Appendix A –HydroQual, Mahwah, New Jersey . – 2004. – P. 3 – 46.
139. 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.
140. 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.
141. Ляхин Ю.И. О скорости обмена кислородом между океаном и атмосферой //Океанология. – 1980. – Т. 18, № 6. – С. 1014 - 1021.
142. Северо-западная часть Черного моря: биология и экология. 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.358-370.
143. Гідрологічні та гідрохімічні показники стану північно-західного шельфу Чорного моря. //Под ред.. І.Д.Лоєвої. – Київ.: КНТ,2008. – 616 с.
144. Экосистема Григорьевского (Малого Аджалыкского лимана); Монография / Под ред. А.К. Виноградова. – Одесса: Астропринт, 2008. – 264 с.
145. Giorgi F., Mearns L.O. Introduction to special issue: Regional climate modeling revisited // Journal of Geophysical Research – 1999. – Vol. 104. – P. 6335-6352.
146. Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Cristoph 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. – Hampurg: MPI fur Meteorologie, 1996 – Report No.218. – 90 p.
147. 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.

148. Pfeifer S. Modeling cold cloud processes with the regional climate model REMO / PhD Thesis. – Hamburg: University of Hamburg, 2006. – 120 p.

149. 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.

150. 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.

151. 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.

152. Samuelsson P., Jones C.G., Willén U., Ullerstig A., Gollvik S. and co-authors. The Rossby centre regional climate model RCA3: Model description and performance // Tellus. - 2011.- 63A, 4–23.

153. Отченаш Н.Д. Обґрунтування вибору регіональної кліматичної моделі для аналізу кліматичних змін та водних ресурсів в межах водозбору Куяльницького лиману // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2015. – №19. – С.120-125

154. Комплексне управління водними ресурсами Тилігульського лиману та його гідроекологічним станом в умовах антропогенного впливу і кліматичних змін: Звіт з НДР. Од. держ. екол. ун-т. – Одеса, 2014. – 376 с.

155. Гопченко Е.Д. Гидрология с основами мелиорации / Е.Д. Гопченко, А.В. Гушля. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 303 с.

156. Загальна гідрологія: підручник / В.К. Хільчевський, О.Г.Ободовський, В.В. Гребінь та ін. – К.:Видавничо-поліграфічний центр Київський університет, 2008. – 399с.

157. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Влияние засушливости климата на минимальный сток рек (на примере реки Тилигул) // Сборник трудов Северо-Кавказского института по проектированию водохозяйственного и мелиоративного строительства. – Пятигорск: ОАО «Севкавгипроводхоз», 2014. – Випуск 20. – С. 163-172.

158. Божок Ю.В., Лобода Н.С. Посухи на території водозбору Тилігульського лиману // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції «Лимани Північно-західного Причорномор'я: сучасний гідро екологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення». - Одеса: ТЕС, 2014. – С.19-21.

159. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Оцінка природних водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману за метеорологічними даними // Український гідрометеорологічний журнал, Одеса, ТЕС, №14, 2014. – С. 144-154.

160. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Оцінка припливу річкових вод до Тилігульського лиману за сценарієм М10 // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції "Лимани Північно-західного Причорномор'я: сучасний гідро екологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення". Одеса., ТЕС, 2014. – С.22-24.