

УДК 556.5:551.468.4

КП XXXXXX

№ держ. реєстр. 0115U006850

Інв. №

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
(ОДЕКУ)

65016 України, м. Одеса, вул. Львівська, 15
тел. (0482) 32-67-35

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

2015.07.27

ЗВІТ
ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ
ХАРАКТЕРИСТИКА СУЧАСНОГО ГІДРОХІМІЧНОГО ТА
ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ ЛИМАНУ, ВИРОБЛЕННЯ РЕКОМЕНДАЦІЙ
ЩОДО ЙОГО ПОЛІПШЕННЯ
(заклучний)

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»

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

Ю.С. Тучковенко

2015

Рукопис закінчено 23 липня 2015 р.

Результати роботи розглянуті Науково-технічною радою
ОДЕКУ,

протокол від 2015.07.23 № 7

СПИСОК АВТОРІВ

Науковий керівник, пров. наук. співроб. д.геогр.н., професор	_____	Ю.С. Тучковенко (вступ, розділи 1.1, 5, 6.2, 7.7, 9, висновки, рекомендації)
	23.07.15	
Пров. наук. співроб. д.геогр.н., професор	_____	Н.С. Лобода (розділи 1.2, 3, 4)
	23.07.15	
Ст. наук. співроб. к.геогр.н., с.н.с.	_____	Ю.І. Богатова (розділ 6.2)
	23.07.15	
Ст. наук. співроб. к.геогр.н., доц.	_____	О.М. Гриб (розділи 2, 6.1, 7, 8, рекомендації)
	23.07.15	
Наук. співроб.	_____	О.А. Тучковенко (розділи 5, 6.2)
	23.07.15	
Мол. наук. співр.	_____	К.О. Гриб (розділи 6.1, 8)
	23.07.15	
Мол. наук. співр.	_____	Д.В. Кушнір (розділи 5.3, 9, рекомендації)
	23.07.15	
Мол. наук. співр.	_____	П.А. Терновой (розділ 5.2)
	23.07.15	
Інженер II кат.	_____	В.З. Гельман
	23.07.15	

РЕФЕРАТ

Звіт про НДР: 267 с., 136 рис., 61 табл., 170 джерел.

Предмет дослідження – водно-сольовий баланс, гідрологічний та гідрохімічний режими Тилігульського лиману.

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

Мета роботи полягає у науковому обґрунтуванні доцільності функціонування штучного сполучного каналу, який з'єднує Тилігульський лиман з морем; визначенні його ролі у формуванні гідрологічного та гідрохімічного режимів лиману в період його функціонування у XX та XXI ст., з урахуванням зміни кліматичних чинників та водогосподарчої діяльності на водозборі лиману; розробці науково-обґрунтованих рекомендацій щодо морфометричних характеристик каналу та режимів його функціонування в сучасний кліматичний період, які забезпечать стабілізацію та поліпшення гідрологічного та гідроекологічного режимів лиману, збереження його природних ресурсів.

Методи дослідження – традиційні методи статистичні обробки та аналізу інформації, стохастична модель «клімат-стік» для оцінки водних ресурсів річок з урахуванням кліматичних змін і водогосподарської діяльності, чисельне моделювання водно-сольового балансу, гідродинамічних та гідрологічних процесів в лимані, водообміну лимана з морем через штучний з'єднувальний канал «лиман-море».

Надані: фізико-географічна характеристика Тилігульського лиману та його водозбірного басейну, гідрографічний опис лиману; аналіз гідрологічного та гідрохімічного режимів лиману в сучасних умовах за даними спостережень у XXI ст. Виконана ретроспективна оцінка водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману та їх зміни за останні десятиріччя. Надана прогностична оцінка водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману в умовах змін клімату у XXI ст.

Розроблена та калібрована модель формування водно-сольового балансу лиману. З використанням балансової моделі виконано ретроспективний аналіз формування водно-сольового балансу лиману у другій половині XX ст. – першому десятиріччі XXI ст., а також сценарні розрахунки динаміки солоності і рівня води в лимані при різних варіантах водообміну з морем. Отримано оцінки мінливості рівнів та мінералізації води Тилігульського лиману та його частин при різних варіантах функціонування водойми в умовах клімату XXI ст.

На підставі результатів гідродинамічного моделювання оцінено вплив водообміну з морем через сполучний канал за різних умов його функціонування та морфологічних характеристик на мінливість рівня і солоності води в лимані. На підставі аналізу даних спостережень та результатів математичного моделювання, з урахуванням змін клімату, визначено роль водообміну лиману з морем через штучний з'єднувальний

канал на гідрологічний та гідрохімічний режими лиману. Запропоновані науково-обґрунтовані рекомендації щодо стабілізації та поліпшення сучасного гідрологічного та гідрохімічного режимів лиману, зокрема, шляхом забезпечення стабільного водообміну з морем через сполучний канал «лиман-море».

ТИЛІГУЛЬСЬКИЙ ЛИМАН, ГІДРОЛОГІЧНИЙ, ГІДРОХІМІЧНИЙ
РЕЖИМИ, ВОДООБМІН З МОРЕМ, МОДЕЛЮВАННЯ

ЗМІСТ

	Стор.
Вступ.....	7
1 Фізико-географічна характеристика Тилігульського лиману та його водозбірного басейну.....	9
1.1 Географічна характеристика лиману.....	9
1.2 Географічна характеристика водозбірного басейну лиману.....	12
2 Гідрографія та морфометрія Тилігульського лиману.....	16
2.1 Морфометричні характеристики та рельєф дна.....	16
2.2 Характеристика з'єднувального каналу «лиман-море».....	23
3. Ретроспективна оцінка водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману та їх зміни за останні десятиріччя.....	33
3.1 Гідрологічна вивченість.....	33
3.2 Зміни кліматичних чинників	35
3.3 Зміни характеристик водних ресурсів	43
4. Прогностична оцінка водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману в умовах змін клімату у XXI сторіччі.....	50
4.1 Оцінка природних водних ресурсів за моделлю «клімат-стік».....	50
4.2 Оцінка водних ресурсів в умовах водогосподарської діяльності за моделлю «клімат-стік»	58
4.3 Методологія оцінки природних водних ресурсів за моделлю «клімат-стік» на основі сценаріїв змін клімату	65
4.4 Оцінка природних водних ресурсів за моделлю «клімат-стік» на основі сценаріїв змін клімату за розрахункові періоди	67
4.5 Розрахунки хронологічних рядів стоку по за моделлю «клімат-стік» на основі сценаріїв змін клімату	71
5 Гідрологічний режим Тилігульського лиману.....	78
5.1 Мінливість рівня води.....	78
5.2 Мінливість термогалінних умов.....	82
5.3 Циркуляція вод	89
6 Гідрохімічний режим Тилігульського лиману	103
6.1 Характеристика іонного складу	103
6.1.1 Русліві води в гирлі р.Тилігул.....	103
6.1.2 Морські води.....	119
6.1.3 Атмосферні опади.....	123
6.1.4 Води в акваторії лиману.....	125
6.2 Гідрохімічна характеристика сучасного ступеня трофності вод лиману та чинники, які визначають його.....	137
7 Водно-сольовий баланс Тилігульського лиману в ретроспективний період.....	150

7.1	Розрахунок водно-сольових балансів різних частин лиману.....	152
7.2	Визначення об'єму та мінералізації атмосферних опадів.....	154
7.3	Визначення об'єму та мінералізації припливних вод (поверхневих, схилових, підземних), що надійшли в лиман з його водозбірною басейну.....	159
7.4	Визначення випаровування з водної поверхні лиману.....	163
7.5	Визначення об'ємів припливу-стоку вод через з'єднувальний канал «лиман-море» та мінералізації морських вод.....	166
7.6	Ретроспективний аналіз впливу різних умов водообміну з морем через з'єднувальний канал на мінливість рівня та мінералізації води в лимані на підставі результатів моделювання водно-сольового балансу.....	171
7.7	Узагальнена оцінка змін складових водного балансу лиману внаслідок глобального потепління.....	182
8.	Оцінка рівнів і мінералізації води Тилігульського лиману при різних варіантах функціонування водойми в умовах змін клімату у XXI сторіччі	187
8.1	Вихідні дані для моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману у майбутньому (до 2040 року).....	187
8.2	Результати моделювання водно-сольового балансу лиману за різних умов функціонування водойми у майбутньому.....	191
9.	Оцінка впливу водообміну з морем через сполучний канал за різних умов його функціонування на мінливість гідрологічних характеристик в лимані з використанням гідродинамічної моделі	196
9.1	Опис гідродинамічної моделі.....	196
9.2	Калібрування та валідація моделі	200
9.3	Сценарне моделювання за типових умов для найближчого кліматичного періоду.....	214
9.4	Сценарне моделювання з використанням фактичних даних спостережень	228
	Висновки.....	243
	Рекомендації.....	352
	Перелік посилань.....	354

ВСТУП

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

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

Проте, в теперішній час, в результаті кліматичних змін та антропогенної діяльності на водозбірному басейні Тилігульського лиману суттєво зменшився поверхневий приплив прісних вод до лиману, наслідком чого стало його осолонення та періодичне обміління [2]. Наслідком багаторічної тенденції збільшення солоності вод в лимані є зміна домінування у видовому складі водної флори і фауни прісноводно-солонуватоводних і солонуватоводних комплексів на морські і солонуватоводні-морські. Порівняно з початком 80-х років минулого сторіччя кількість морських видів фітопланктону збільшилася з 14 до 64 %, морського та солонуватоводно-морського макрофітобентосу – з 40 до 83 %, морського зоопланктону – з 40 до 90 %. Якщо в 60-80 роки ХХ сторіччя в лимані зустрічалося від 12 до 25 видів прісноводних риб, то в 2013 р. їх кількість скоротилася до 4 видів. Внаслідок кліматичних змін існує реальна небезпека перетворення у ХХІ сторіччі лиману в гіпергалінну водойму зі значно меншим біорізноманіттям водної флори і фауни, ніж в теперішній час.

Високий вміст органічних речовин у воді і донних відкладах зумовлює другу проблему для екосистеми лиману – можливість розвитку гіпоксії та аноксії кисню в придонному шарі глибоких ділянок акваторії лиману, а також на мілководді в нічний час при штилі і сильному прогріві вод в

результаті «цвітіння» фітопланктону і донних макрофітів в літній період року. Розвиток дефіциту кисню у воді призводить до загибелі гідробіонтів. У різних районах лиману масова загибель риби спостерігалася влітку 1999, 2000, 2001, 2006, 2007, 2010, 2013 рр. Влітку 2010 р. на окремих ділянках узбережжя було виявлено 20 кг мертвої риби на квадратний метр.

Більшість фахівців та користувачів природними ресурсами Тилігульського лиману вважають, що для стабілізації гідроекологічного режиму лиману необхідно забезпечити стабільний водообмін з морем через штучний з'єднувальний канал у разі науково обґрунтованого регламенту його функціонування.

З огляду на вищевикладене актуальним є вирішення наступних завдань:

- 1) надати наукове обґрунтування доцільності функціонування штучного сполучного каналу, який з'єднує Тилігульський ліман з морем;
- 2) визначити роль каналу «лиман-море» у формуванні гідрологічного та гідрохімічного режимів лиману в період його функціонування у XX та XXI сторіччях, з урахуванням зміни кліматичних чинників та водогосподарчої діяльності на водозборі лиману;
- 3) визначити тенденції зміни гідроекологічних характеристик вод лиману у разі реконструкції з'єднувального каналу;
- 4) розробити науково-обґрунтовані рекомендації щодо морфометричних характеристик каналу та режимів його функціонування в сучасний кліматичний період, які забезпечать стабілізацію та поліпшення гідрологічного та гідрохімічного режимів лиману, збереження його природних ресурсів.

Науково-дослідна робота (НДР), результати якої наведені в цьому звіті, є істотним продовженням досліджень, започаткованих основними авторами звіту при виконанні НДР «Комплексне управління водними ресурсами Тилігульського лиману та його гідроекологічним станом в умовах антропогенного впливу і кліматичних змін» (ДР № 0113U000696, 2013-2014 рр.) [3], але з більш деталізованим розглядом проблеми регулювання водообміну Тилігульського лиману з відкритим морем в найближчий кліматичний період за умови збереження сучасного рівня водогосподарської діяльності в басейні лиману. В роботі використані дані польових спостережень, отриманих у 2015 р.

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ТА ЙОГО ВОДОЗБІРНОГО БАСЕЙНУ

1.1 Географічна характеристика лиману

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

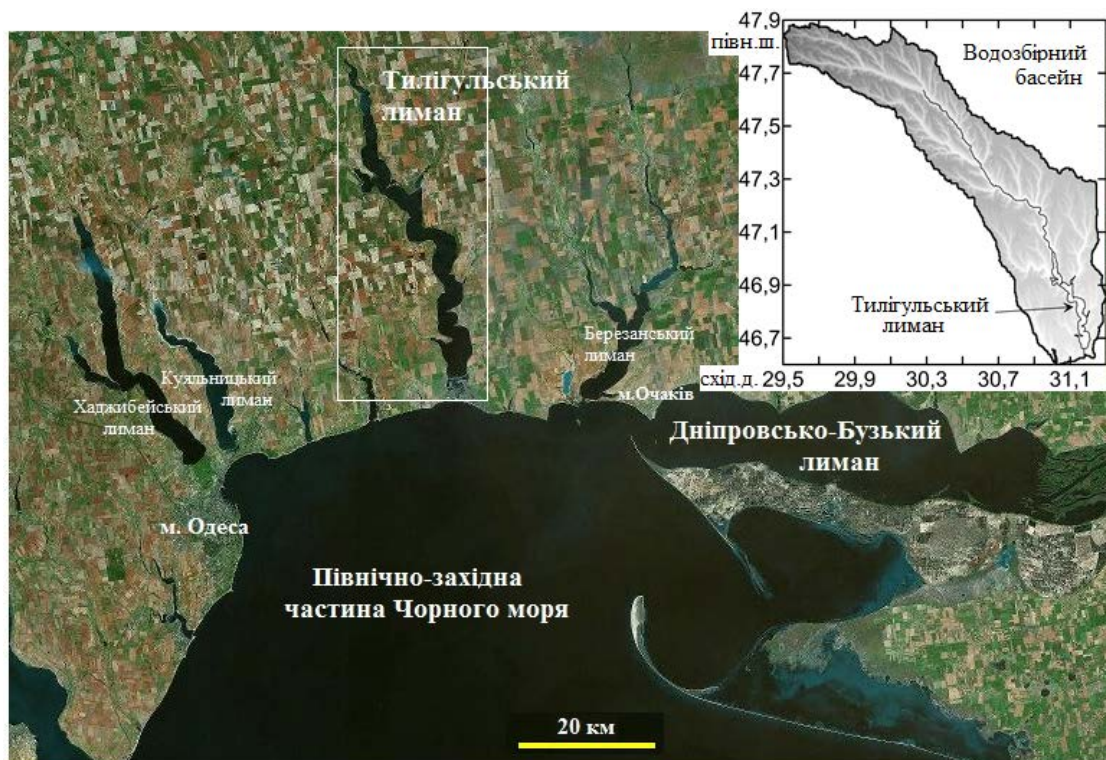
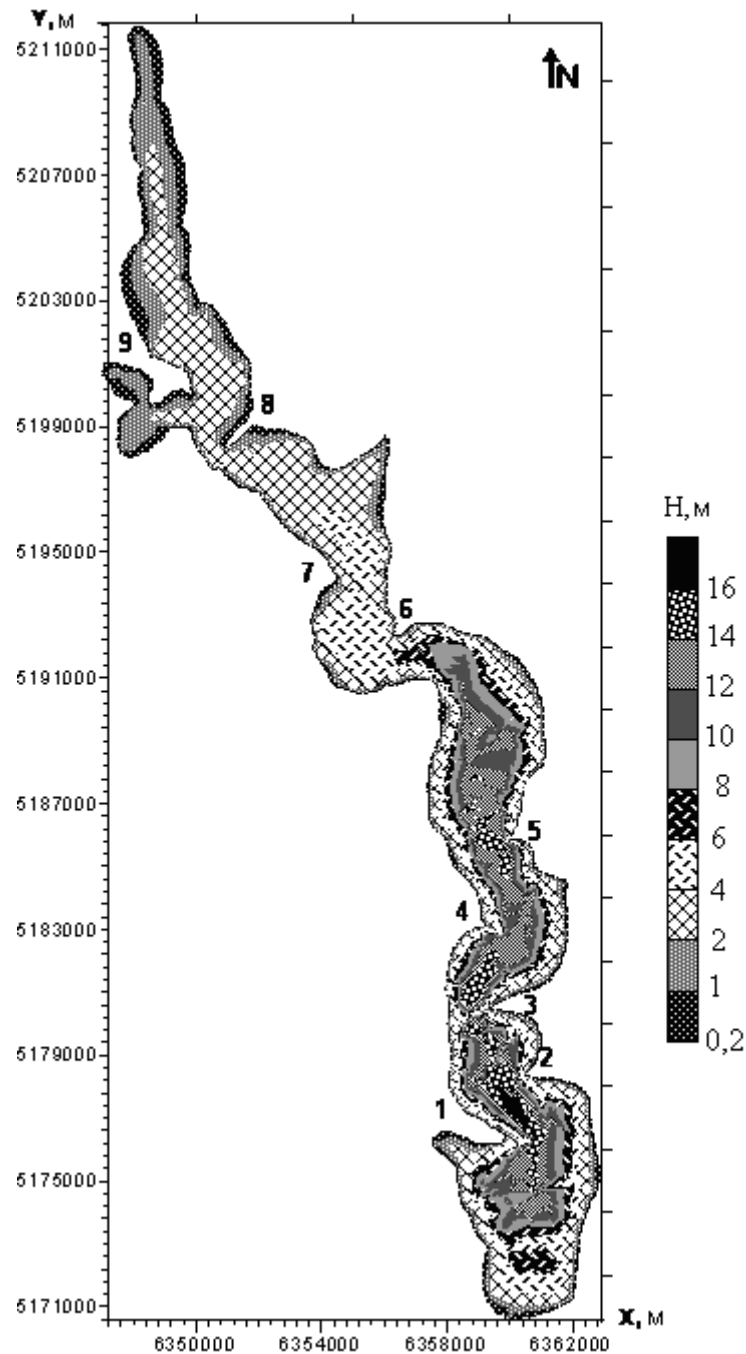


Рисунок 1.1 – Географічне розташування Тилігульського лиману та його водозбірного басейну



Позначки: 1 – Любопільська коса, 2 – Червоноукраїнська коса, 3 – Чілова коса, 4 – Ранжева коса, 5 - 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 шириною від 3,3 до 4 км і завдовжки до 6,6 км. Формування піщаного пересипу відбулося в кінці XVIII – на початку XIX сторіч. Нині пересип є акумулятивним морським берегом з площею близько 14 км², на якому

відкладається 70 тис. м³ наносів в рік. Піщаний пересип сформувався в результаті взаємодії трьох основних груп природних чинників: морських і лиманних гідро- і літодинамічних, а також еолових процесів. На поперечному профілі пересипу, відповідно до діючих чинників, виділяються 3 ландшафтних зони: морська, еолова і лиманова. З морського пляжу вітропіщаним потоком наноси надходили в еолову і, частково, в лиманову зони. З іншого боку, під час штормів в лимані до тильного контуру пересипу надходила певна кількість наносів й водна рослинність. Вони створювали вали, якими відокремлювалися невеликі озера або затоки. З часом відокремлені озера заносилися піском, осушувалися і створювали нові площі пересипу [4].

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

В останні десятиріччя ХХ ст. канал функціонував епізодично, з багаторічними перервами. Шлюз на вході в канал був зруйнований. З морського боку канал інтенсивно заноситься піском і потребує щорічного часткового відновлення і поглиблення на ділянці завдовжки до 300 м. Нині глибина каналу на окремих ділянках зменшилася до 0,25 м при відмітці рівня моря мінус 0,4 м БС, а ширина – до 20-25 м. До каналу примикають мілководні солоні озера, пов'язані з ним, які розташовані на низинних ділянках пересипу і підживлюються водою з каналу (рис. 1.3).

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

Акваторія північно-західної частини Чорного моря, що примикає до Тилігульського 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

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

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

1.2 Географічна характеристика водозбірного басейну лиману

Площа водозбірного басейну Тилігульського лиману – 5420 км² (рис. 1.4). У лиман впадають річки: Тилігул (площа водозбору 3550 км²,

довжина 173 км), Балайчук (площа водозбору 586 км², довжина 52 км), Царега (площа водозбору 657 км², довжина 46 км), Хуторська (площа водозбору 108 км², довжина 19 км) [5]. Поверхневий бічний приплив прісних вод по тимчасових водотоках (балках, ярах), які впадають в лиман, формується на площі 349 км². Основна частина стоку в Тилігульський лиман (більше 85 %) надходить від річки Тилігул.

Річка Тилігул розташована в межах степової зони України, вона бере початок на відрогах Волино-Подільської височини, тече по Причорноморській низовині і впадає в північну частину Тилігульського лиману. За витік річки прийнята точка земної поверхні з відміткою 240 м абс., розташована в 6 км на північний-захід від с. Пацісели. Гідрографічна мережа розвинена слабо. Річка має сім приток з довжиною кожної більше 10 км. Загальна їх довжина становить 271 км. Коефіцієнт густоти річкової мережі дорівнює 0,13 км/км² [6]. Середній зважений уклон річки дорівнює 0,8 м/км.

Ширина долини р.Тилігул дорівнює 3-5 км, ширина заплави становить 300-400 м і збільшується в нижній течії до 800 м. Глибина ерозійного врізу змінюється від 50 до 100 м. Схили річки пориті ярами і балками, які розкривають понтичні вапняки. Біля підшви схилів є конуси виносу, які утворилися за рахунок надходження дрібнозернистого матеріалу з ярів. На вододілах створена мережа полезахисних, а на схилах – протиерозійних насаджень. Яружно-балкові та схилово-долинні ділянки використовуються як пасовища. На заплавах і надзаплавних ділянках вирощують овочеві і садові культури, а також виноградники [7].

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

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

Згідно з гідрологічним районуванням, водозбір р.Тилігул знаходиться в області недостатньої водності, а його південна частина – в області надзвичайно недостатньої водності [5].

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

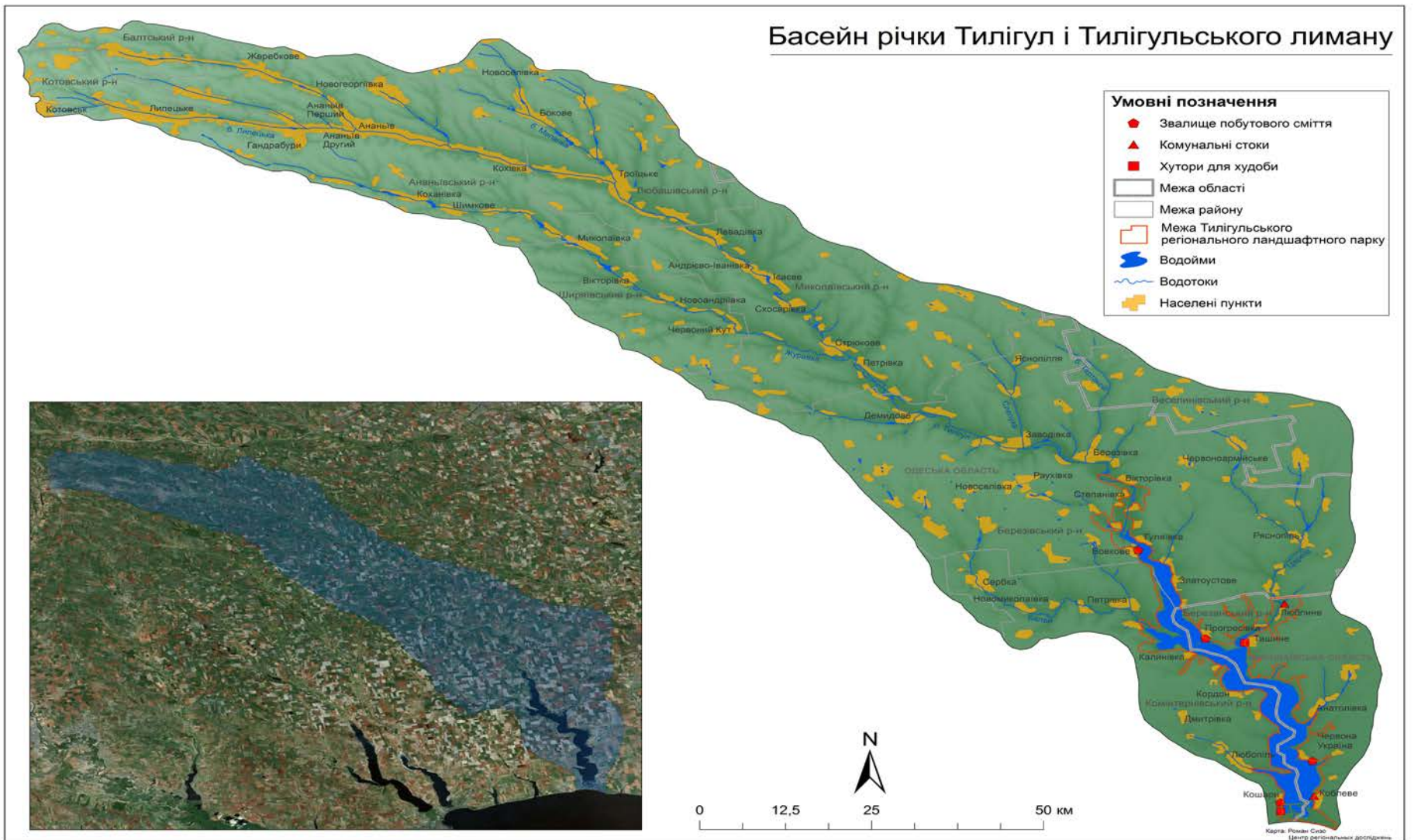


Рисунок 1.4 – Водозбірний басейн р.Тилігул і Тилігульського лиману

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

Джерелами формування запасів підземних вод є атмосферні опади. Через відсутність близько розташованого до земної поверхні водотривкого шару, атмосферне живлення підземних вод поширюється і на неогенові відклади [8]. Гідравлічний зв'язок між поверхневим і підземним стоком не встановлено. Через нестачу поверхневих вод, підземні води використовуються для питного та комунально-побутового водопостачання, забезпечуючи сумарну потребу у воді на 92 % (13,1 млн.м³). Вилучення підземних вод в басейні р.Тилігул здійснюють 150 водокористувачів. Зокрема, у 2011 році було забрано 3,62 млн.м³ підземних вод, з них використано: на господарське і питне водопостачання – 2,93 млн.м³, на сільськогосподарське водопостачання – 0,6 млн.м³, на виробничі потреби – 0,09 млн.м³.

2 ГІДРОГРАФІЯ ТА МОРФОМЕТРІЯ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

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

Дослідження морфометричних характеристик і особливостей рельєфу дна Тилігульського лиману почалися з кінця ХІХ ст. і тривають до сьогодні [2, 6, 9-28]. За період більш ніж 50 років цією проблемою займалися такі вчені і фахівці з гідрології й океанології, як М.Ш. Розенгурт – 1961-1974 рр. [18], В.М. Тімченко – 1979-1990 рр. [19, 20], В.В. Адобовський – 2000-2012 рр. [15, 16, 21], О.М. Гриб – 2010-2014 рр. [2, 9, 15, 16], а також організації та установи: Державна гідрометеорологічна служба [17], Одеський філіал Інституту біології південних морів НАН України [16, 21], Інститут гідробіології НАН України [19], Державна установа «Держгідрографія» [22] та Одеський державний екологічний університет (ОДЕКУ) [2, 9, 15, 16].

2.1 Морфометричні характеристики та рельєф дна

До початку ХХІ ст. оцінити основні морфометричні характеристики та особливості рельєфу дна лиману (табл. 2.1) було можливо лише за даними декількох наукових публікацій [17-19] і топографічних карт [10-12].

В 2004 р. Київською військово-картографічною фабрикою надруковано атлас чорноморського узбережжя [22], в якому вперше для вільного користування опублікований план лиману в ізобатах та позначені глибини в деяких місцях водойми. У сучасний період (2009-2014 рр.) вивченням рельєфу дна та визначенням морфометричних характеристик водойми (табл. 2.1) займались науковці ОДЕКУ [2, 9, 15, 16]. У вересні 2010 та 2012 рр. були виконані батиметричні зйомки Тилігульського лиману (більш ніж 7 тис. вимірювань), на основі яких побудована сучасна батиметрична карта [2, 9]. За даними цієї карти отриманий повздовжній профіль по лінії фарватеру (максимальних глибин) лиману, показаний на рис. 2.1. З врахуванням профілю, а також розмірів Калинівської, Кордонської та Чілової кіс, які займають більш ніж 50 % ширини водойми (в місцях їх розташування), Тилігульський лиман був поділений на чотири частини (рис. 2.2), які з'єднуються однойменними з косами протоками. Частини I та II є глибоководні, а III та IV – мілководні.

Таблиця 2.1 – Морфометричні характеристики Тилігульського лиману [9]

Характеристика	Рік і джерело інформації	1969 р. [17]	1974 р. [18]	1990 р. [19]	2013 р. [9]
Середня довжина, $L_{\text{сер.}}$, км		35,0	55,0	55,0	52,0
Максимальна довжина, $L_{\text{макс.}}$, км		–	80,0	60,0	63,3
Мінімальна ширина, $B_{\text{мін.}}$, м		0,2	0,2	–	0,2
Середня ширина, $B_{\text{сер.}}$, м		–	–	2,0-3,0	2,5
Максимальна ширина, $B_{\text{макс.}}$, м		3,5	4,5	4,5	5,4
Середня площа водної поверхні, $F_{\text{сер.}}$, млн. м ²		80,0	150	113	129
Максимальна площа поверхні, $F_{\text{макс.}}$, млн. м ²		–	170	–	143
Середній об'єм води, $W_{\text{сер.}}$, млн. м ³		–	250	560	693
Максимальний об'єм води, $W_{\text{макс.}}$, млн. м ³		–	600	–	750
Середня глибина, $h_{\text{сер.}}$, м		–	3,0	5,0	5,4
Максимальна глибина, $h_{\text{макс.}}$, м		19,0	21,0	21,2	22,2
Довжина берегової (урізної) лінії, $L_{\text{уріз}}$, км		–	–	–	128,2

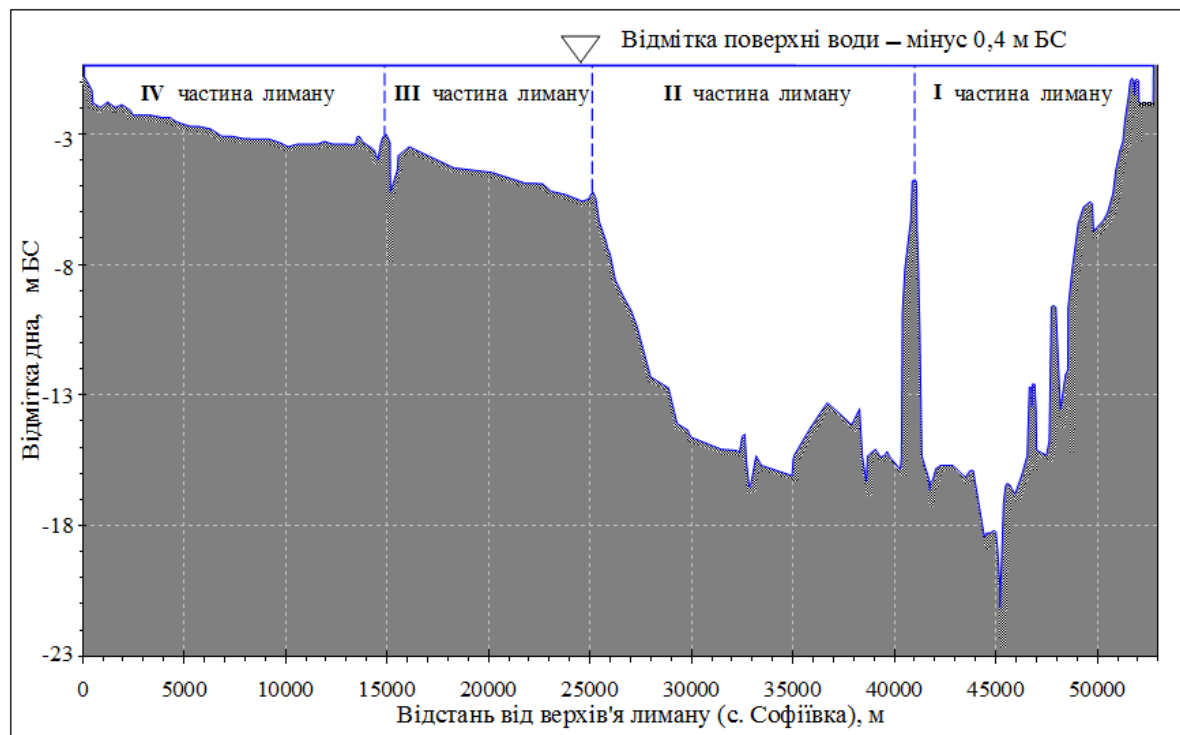


Рисунок 2.1 – Повздовжній профіль дна Тилігульського лиману по лінії фарватеру (від с. Софіївка до моста на пересипу) [2]

Об'єми води W та площі водної поверхні F Тилігульського лиману в цілому та кожної з його чотирьох частин при різних рівнях наповнення визначалися із застосуванням функціональних залежностей $F = f(\zeta)$, $W = f(\zeta)$ (рис. 2.3-2.7), де ζ – відмітка рівня води у лимані, м БС.

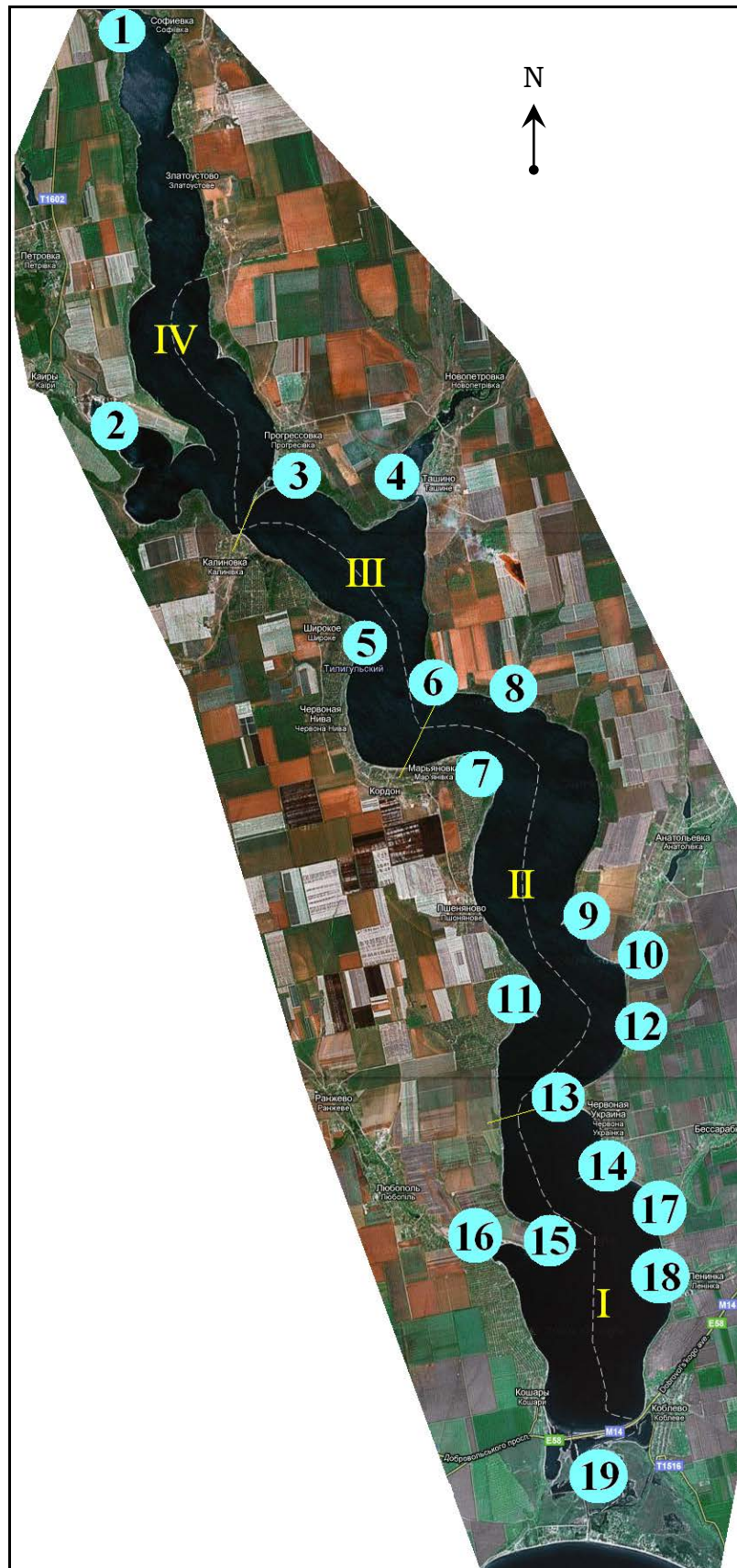


Рисунок 2.2 – Місцезнаходження частин Тилігульського лиману (I, II, III, IV) та водойм на його узбережжі (1-19), які гідравлічно пов'язані з різними частинами основної акваторії лиману [2]

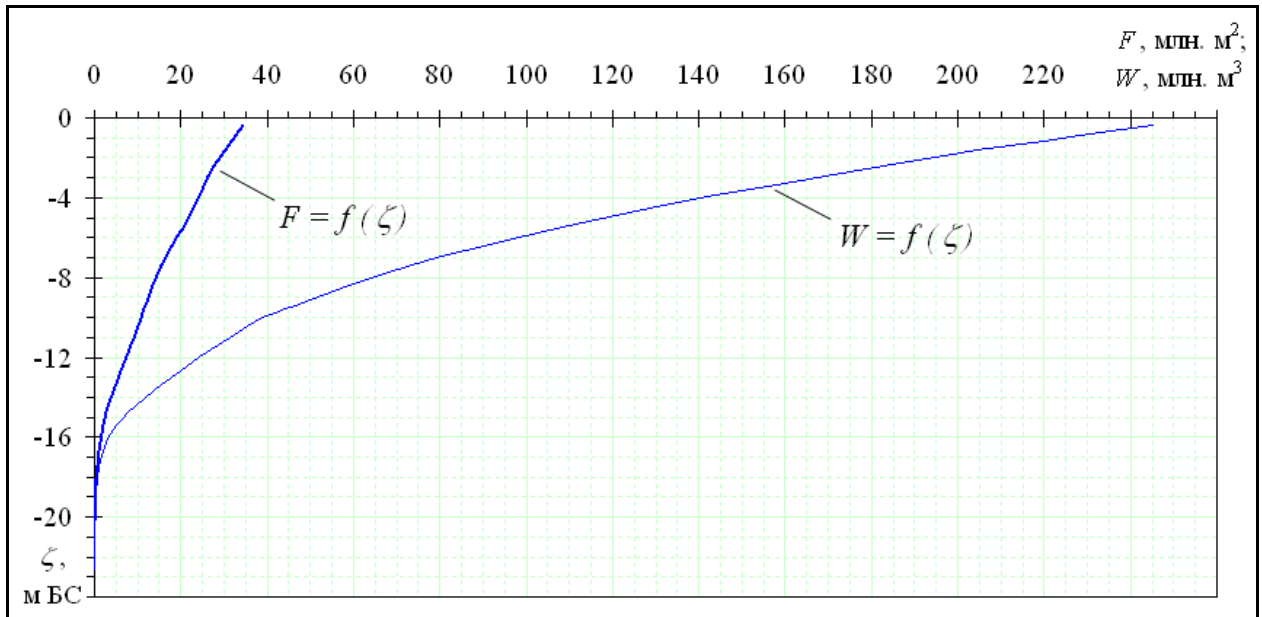


Рисунок 2.3 – Криві площ водної поверхні $F = f(\zeta)$ та об'ємів води $W = f(\zeta)$ I частини (від Чилової коси до низов'я) Тилігульського лиману

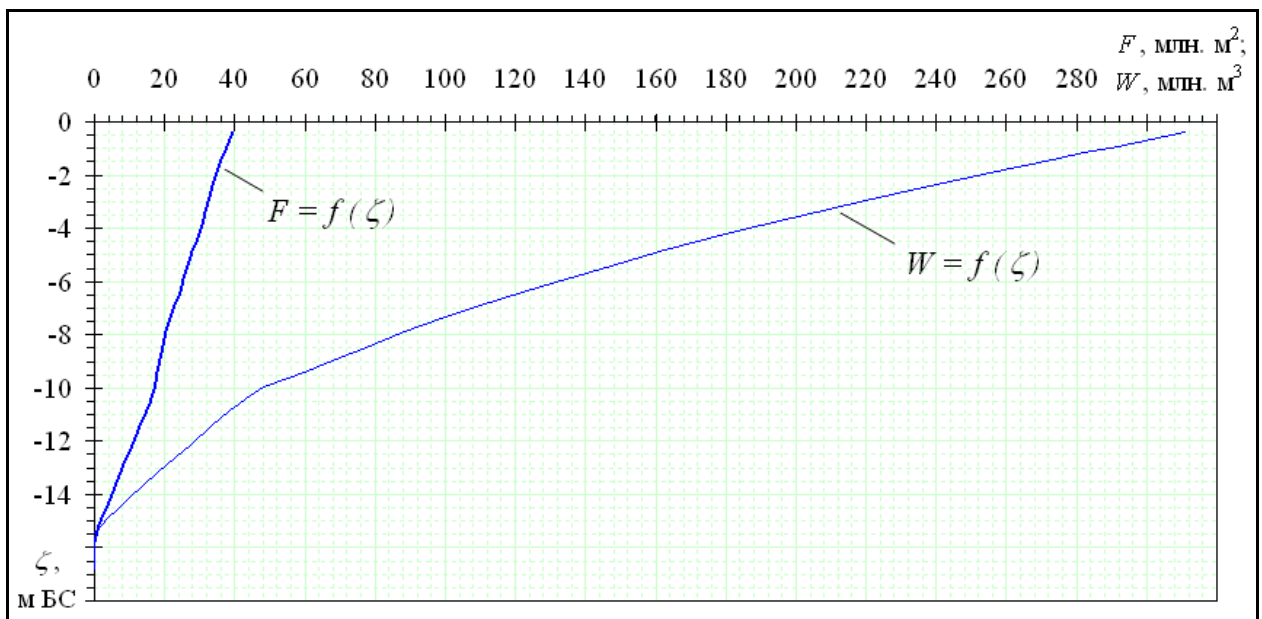


Рисунок 2.4 – Криві площ водної поверхні $F = f(\zeta)$ та об'ємів води $W = f(\zeta)$ II частини (від Кордонської до Чилової коси) Тилігульського лиману

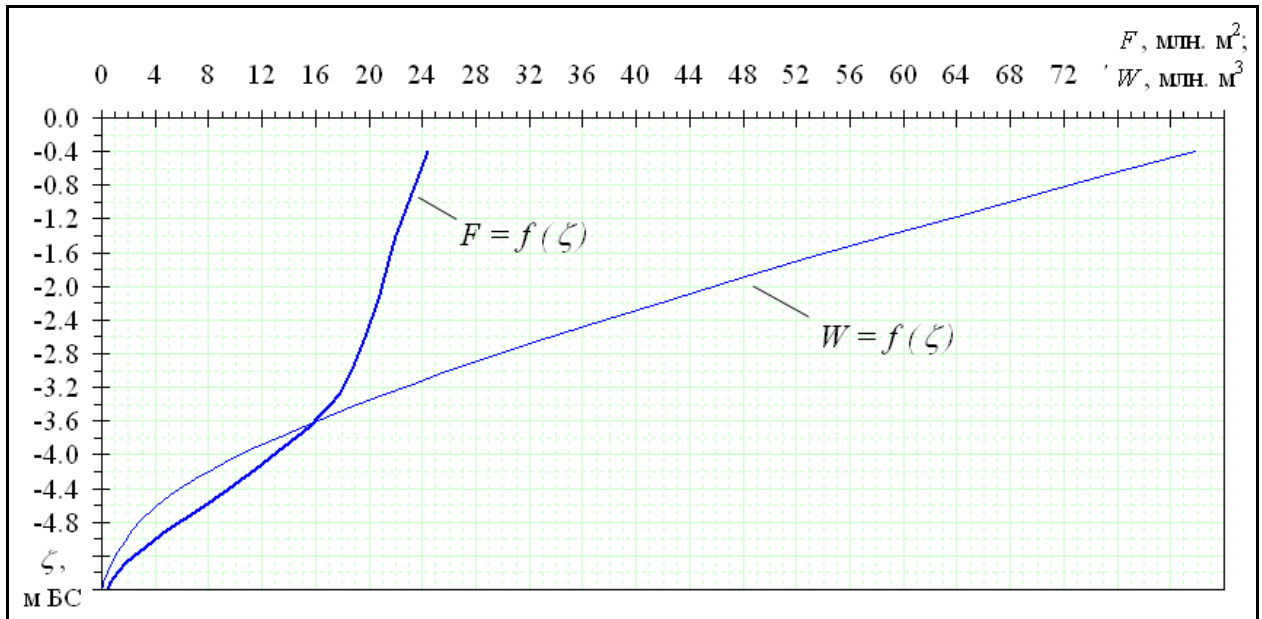


Рисунок 2.5 – Криві площ водної поверхні $F = f(\zeta)$ та об'ємів води $W = f(\zeta)$ III частини (від Калинівської до Кордонської коси) Тилігульського лиману

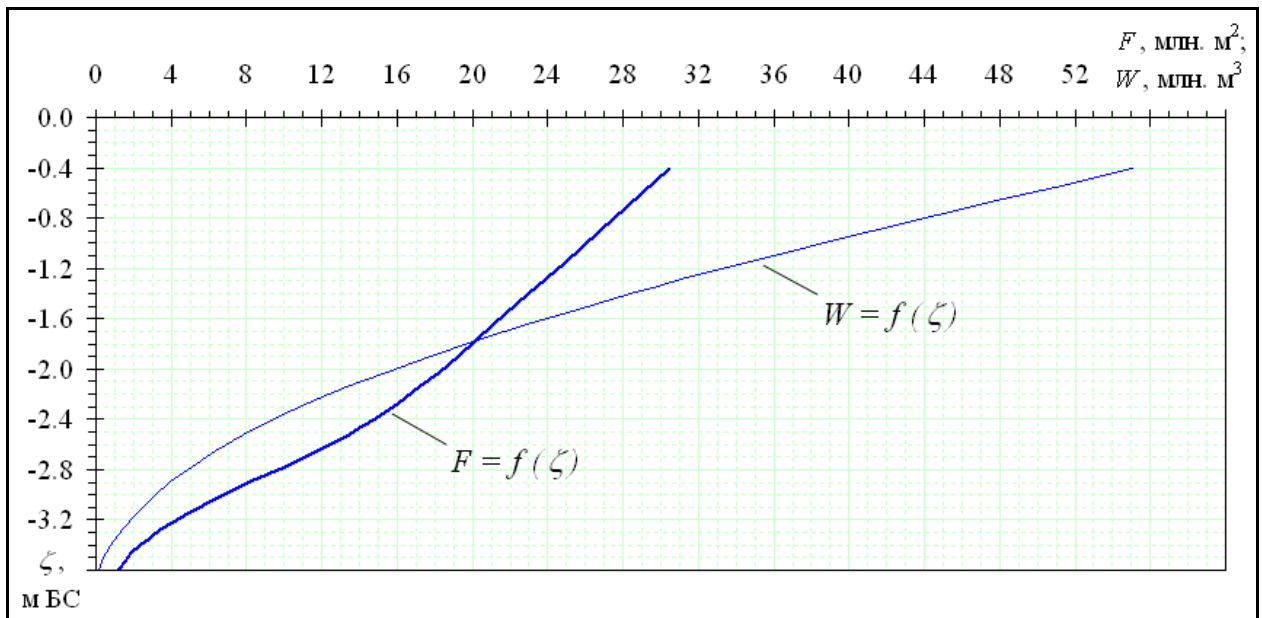


Рисунок 2.6 – Криві площ водної поверхні $F = f(\zeta)$ та об'ємів води $W = f(\zeta)$ IV частини (від верхів'я до Калинівської коси) Тилігульського лиману

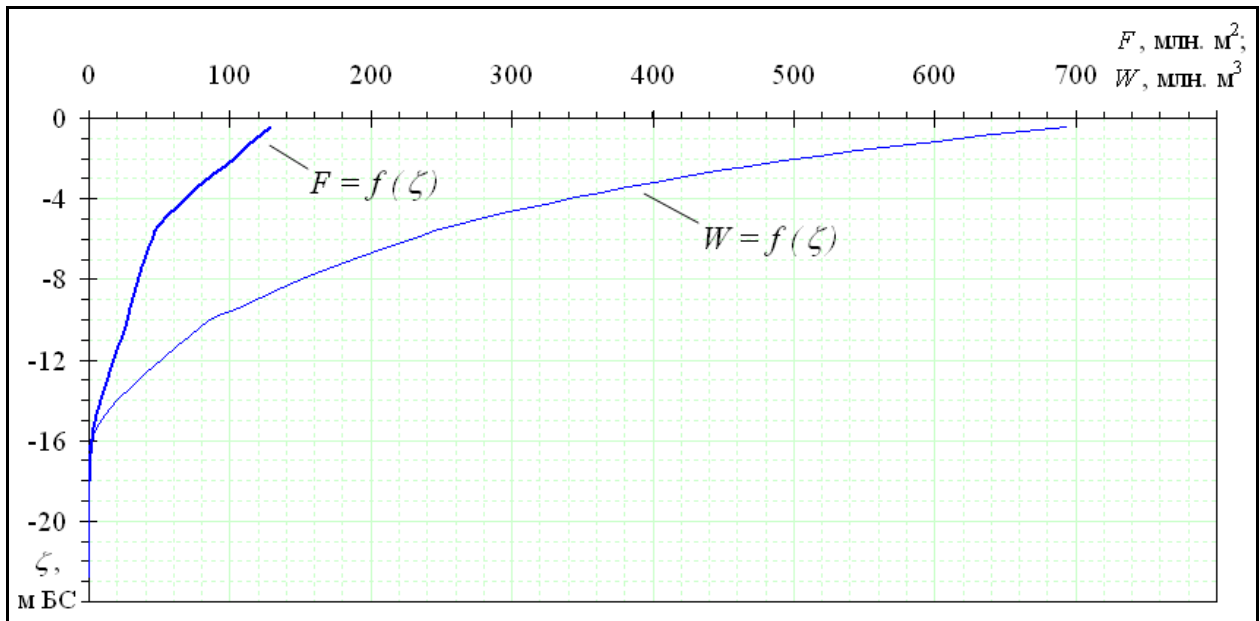


Рисунок 2.7 – Криві площ водної поверхні $F = f(\zeta)$ та об'ємів води $W = f(\zeta)$ Тилігульського лиману

Залежності отримані на основі даних батиметричної карти [9], при побудові якої використані дані промірів глибин (більш ніж 7 тис. вертикалей), виконаних науковцями ОДЕКУ у ході експедиційних досліджень. Проміри проводились при рівнях води в лимані мінус 0,40 м БС (вересень 2010 р.) та мінус 0,95 м БС (вересень 2012 р.). Нівелювання берегових профілів та оголених ділянок дна до найвищих (максимальних) історичних відміток поверхні води не здійснювалось, тому що при рівнях води вищих за відмітку мінус 0,40 м БС площа водної поверхні основної акваторії лиману майже не збільшується, оскільки ложе акваторії лиману при цих відмітках впродовж всієї урізної лінії лиману межує з обривистим берегом.

Точність вимірювання координат берегової лінії при найвищих рівнях води знаходиться в межах граничної похибки визначення положення урізної лінії (± 2 м) при відмітці поверхні води мінус 0,40 м БС. Основні морфометричні характеристики лиману в цілому та різних його частин приведені в табл. 2.2.

Для уточнення значень площ водної поверхні різних частин і всього лиману при рівнях води вищих за відмітку мінус 0,40 м БС встановлені місцезонавання та площі водної поверхні водойм, які гідравлічно-пов'язані з різними частинами основної акваторії лиману, та об'єктів, що відділяють ці водойми від нього (рис. 2.2).

Шукані характеристики визначались за даними натурних обстежень лиману в період з 2010 по 2014 рр. [1, 9, 15, 16], паспорту р. Тилігул [6], карт масштабів 1:100000 [10, 11] та 1:50000 [12], супутникових знімків, виконаних радіометром Landsat [13] та оброблених в програмі Google Earth 7.0.3.8542 [14].

Таблиця 2.2 – Основні морфометричні характеристики різних частин Тилігульського лиману при відмітці поверхні води у водоймі мінус 0,4 м БС [9]

Характеристика		Частина лиману				Весь лиман
		I	II	III	IV	
Довжина, L , км		10,8; 14,1 ³	14,8	9,4	17,0; 20,0 ¹ ; 25,0 ²	52,0; 55,0 ¹ ; 60,0 ² ; 63,3 ³
Ширина, B , м	Середня	3,2	2,7	2,6	1,8	2,5
	Мінімальна	1,6	1,6	0,3	0,2	0,2
	Максимальна	5,4	3,8	4,5	5,3	5,4
Глибина, h , м	Середня	7,09	7,89	3,36	1,81	5,38
	Максимальна	22,20	16,40	5,30; 7,40 ⁴	3,70; 7,40 ⁴	22,20
Площа водної поверхні, F , млн. м ²		34,56	39,43	24,38	30,48	128,85
Об'єм води, W , млн. м ³		245,01	311,05	81,86	55,08	693,00
Довжина берегової (урізної) лінії, $L_{\text{уріз}}$, км	Східний	12,5	19,0	13,2	15,8	60,5
	Південний	2,7	–	–	–	2,7
	Західний	13,6	13,8	11,4	26,2	65,0
	Всього	28,8	32,8	24,6	42,0	128,2

Примітки:

- ¹ – з врахуванням ділянки с. Софіївка – гирло р. Тилігул (с. Сахарове) [6];
- ² – з врахуванням ділянки с.Софіївка – дамба між с.Косівка та с. Мар'янівка;
- ³ – з врахуванням середньої довжини пересипу (3,3 км) між лиманом і морем;
- ⁴ – з врахуванням поглиблення штучного походження (можливо, місця вибуху бомби).

Уточнені об'єми води та площі водної поверхні Тилігульського лиману та різних його частин при відмітках рівня води вищих за мінус 0,40 м БС, визначалися як сума об'ємів і площ при $\zeta = -0,4$ м БС (рис. 2.3-2.7) та об'ємів і площ водойм (за виключенням водойм пересипу), які гідравлічно-пов'язані з різними частинами лиману (рис. 2.2) [2].

З використанням уточнених значень F_i площ водних поверхонь чотирьох частин Тилігульського лиману та з урахуванням того, що при рівнях води вищих за відмітку мінус 0,40 м БС ці площі майже не змінюються, об'єми води W_i (млн. м³) відповідних частин обчислюються за рівнянням

$$W_i = W_{i,\text{кр}} + F_i (\zeta + 0,40), \quad (2.1)$$

де ζ – відмітка поверхні води в лимані, м БС;

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

F_i – площа водної поверхні i -ої частини лиману, млн. м².

Об'єм води (наповнення) всього лиману W , млн. м², при рівнях води вищих за відмітку мінус 0,4 м БС, визначається як

$$W = \sum_{i=1}^{IV} W_i, \quad (2.2)$$

де W_i – об'єми кожної з частин лиману, визначені за формулою (2.1).

Характерною рисою рельєфу дна лиману є наявність підводних гряд і западин (русел) вздовж берегових ліній водойми, особливо в частинах I, II лиману [2, 9]. Наприклад, на поперечному перерізі лиману в створі, спрямованому на найглибше місце водойми (рис. 2.8) видно, що на східному схилі ложа лиману налічується аж чотири гряди висотою від 1 до 8 м, які чергуються із западинами дна (до 22,2 м). Останні можливо є залишками русел древньої дельти р. Тилігул або результатом процесів формування рельєфу дна лиману в останні десятиріччя.

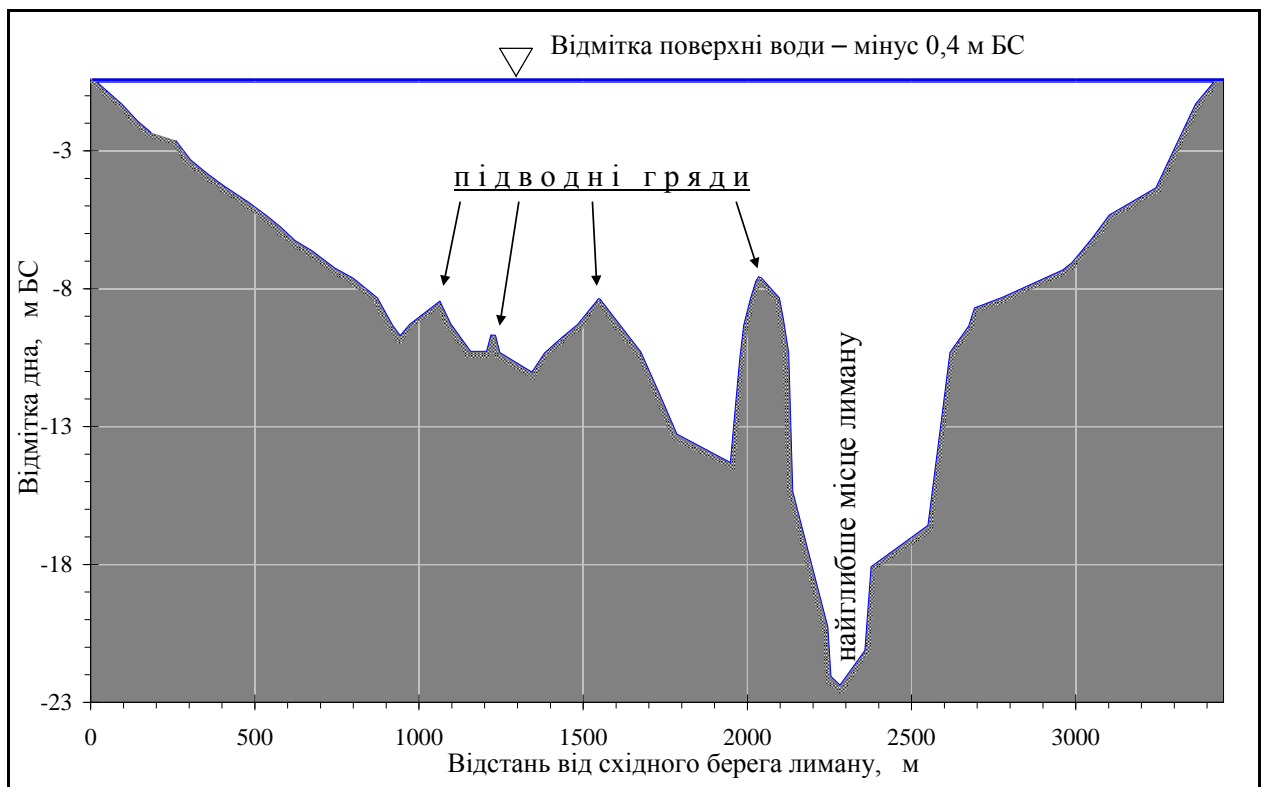


Рисунок 2.8 – Поперечний профіль дна Тилігульського лиману в створі від гирла балки на східному березі лиману (західніше с. Бессарабка) через найглибше місце лиману (22,2 м) до його західного берегу (550 м на північний захід від надводного піка Любопільської коси) [9]

2.2 Характеристика з'єднувального каналу «лиман-море»

На фрагментах карт за 1791-1792 рр. (рис. 2.9а) [26] та 1793-1796 рр. (рис. 2.9б) [27] показано, що Тилігульський лиман («Лимань Делигюльської») в кінці XVIII ст. вільно з'єднувався з Чорним морем.

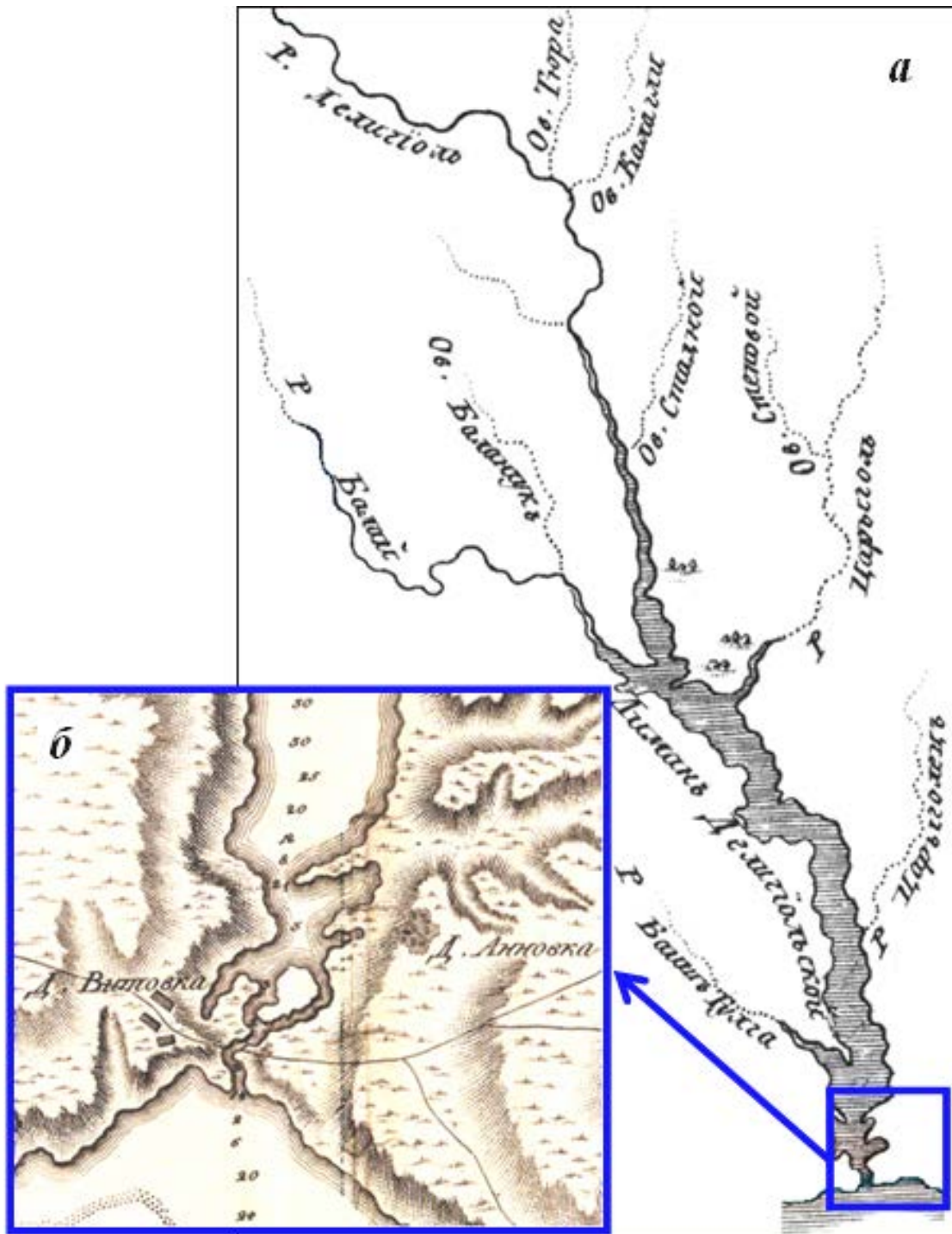


Рисунок 2.9 – Фрагменти гідрографічних карт басейну Тилігульського лиману за 1791-1792 рр. (а) [26] та пересипу між лиманом і Чорним морем за 1793-1796 рр. (б) [27]. Арабські цифри (зверху до низу), на фрагменті б: 30, 30, 25, 20, 12, 8, 21, 3, 3, 2, 2, 1½, 2, 6, 20, 24 – глибина в футах [2]

Вільне з'єднання лиману з морем було до 1843 р., але вже у 1865 р. лиман був відокремлений від моря суцільним пересипом [17].

В багатоводні роки та під час штормів пересип прорізався промоїнами, через які відбувався водообмін лиману з морем [17]. У липні 1958 р. для поліпшення водообміну на пересипі був проритий штучний з'єднувальний канал [23] (рис. 2.10) довжиною до 4 км, шириною 30 м та глибиною 3 м [17], на якому було встановлено залізобетонний шлюз [12, 17, 18].

Офіційних даних про режим функціонування або експлуатації каналу (наприклад, періоди, коли шлюз був відкритий; напрямки і швидкості течії, витрати, рівні та солоність води; морфометричні характеристики каналу при різних відмітках рівня води тощо) немає.

Загальні відомості про функціонування каналу опубліковані лише в деяких наукових виданнях [17-20]. Наприклад, за даними [18] встановлено, що в період 1959-1967 рр. з'єднувальний канал функціонував у весняні й осінні місяці, тому щорічно через цей канал в лиман надходило приблизно 160 млн. м³ морських вод, з яких: 35-80 млн. м³ – восени, 80-125 млн. м³ – навесні.

В 1968 р. канал не функціонував, а навесні 1969 р. – в період водопілля, вода з лиману через цей канал «була скинута» в море [18]. Однак, за даними В.М. Тімченка [19, 20] «найбільш вірогідні значення» щорічних об'ємів припливу морських вод до лиману дорівнюють лише 14,0 млн. м³. Необхідно також зазначити, що дані про основні морфометричні характеристики каналу (довжину, ширину, глибину), які опубліковані в [17], не прив'язані до певної відмітки рівня води, тому потребують додаткової оцінки.

Наприклад, довжина каналу (від моря до південної межі лиману), виміряна на картах за 1987 р. [10, 12], в атласах за 2004 і 2008 рр. [22, 28] та з використанням супутникових знімків за 1995 р. [29] і 2008-2013 рр. [13, 14], становить 3,3 км. Довжину 4,0 км [17] канал буде мати лише в тому випадку, коли відмітки рівнів води в південній (І-й) частині Тилігульського лиману становлять мінус 1,0-1,5 м БС [22, 28], тобто тим рівням, які спостерігалися в лимані в січні-червні 1958 р. (до запуску морських вод) [23].

У зв'язку з тим, що на топографічних картах [9, 12] і в атласах [22, 28] інформація про глибину каналу відсутня, для встановлення значень рівнів води в лимані, при яких глибина каналу в 70-х рр. ХХ ст. дорівнювала 3 м [17], були виконані додаткові дослідження, результати яких наведені нижче.

Якщо допустити, що глибина 3,0 м є максимальною глибиною каналу при середньому багаторічному рівні води мінус 0,4 м БС (в 50-60-х рр. ХХ ст.), а русло каналу мало гідравлічно-вигідний трапецеїдальний профіль поперечного перерізу шириною 30 м по поверхні води та 24 м по дну, то площа перерізу каналу дорівнюватиме 81 м².

При довжині каналу 3300 м, об'єм його русла на початку експлуатації (в липні 1958 р.) при відмітці рівня води мінус 0,4 м БС, дорівнював 0,267 млн. м³.

За період з 1970 по 2002 рр. відомості про морфометричні характеристики з'єднувального каналу відсутні. У 2005 р. були опубліковані дані про площі поперечного перерізу та середні глибини каналу на ділянці автомобільного моста при різних відмітках рівня води у 2003-2004 рр. [21].



Рисунок 2.10 – Фотознімок пересипу між Тилігульським лиманом і Чорним морем [30]

На підставі цих даних отримані зв'язки основних морфометричних характеристик каналу в створі моста з рівнями води в каналі з боку лиману [15]

$$w_{\text{кан}} = 23,61 \zeta_{\text{кан}} + 37,96, \quad (2.3)$$

$$h_{\text{кан}} = 0,59 \zeta_{\text{кан}} + 1,52, \quad (2.4)$$

$$B_{\text{кан}} = 6,65 \cdot \zeta_{\text{кан}} + 24,77, \quad (2.5)$$

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

$w_{\text{кан}}$ – площа водного перерізу каналу з боку лиману, м²;

$h_{\text{кан}}$ – середня глибина в каналі з боку лиману, м;

$B_{\text{кан}}$ – ширина каналу по поверхні води з боку лиману, м.

За рівнянням (2.3) визначено, що при відмітці рівня води в каналі з сторони лиману мінус 0,4 м БС, площа його поперечного перерізу дорівнюватиме 28,52 м². Отже, при довжині каналу 3300 м, об'єм русла каналу в кінці 2003 р. дорівнював 0,094 млн. м³. Таким чином, встановлено, що за 45 років функціонування каналу (1958-2003 рр.) об'єм русла при $\zeta_{\text{кан}} = -0,4$ м БС зменшився на 0,173 млн. м³, що пов'язано з осадженням на дно русла каналу завислих речовин (пісок, намул).

З карти 1982 р. масштабу 1:100000 (лист L-36-051 [10]) витікає, що на той час шлюзу на каналі з боку моря вже не було. В середньому за період з 1958 по 2003 рр. основні морфометричні характеристики каналу щорічно зменшувались: площа поперечного перерізу – на $\approx 1,67$ м²; середня глибина – на $\approx 0,03$ м; ширина – на $\approx 0,18$ м. Ця інформація була використана для визначення об'ємів припливу-стоку вод через з'єднувальний канал при моделюванні водно-сольового балансу лиману.

З червня 2001 р. епізодичні спостереження за режимом функціонування з'єднувального каналу між Тилігульським лиманом і Чорним морем здійснюються науковцями ОФ ІБПМ (нині – Інститут морської біології) НАН України та ОДЕКУ МОН України [15, 21]. Додатково для визначення стану з'єднання каналу з морем використовувались супутникові знімки [13, 29] та програма Google Earth [14].

Всього за період з червня 2001 р. по червень 2015 р. здійснено більш ніж 50 спостережень за станом з'єднання каналу з морем, рівнями води в каналі з боку Тилігульського лиману на водомірному посту під мостом автомобільного шляху «Одеса-Миколаїв», основними морфометричними характеристиками каналу (площами поперечного перерізу, глибиною та шириною), напрямком і швидкістю течії в каналі, витратами води, умовами водообміну каналу з водоймами пересипу, солоністю води. Майже половина

цих спостережень виконана в той час, коли канал з'єднувався з морем (переважно з квітня по червень). З них лише в п'ятій частині вимірювань були випадки, коли вода рухалась з лиману в море.

Результати вимірювань рівнів води в з'єднувальному каналі між Тилігульським лиманом і Чорним морем, $\zeta_{\text{кан}}$, м БС (з сторони лиману) науковцями ОДЕКУ, за період з 2010 по 2015 рр., представлені у табл. 2.4.

Таблиця 2.4 – Рівні води в з'єднувальному каналі між Тилігульським лиманом і Чорним морем, $\zeta_{\text{кан}}$, м БС (з сторони лиману), за період з 2010 по 2015 рр. (за даними ОДЕКУ)

Дати вимірювань	Рівні води, $\zeta_{\text{кан}}$, м БС	Примітки (стан водообміну з морем, види робіт)
19.09.2010 р.	-0,40	Водообмін лиману з морем відсутній. Батиметрична зйомка лиману
10.09.2012 р.	-0,95	Водообмін лиману з морем відсутній. Батиметрична зйомка лиману
21.03.2014 р.	-1,31	Водообмін лиману з морем відсутній. Гідрологічні роботи на водоймах пересипу
28.04.2014 р.	-1,24	Рух води з моря через канал в лиман. Вимірювання витрат води в каналі
15.04.2015 р.	-1,28	Рух води з моря через канал в лиман. Вимірювання витрат води в каналі
16.05.2015 р.	-1,26	Рух води з моря через канал в лиман. Вимірювання витрат води в каналі
12.06.2015 р.	-1,29	Рух води з моря через канал в лиман. Вимірювання витрат води в каналі

За даними гідрологічних вимірювань від 21.03.2014 р., виконаних науковцями ОДЕКУ на з'єднувальному каналі та озерах пересипу між лиманом і морем (рис. 2.11), встановлено, що найглибшим на пересипу є оз. Західне, яке в північно-східній ділянці мало глибину 4,3 м, а середню – близько 4,0 м, але приблизно 80 % озера було мілководдям з глибинами 0,2-0,3 м.

Найбільша глибина в оз. Східне становила 2,55 м – на ділянці, що межує з каналом. Середня глибина цього озера та Південно-Західного озера, що знаходиться в центрі пересипу, дорівнювала приблизно 0,8 м.

Інші озера пересипу та канал були майже повністю пересохлими або з глибинами меншими 0,1 м.

Ґрунт дна озер був переважно мулисто-піщано-ракушковий з залишками кісток риб.

В кінці березня 2014 р. площа водної поверхні оз. Східного дорівнювала $1,07 \text{ км}^2$, протяжність з півночі на південь – $1,02 \text{ км}$, з заходу на схід – $2,47 \text{ км}$; площа оз. Західного дорівнювала $0,60 \text{ км}^2$, протяжність з півночі на південь – $0,66 \text{ км}$, з заходу на схід – $1,3 \text{ км}$; площа оз. Південно-Західного – $0,26 \text{ км}^2$, протяжність з півночі на південь – $0,6 \text{ км}$, з заходу на схід – $0,85 \text{ км}$.

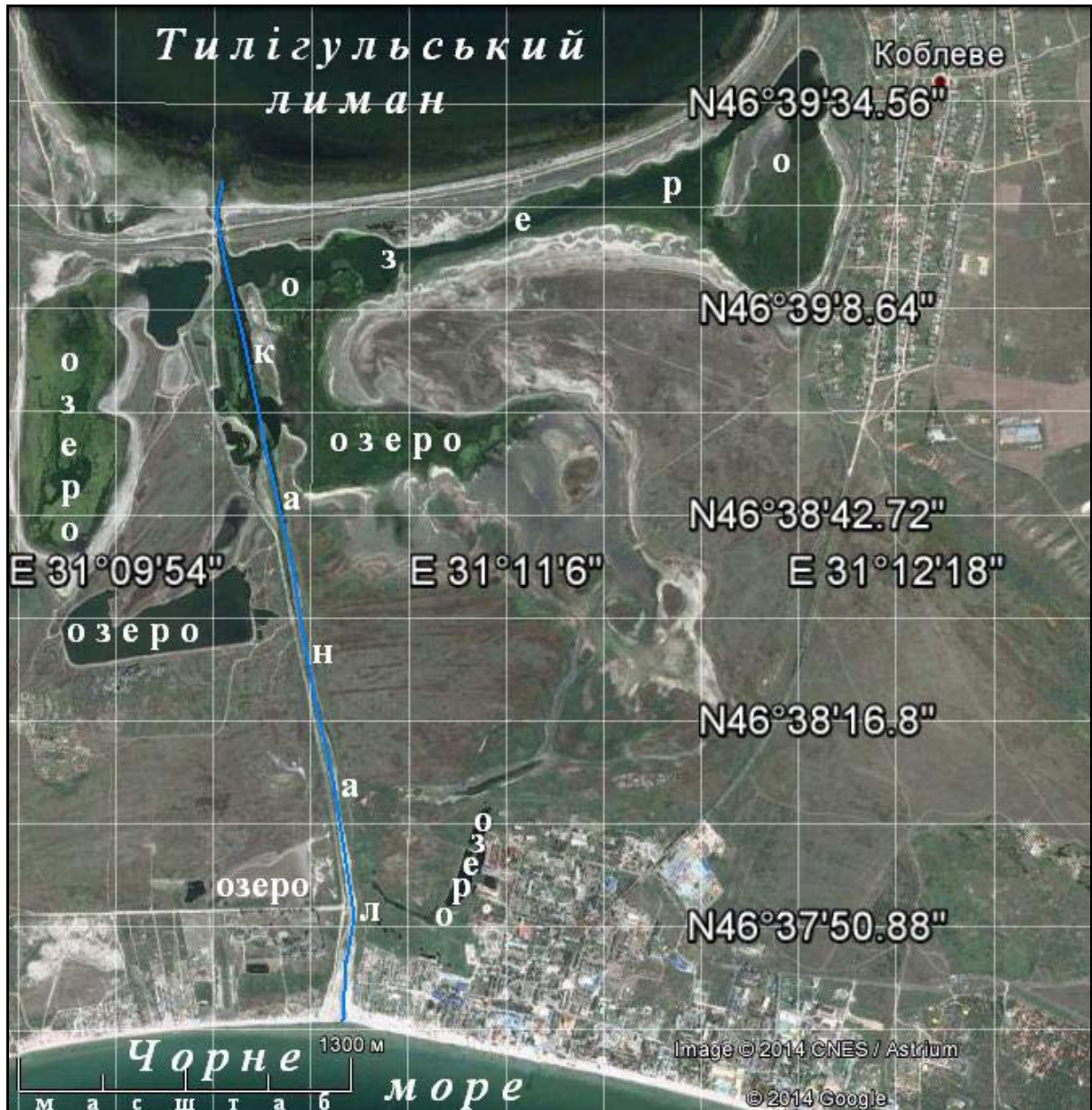


Рисунок 2.11 – Водойми пересипу між Тилігульським лиманом і Чорним морем

Сучасний стан з'єднувального каналу між Тилігульським лиманом і Чорним морем можна оцінити за даними натурних вимірювань ОДЕКУ в квітні-червні 2015 р. (табл. 2.3, рис. 2.12, 2.13).

Таблиця 2.3 – Результати вимірювань витрат води в з'єднувальному каналі між Тилігульським лиманом і Чорним морем, 16 травня та 12 червня 2015 р. (за даними ОДЕКУ)

Показники та їх розмірності	Дати вимірювань		Примітки
	16.05.2015 р.	12.06.2015 р.	
$\zeta_{\text{кан}}, \text{ м БС}$	-1,26	-1,29	В створі старого моста з сторони Тилігульського лиману. Напрямок течії – з каналу в лиман.
$w_{\text{кан}}, \text{ м}^2$	10,99	10,45	
$V_{\text{пов}}, \text{ м/с}$	0,11	0,18	
$Q_{\phi}, \text{ м}^3/\text{с}$	1,23	1,83	
$K = Q / Q_{\phi}$	0,70	0,70	
$Q_{\text{кан}}, \text{ м}^3/\text{с}$	0,86	1,28	На початку каналу з сторони Чорного моря. Напрямок течії – з моря в канал.
$w'_{\text{кан}}, \text{ м}^2$	2,90	5,22	
$V'_{\text{пов}}, \text{ м/с}$	0,53	0,57	
$Q'_{\phi}, \text{ м}^3/\text{с}$	1,53	2,96	
$K = Q' / Q'_{\phi}$	0,70	0,70	
$Q'_{\text{кан}}, \text{ м}^3/\text{с}$	1,07	2,07	

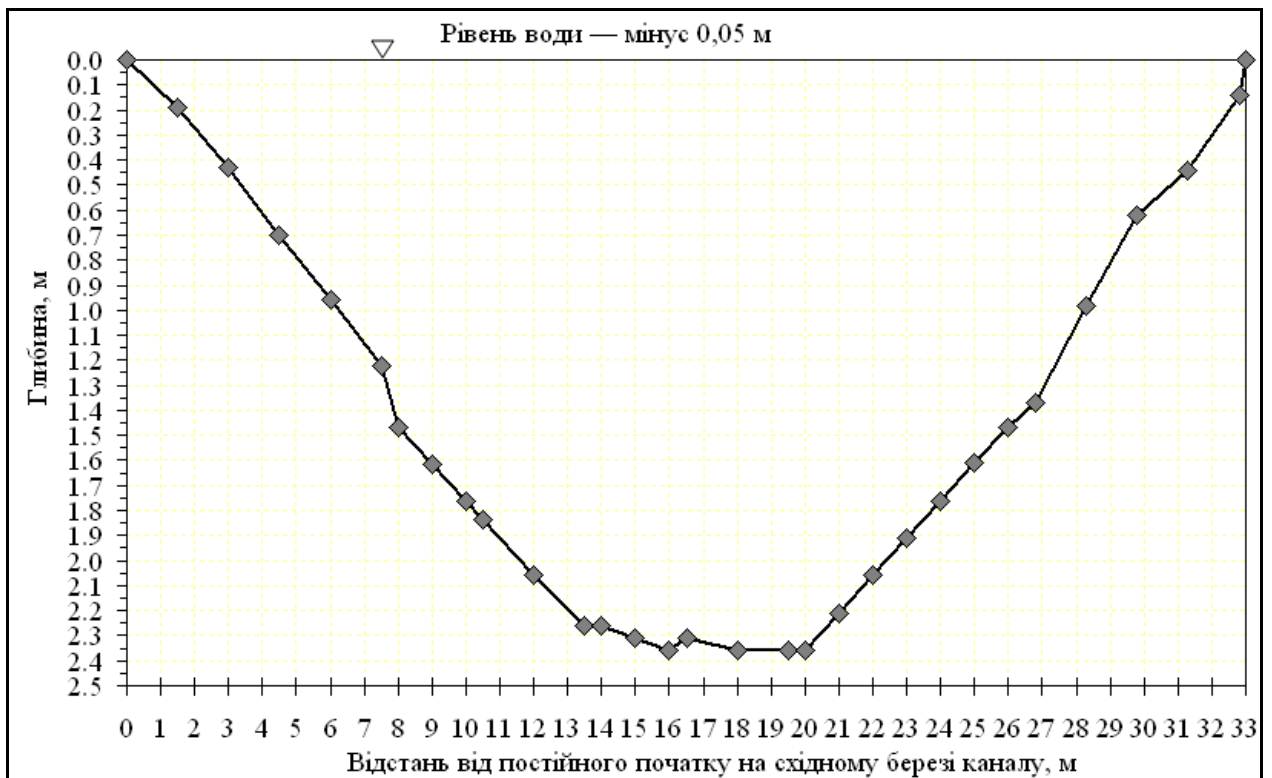


Рисунок 2.12 – Поперечний переріз каналу між Тилігульським лиманом та Чорним морем (в створі старого автомобільного моста), станом на 12.06.2015 р.: $B_{\text{пов}} = 33,0 \text{ м}$; $B_{\text{дно}} = 6,5 \text{ м}$; $h_{\text{сер}} = 1,43 \text{ м}$; $h_{\text{max}} = 2,36 \text{ м}$; $w = 47,2 \text{ м}^2$ (за даними ОДЕКУ)

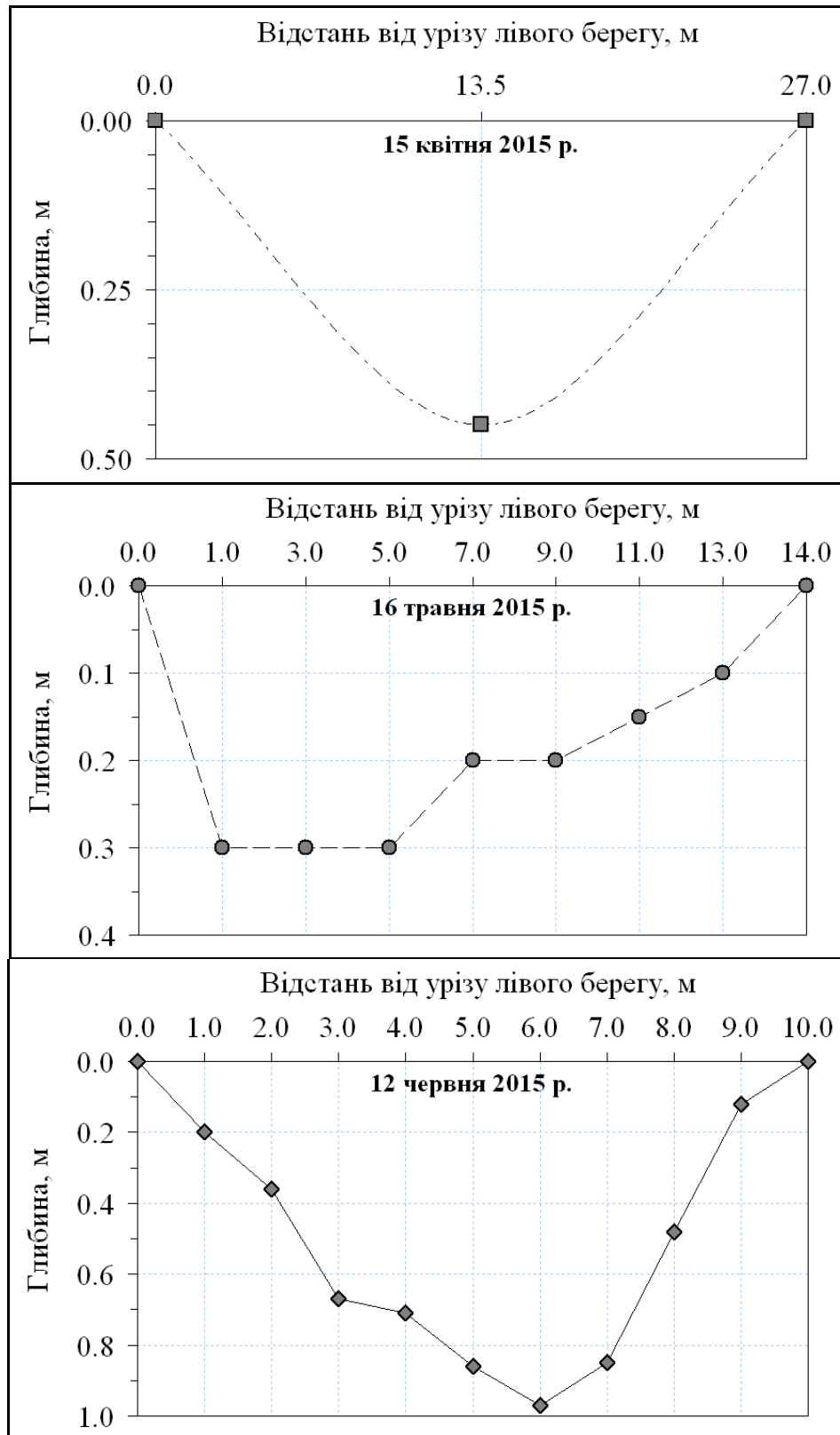


Рисунок 2.13 – Поперечні перерізи каналу між Тилігульським лиманом та Чорним морем (на початку каналу з сторони моря) у квітні-червні 2015 р.: $w'_{15.04.2015} = 6,08 \text{ м}^2$; $w'_{16.05.2015} = 2,90 \text{ м}^2$; $w'_{12.06.2015} = 5,22 \text{ м}^2$ (за даними ОДЕКУ)

З табл. 2.3, видно, що в дати вимірювань вода рухалась з моря через канал в лиман, але витрати води в каналі перед впадінням в лиман були меншими ніж на вході в канал з сторони моря в 1,24-1,62 рази. Наприклад, 12.06.2015 р. витрата води в каналі з сторони моря становила $2,07 \text{ м}^3/\text{с}$, а з сторони лиману – лише $1,28 \text{ м}^3/\text{с}$, тобто 38 % стоку в каналі витрачалося на наповнення озер пересипу між лиманом і морем. З рис. 2.13 видно, що ширина каналу з сторони моря зменшилася майже в 3 рази – з 27 м (15.04.2015 р.) до 10 м (12.06.2015 р.), але його глибина за цей період збільшилася майже в 2 рази – з 0,23 м до 0,52 м.

3 РЕТРОСПЕКТИВНА ОЦІНКА ВОДНИХ РЕСУРСІВ РІЧОК БАСЕЙНУ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ТА ЇХ ЗМІНИ ЗА ОСТАННІ ДЕСЯТИРІЧЧЯ

“Річки є продуктом клімату” за відомим висловленням кліматолога А.І.Восейкова. Зв’язок стоку з кліматичними чинниками витікає з рівняння водного балансу замкненого водозбору за багаторічний період [31].

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}. \quad (3.1)$$

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

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

Величина випаровування з поверхні суші залежить від теплоенергетичних ресурсів клімату та зволоження підстильної поверхні [32]. У свою чергу теплоенергетичні ресурси клімату визначаються припливом сонячної радіації, яка обумовлює термічний режим приземного шару повітря. Дуже часто температури повітря використовуються як основний чинник при розрахунках теплоенергетичних ресурсів та випаровування [33]. У північній півкулі випаровування з поверхні суші збільшується у напрямі з півночі на південь. Якщо на півночі випаровування з поверхні суші обмежене теплоенергетичними ресурсами, то на півдні ця величина обмежується ресурсами вологи. За рахунок цього у аридних та напіваридних зонах випаровування з поверхні суші може зменшуватися. У загальному випадку температури повітря та опади розглядаються як головні кліматичні чинники формування стоку.

3.1 Гідрологічна вивченість

До Тилігульського лиману надходять води таких річок: Тилігул, Балайчук, Царега, балка Хуторська. Найбільшою за довжиною та площею водозбору є р.Тилігул (табл. 3.1). Саме річка Тилігул є єдиною з річок водозбору Тилігульського лиману, на якій були організовані гідрометричні спостереження.

Таблиця 3.1 - Морфометричні характеристики річок басейну Тилігульського лиману

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

Відомості про надходження прісних вод від річок до Тилігульського лиману обмежуються, головним чином, даними про стік річки Тилігул [7]. Характеристики річного, максимального, мінімального стоку річки Тилігул були визначені по рядах спостережень з початку роботи постів (50-ті роки минулого сторіччя) до 1965 р. й наведені у роботі [34].

Стаціонарні спостереження за водним режимом р.Тилігул проводилися на двох водомірних постах:

- р. Тилігул – с. Новоукраїнка;
- р. Тилігул – смт Березівка.

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

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

За даними спостережень до 1986 року на території Одеської області норма річних опадів складала у середньому 481 мм, поверхневий стік річок становив 7,97 мм, підземний – 2,53 мм, випаровування з поверхні суші досягало 471 мм [35].

3.2 Зміни кліматичних чинників

Зміни глобального клімату, які спостерігаються на протязі останніх десятиріч [36], впливають на умови формування стоку річок України, а, отже, обумовлюють зміни її поверхневих водних ресурсів.

Дослідження наслідків змін клімату у зв'язку з станом поверхневих водних ресурсів України проводилися у кінці минулого та початку нового сторіччя рядом українських науковців, серед яких слід відзначити роботи В.І. Вишневського [37], який установив основні тенденції щодо змін кліматичних характеристик та характеристик стоку на початку XXI сторіччя; А.І. Шерешевського та Л.К. Синицької [38], у роботах яких відмічається зменшення випаровування з водної поверхні, особливо у східних та південних територіях України. Є.Д. Гопченком, В.А. Овчарук, Ж.Р. Шакірзановою були розглянуті питання щодо змін характеристик максимального стоку [39, 40], які відбулися у різних зонах України в результаті глобального потепління. Дослідження змін стоку у різні гідрологічні сезони наведені у роботах В.В. Гребіня та колективу авторів Київського Національного університету імені Тараса Шевченка під керівництвом В.К. Хільчевського [41]. Багатьма вченими України установлені зміни дат замерзання та скресання річок, настання весняного водопілля, товщини снігового покриву, глибини промерзання ґрунтів, тривалості та інтенсивності відлиг узимку. Наслідком таких трансформацій є зменшення максимумів весняного водопілля та збільшення стоку межені. Разом із водним режимом у результаті глобального потепління установлені такі зміни льодового режиму річок: скорочується тривалість стійкого льодового покриву, змінюються на більш пізні строки настання осінніх льодових явищ, а скресання річок відбувається раніше, зростає ймовірність відсутності льодових явищ у зимові місяці [42].

Просторово-часове узагальнення змін кліматичних характеристик та характеристик водного режиму річок у межах усієї України виконане В.В. Гребінем [43] на основі проведеного ним ландшафтно-гідрологічного районування. В.В. Гребінь виділив 1989 рік як граничний у зміні температурного режиму та виконав оцінку змін кліматичних чинників й характеристик стоку за період до 1989 р. та за часовий інтервал з 1989 по 2008 рр. для різних ландшафтно-гідрологічних зон України. Установлено, що впродовж останніх двадцяти років середня річна температура повітря у межах рівнинної частини України зросла на 0,8°C. Найбільший внесок у зміну річної температури повітря належить зимовому та весняному сезонам. При несуттєвих змінах річних опадів (у межах 10 %) відбувся перерозподіл їх сезонних та місячних значень. Кількість опадів зросла в усі сезони (крім зимового), а найбільше – у перехідні сезони (восени та навесні). Зміна ресурсів тепла та вологи обумовила зменшення снігового та збільшення

підземного живлення річок.

Отримані В.В. Гребінем матеріали були підтверджені дослідженнями, виконаними в ОДЕКУ [44] для метеорологічних станцій Роздільна, Любашівка, Одеса, Затишся та Сербка. Розглядалися середня температура повітря й кількість опадів за рік, середня температура повітря та кількість опадів за теплий (з квітня по жовтень) та холодний (з листопада по березень) періоди. Період спостережень на м/ст. Одеса становив 113 років (1900-2013 рр.), на м/ст. Затишся – 61 рік (1951-2012 рр.), на інших метеостанціях – 60 років (1951-2011 рр.). Аналіз змін кліматичних чинників відбувався на основі порівняння даних до 1989 року та після: початок спостережень – 1988 р.; 1989-2012 рр.).

На усіх розглянутих метеорологічних станціях зафіксоване збільшення температур повітря, яке після 1988 р. стає більш інтенсивним (рис. 3.1). Особливістю холодного періоду є те, що визначився перехід лінії тренду середніх значень температури повітря з області від'ємних у область додатних значень (рис. 3.2). Характерно, що у 1951-1988 рр. середня температура за холодний період на метеостанції Затишся повністю знаходилася у межах від'ємних значень і змінювалася від $-0,2^{\circ}\text{C}$ до $-1,4^{\circ}\text{C}$, після 1988 р. вона знаходиться у інтервалі від $-0,2$ до $0,8^{\circ}\text{C}$. В Одесі середня температура холодного періоду зросла від $0,2^{\circ}\text{C}$ до $2,2^{\circ}\text{C}$. Інтенсивність зростання температур теплого періоду також посилилася після 1988 р. (рис. 3.3).

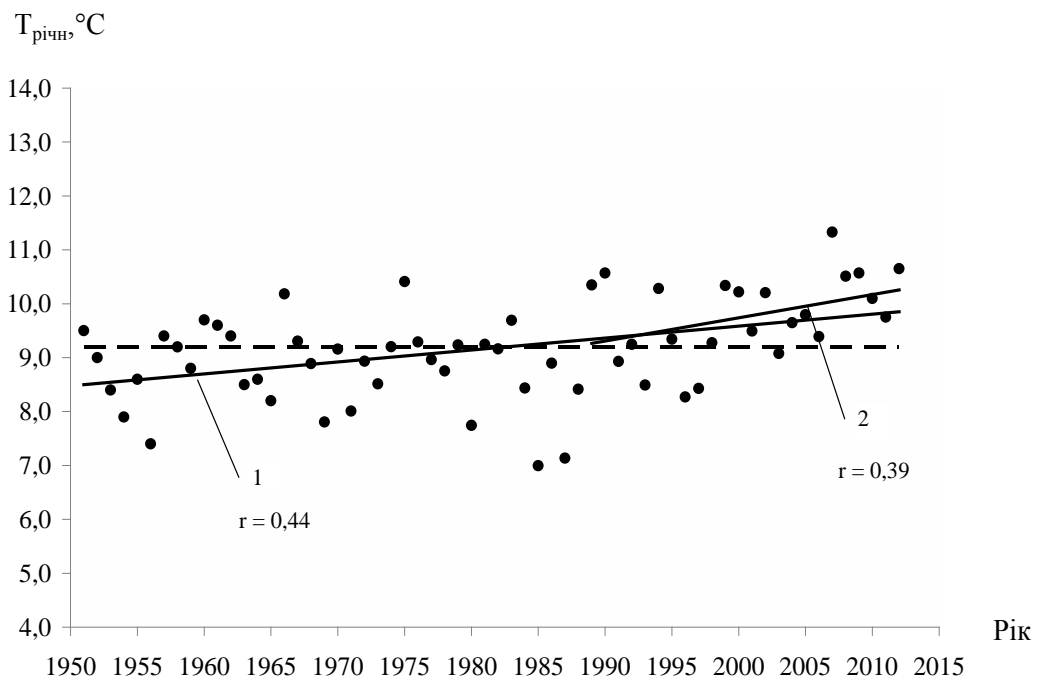


Рисунок 3.1 – Хронологічний хід річної температури повітря за даними метеорологічної станції Затишся (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренду, 1—лінія тренду за 1951-2012 рр., 2—лінія тренду за 1989-2012 рр.)

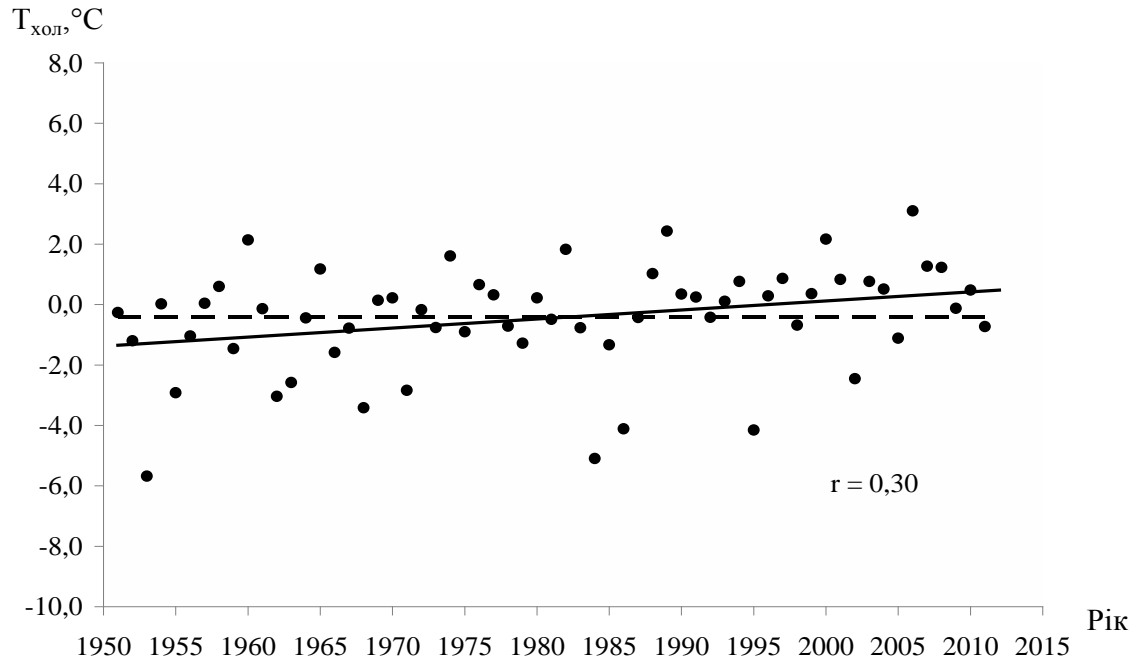


Рисунок 3.2 – Хронологічний хід температури повітря холодного періоду (XI- III) за даними метеорологічної станції Затишшя, 1951-2012 рр. (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренду)

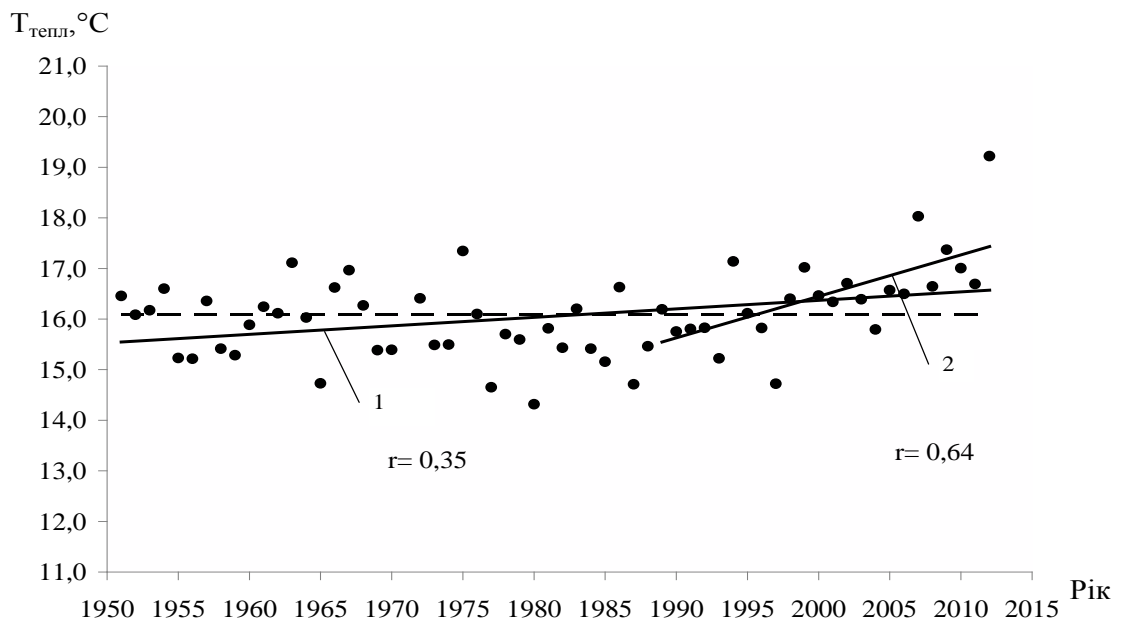


Рисунок 3.3 – Хронологічний хід температури повітря теплого періоду (IV-X) за даними метеорологічної станції Затишшя (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренду; 1 – лінія тренду за 1951-2012 рр., 2 – лінія тренду за 1989-2012 рр.)

Суми опадів теплого періоду збільшилися на усіх розглянутих станціях, а у холодний період, навпаки, зменшилися, за виключенням метеорологічної станції Одеса (табл. 3.1). При розгляді графіків хронологічного ходу сум опадів за теплий та холодний періоди й рік, (рис. 3.4-3.6) можна зробити висновок, що певні тенденції до зміни опадів проявляються дуже слабо або зовсім відсутні (рис. 3.7).

Таблиця 3.2 – Зміна сум опадів у абсолютних величинах (ΔX , мм) при порівнянні періодів до та після 1988 р.

Метео-станція	За рік	За теплий період	За холодний період
Одеса	23	20	3
Роздільна	-11	13	-19
Любашівка	-8	20	-24
Затишшя	16	31	-16
Сербка	2	18	-12

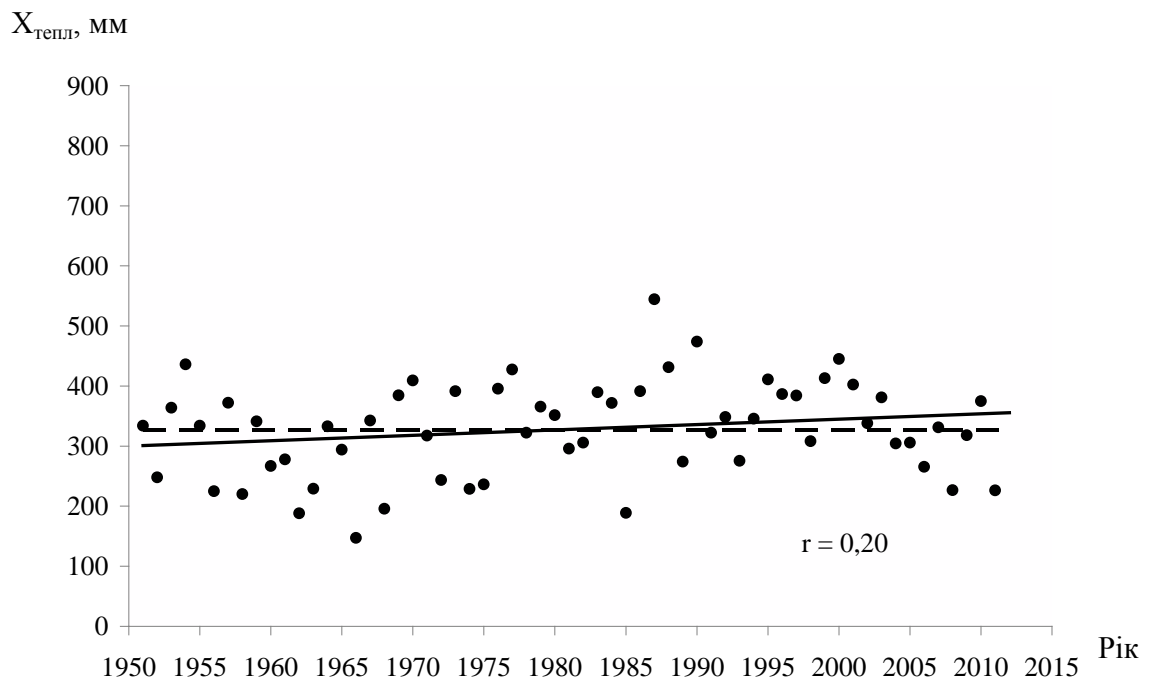


Рисунок 3.4 – Хронологічний хід сум опадів теплого періоду (IV-X) за даними метеорологічної станції Затишшя, 1951-2012 рр. (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренду)

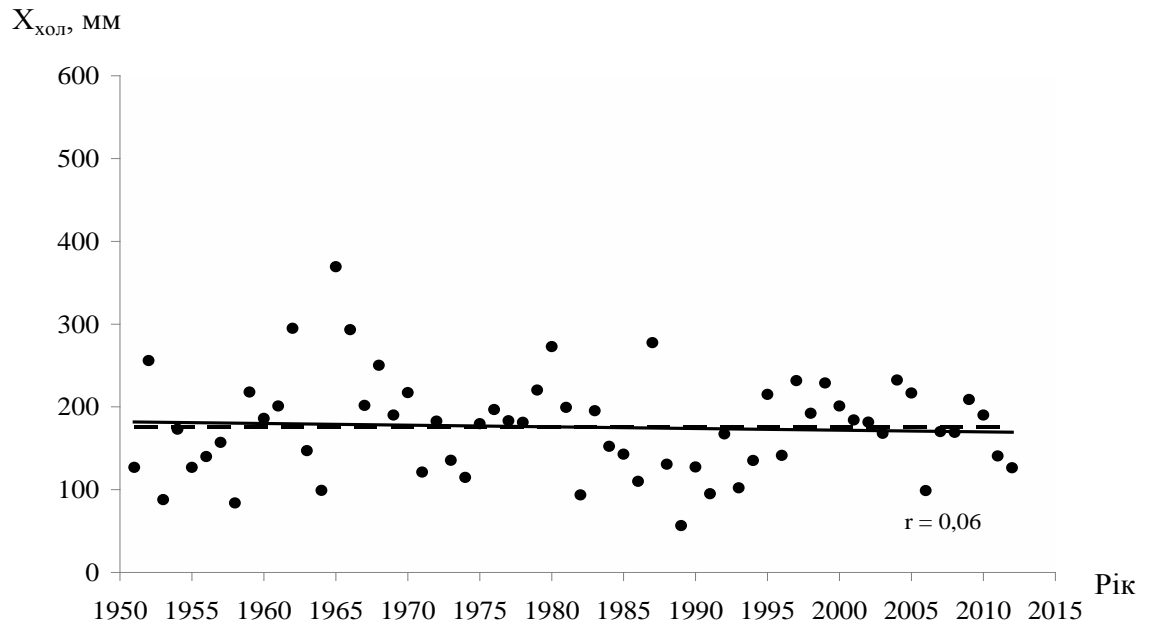


Рисунок 3.5 – Хронологічний хід сум опадів холодного періоду (XI- III) за даними метеорологічної станції Затишшя, 1951-2012 рр. (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренду)

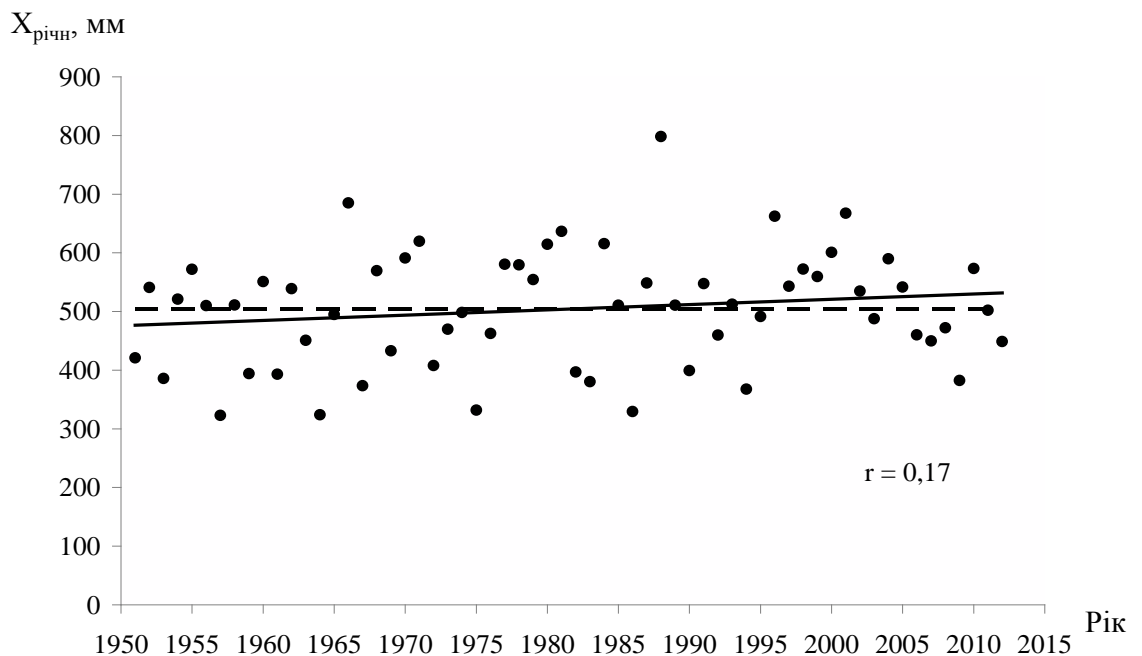


Рисунок 3.6 – Хронологічний хід річних сум атмосферних опадів за даними метеорологічної станції Затишшя, 1951-2012 рр. (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренду)

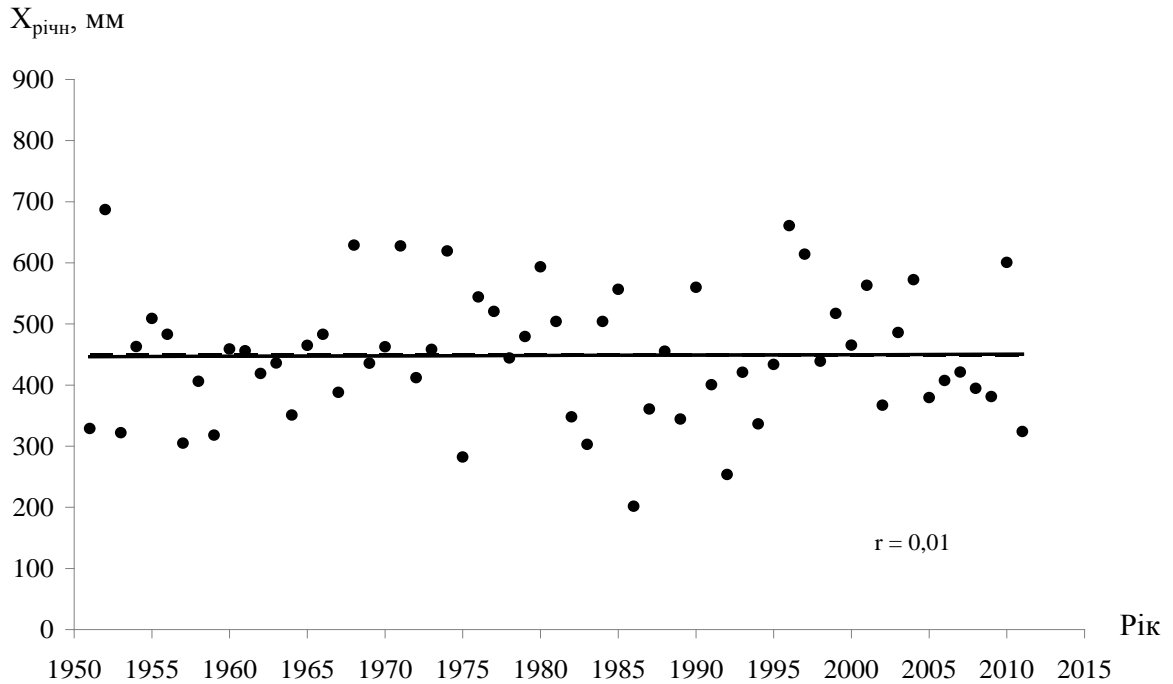


Рисунок 3.7 – Хронологічний хід річних сум атмосферних опадів за даними метеорологічної станції Сербка, 1951-2011 рр. (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренду)

Дослідження льодового режиму річки показали, що внаслідок зростання температур повітря та води у перехідний синоптичний сезон “осінь-зима” поява плаваючого льоду, починаючи з 1989 року, спостерігається на 11 діб пізніше, а звільнення русла від льоду у перехідний сезон “зима-весна” проходить на 5 діб раніше, ніж до 1989 року [45].

Проведений аналіз змін кліматичних чинників вказує на несприятливі умови для формування стоку річок водозбору Тилігульського лиману, оскільки зростання температур повітря теплого періоду року обумовлює, насамперед, зростання втрат на випаровування з поверхні суші та водного дзеркала лиману. У холодний період зростання температур повітря приводить до збільшення кількості та тривалості відлиг, незначної глибини промерзання ґрунту, що зменшує максимальні витрати весняного водопілля та збільшує втрати поверхневого талого стоку на інфільтрацію. Зменшення суми опадів холодного періоду сприяє до зменшенню об’єму стоку у період весняного водопілля. Зростання опадів теплового періоду несуттєво впливає на умови формування стоку внаслідок інтенсивного зростання температур повітря. Через це опади теплового періоду витрачаються, головним чином, на випаровування.

Глобальне потепління в зоні степу супроводжується посухами. Посуха є явищем, на протязі якого спостерігається тривала (багатоденна,

багатомісячна, багаторічна) суха погода, часто при підвищеній температурі повітря, з відсутністю чи вкрай незначною кількістю опадів, яка призводить до виснаження запасів води (вологи) у ґрунті та різкого зниження відносної вологості повітря. Внаслідок посухи створюються несприятливі умови для розвитку рослин, формування стоку у річках, через що виникає дефіцит водоспоживання. З агрометеорологічної точки зору наслідками посухи є неврожаї сільськогосподарських культур, деградація луків, зниження приросту деревини, загибель худоби та різкі коливання чисельності мікроорганізмів [46]. Посуха супроводжується такими посушливими явищами як тривале бездощів'я, висока температура повітря, суховії, атмосферна та ґрунтова посухи.

Для оцінки наявності та інтенсивності посухи використовуються різні кількісні індекси: гідротермічний коефіцієнт ГТК, розрахований за формулою Г.Т. Селянинова; стандартизований індекс посушливості Д.А. Педя, стандартизований індекс опадів (SPI). Стандартизований індекс посухи або індекс опадів та сумарного випаровування (SPEI) сформовано на основі стандартизованого індексу опадів (SPI) із залученням до розрахунків величин потенціального сумарного випаровування [47, 48]. Процедура визначення SPEI базується на обчисленні середньомісячних різниць між опадами та потенціальним сумарним випаровуванням і впроваджена у міжнародну практику з 2009 року. Наявність та інтенсивність посухи визначаються відповідно до значень SPEI. Аналіз динаміки посух у часі виконувався за їх інтенсивністю та тривалістю [49]. Розглядалися посухи усіх категорій: згідно прийнятої класифікації при $0 \geq \text{SPEI} \geq -0,99$ посуха вважається слабкою, $-1,00 \geq \text{SPEI} \geq -1,49$ – помірною, $-1,50 \geq \text{SPEI} \geq -1,99$ – інтенсивною, $\text{SPEI} \leq -2,00$ – екстремальною. На метеостанціях Північно-Західного Причорномор'я було зареєстровано від 17 до 38 випадків посух різної тривалості та інтенсивності. Після 1989 р. на всій території відбувається зростання частоти появи слабких та екстремальних посух. При розгляді усього періоду спостережень виявлено, що слабкі посухи тривають найдовше. Частота появи місячних індексів $\text{SPEI} \leq 0,00$ після 1989 р. зросла на 20 %.

Аналіз динаміки посух у часі (1962-2011 рр.) виконувався за інтенсивністю посух та їх тривалістю. Розглядалися посухи усіх категорій (при $\text{SPEI} \leq 0,00$). На метеостанціях Любашівка та Одеса за цей період було зареєстровано 17 випадків посух різної тривалості та інтенсивності. Установлено, що на півночі розглядуваної території (метеостанція Любашівка) переважали помірні посухи, а на півдні (метеостанція Одеса) – слабкі. Після 1989р. на півдні відбувається зростання частоти появи інтенсивних посух (табл. 3.2). Для аналізу тривалості посух різних категорій була визначена загальна кількість місяців, коли спостерігалась посуха ($\text{SPEI} \leq 0,00$), та кількість місяців, яка припадала на кожну категорію (табл. 3.3). При розгляді усього періоду спостережень виявлено, що слабкі

посухи тривають найдовше, проте після 1989 р. зростає тривалість екстремальних посух. Як правило, роки з наявністю екстремальних посух характеризуються малою водністю навіть за умови формування поверхневого талого стоку у весняні місяці. Забезпеченість річного стоку річок Північно-Західного Причорномор'я у ці роки перевищує 80 %.

Таблиця 3.3 - Частота появи (%) посух різної суворості згідно значень індексу SPEI

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

Наслідками формування метеорологічних посух є гідрологічні посухи, які розглядаються як тривалий період сухої погоди, що викликає нестачу споживання води через зменшення стоку (нижче установлених норм) та призводить до зменшення вмісту вологи в ґрунті й зростання глибини залягання дзеркала підземних вод [50]. Гідрологічна посуха може тривати більше одного року і охоплювати більше одного водозбору. Вона зазвичай настає з запізненням по відношенню до метеорологічної та сільськогосподарської посух. Наслідками формування гідрологічних посух є зміни в складових водного та водно-сольового балансу Тилігульського лиману, які виникли через зменшення опадів та зростання випаровування з поверхні водозбору й водного дзеркала лиману [51], а також через зменшення припливу поверхневих вод до лиману від річок та тимчасових водотоків [52]. Зменшення водності річок також обумовлює погіршення якості вод через зростання концентрацій забруднюючих речовин.

3.3 Зміни характеристик водних ресурсів

Наслідком кліматичних змін, які відбуваються на водозборі Тилігульського лиману, є зміни характеристик водного режиму його річок [52]. У ХХ сторіччі значна роль у формуванні річного стоку (понад 70 %) належала опадам зимового сезону, які визначали кількість запасів води у сніговому покриві та об'єми стоку весняного водопілля. Температурний режим впливав на глибину промерзання ґрунту, наявність відлиг та стійкість снігового покриву. Установлене збільшення температур повітря в зимовий сезон сприяє зменшенню глибини промерзання ґрунту, формуванню відлиг й зростанню інфільтрації талих та дощових вод у підстильні ґрунти та водоносні горизонти при незначному випаровуванні з поверхні ґрунту. Відлиги перешкоджають накопиченню снігу на водозборах. Зменшення або відсутність запасу води в сніговому покриві у зимовий сезон забезпечує зниження максимальних витрат води у період весняного водопілля. Збільшення фільтрації талих вод у підстильну поверхню сприяє підсиленню підземного живлення, що обумовлює збільшення величини меженого стоку, але тільки за умов наявності сталого підземного живлення [53]. У свою чергу, зростання температур повітря теплого періоду збільшує випаровування з водної поверхні та приводить до зростання витрат на додаткове випаровування з водної поверхні штучних водойм. Зменшення річного стоку відбувається за рахунок зростання випаровування з поверхні суші на фоні мало змінних річних опадів [16].

Оцінки середніх багаторічних величин річного стоку, виконані за даними спостережень на річці Тилігул (табл. 3.4), показали, що існує тенденція до зниження середнього багаторічного шару річного стоку \bar{Y} із збільшенням площі водозбору F . При переході від верхнього створу (р.Тилігул – с.Новоукраїнка) до нижнього (р.Тилігул – смт Березівка) величина стоку \bar{Y} зменшується майже у 3 рази, а мінливість стоку, яка характеризується коефіцієнтом варіації C_V , та асиметрія C_S його статистичного розподілу зростають. Статистичні характеристики річного стоку через його значну мінливість визначаються із похибками ($\varepsilon_{\bar{Y}}, \varepsilon_{C_V}, \sigma_{C_S}$), які значно перевищують допустимі. Тривалість спостережень у створі р.Тилігул – смт Березівка перевищує 50 років. Проте відносна середня квадратична похибка $\varepsilon_{\bar{Y}}$ визначення величини \bar{Y} становить 16,2 %, у той час як допустима похибка визначення середньої величини складає 10 % для зони недостатнього зволоження [2]. Точність визначення коефіцієнтів варіації та асиметрії за даними спостережень також є незадовільною.

На основі аналізу особливостей багаторічних коливань гідрометеорологічних характеристик, виконаного на основі різницевого інтегральних кривих, виявлено, що коливання середніх річних температур

повітря знаходяться у теплій (додатній фазі), починаючи з 1989 р. (рис. 3.8). Опади перейшли у від'ємну фазу своїх коливань у 1980 р. Перехід коливань річного стоку у від'ємну фазу на річці Савранка, яка в меншій мірі підлягає впливу водогосподарської діяльності ніж близько розташована р.Тилігул, спостерігався у 1985 році. У верхньому створі річки Тилігул (р.Тилігул – с. Новоукраїнка) маловодна фаза розпочалася з 1982 року, а у нижньому створі (р.Тилігул – смт Березівка) – з 1970 року. Тіснота зв'язку між значеннями річного стоку у верхньому (р.Тилігул – с.Новоукраїнка) та нижньому (р.Тилігул – смт Березівка) створах за період сумісних спостережень (1955-1987 рр.) характеризується невисоким коефіцієнтом кореляції, який дорівнює 0,53. Пошук зв'язків між річним стоком та опадами дозволив установити, що статистично значущі рівняння лінійної регресії можна побудувати лише при використанні даних про річний стік у створі р.Тилігул – с.Новоукраїнка, а для створу р.Тилігул – смт Березівка тісних зв'язків не виявлено. Виявлена розбіжність (асинхронність) коливань стоку по довжині однієї й тієї ж річки пояснюється інтенсифікацією сільського господарства, яка набула значного розмаху за часів СРСР у другій половині минулого сторіччя, і була спрямована, насамперед, на регулювання стоку шляхом створення ставків та водосховищ. Порівняльний аналіз середніх багаторічних величин стоку до та після 1989 р. у створі смт Березівка показав, що зменшення річного стоку досягло 39 %.

Таблиця 3.4. Оцінки статистичних параметрів річного стоку, визначені за даними рядів спостережень на річці Тилігул

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

Згідно із даними, наведеними у Ресурсах поверхневих вод України (1966 р.) [34] 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 [54]. 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 VI і до лютого II наступного року. При переході від багатоводних років до маловодних період пересихання починається все раніше: дати зміщуються з вересня на червень; тривалість періоду пересихання збільшується, а кінець періоду зміщується з листопада на січень. У створі Тилігул – с.Новоукраїнка найбільша водність річки спостерігалася у березні місяці, а найменша – у серпні-вересні. Для створу р.Тилігул – смт Березівка найбільша водність відзначається у лютому та березні, найменша (для багатоводних років) – у вересні. У середні та маловодні роки найменша водність у створі смт Березівка дорівнює нулю.

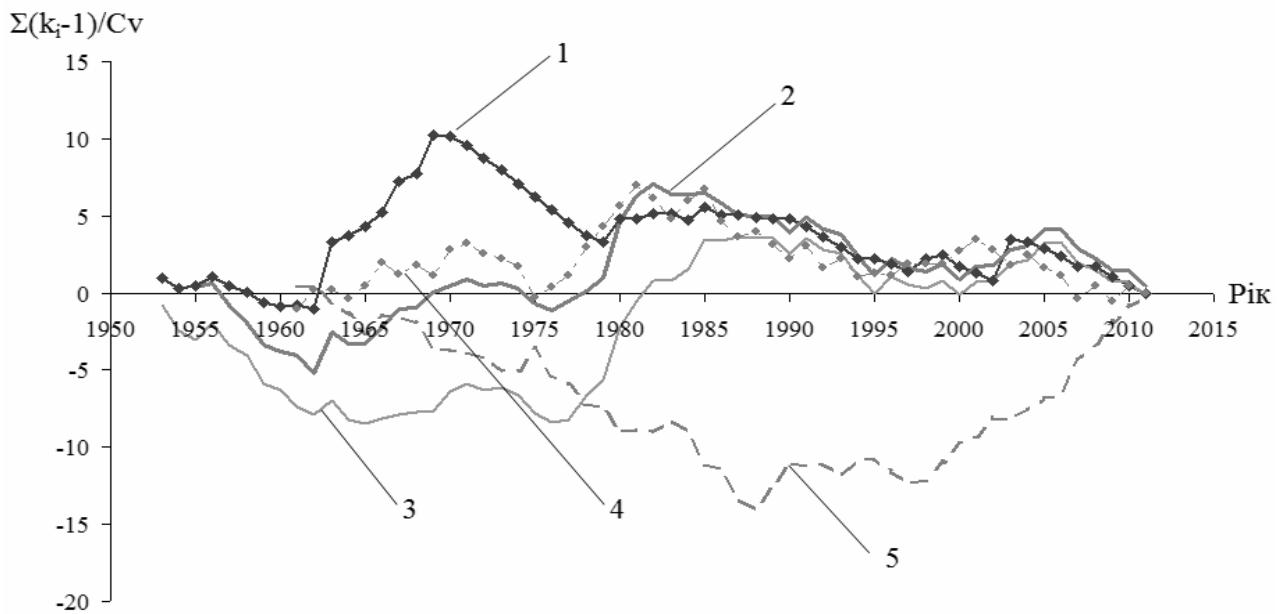


Рисунок 3.8 – Різницеві інтегральні криві гідрометеорологічних характеристик у межах водозбору Тилігульського лиману та прилеглих територій (1 – річний стік р. Тилігул - смт Березівка; 2 – річний стік р.Тилігул – с.Новоукраїнка з 1988 р. відновлений на основі кореляційного зв'язку із стоком р. Савранка; 3 – річний стік р. Савранка – с. Осички; 4 – річні суми опадів, метеостанція Любашівка; 5 – середня річна температура повітря, метеостанція Любашівка)

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 обумовлене 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 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.

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

Порівняння середніх багаторічних значень максимальних витрат за різні періоди спостережень дозволило установити [55], що середні багаторічні значення максимального стоку, як талого, так і дощового у останні десятиріччя зменшилися (табл. 3.5). Слід зазначити, що існують роки, коли у створі смт. Березівка весняне водопілля не формувалося. Частота появи весняних водопіль за період 1953-2011 рр. становила 53 %, за період 1953-1988 рр. – 64 % та у 1989-2011 рр. – 35 %. Частота появи дощових паводків також змінилася: у 1953-1988 рр. вона становила 45 %, а у 1989-2011 рр. – лише 10 %.

Дослідження періодів низького стоку є важливими при визначенні стратегії управління водним господарством, оскільки саме у цей період виникає дефіцит водоспоживання. Низький стік спостерігається на протязі межені і є її елементом. Межень можна представити як періоди у межах річного циклу, коли різко зменшується приплив води з водозбірної площі [56]. В такі періоди у формуванні стоку річок основне місце займають підземні води, які дрениуються гідрографічною мережею. Розрізняють межень зимову та літню (літньо-осінню). До літньої межені відносять період від кінця повені до осінніх дощових паводків, а при їх відсутності – до зимового

періоду, тобто до появи на річці льодових явищ. За зимову межень приймають період від появи льодових явищ до початку повені. При відсутності льодових явищ на річках за кінець літньо-осіннього та початок зимового сезонів приймається середня дата стійкого переходу температури повітря через 0°C (в бік від'ємних температур). У гідрологічних дослідженнях вітчизняних вчених межень розглядається як фаза водного режиму річки, яка щорічно характеризується малою водністю, тривалим стоянням низького рівня й виникає внаслідок зменшення як поверхневого, так і підземного живлення річки [57]. Для характеристики низького стоку використовують мінімальний місячний, мінімальний 30-ти добовий та мінімальний добовий стік.

Таблиця 3.5 - Статистичні параметри максимального стоку весняного водопілля та дощових паводків, р.Тилігул – смт Березівка

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

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

За нормативними документами [58] рекомендується по даних спостережень визначати мінімальні 30-добові витрати води 80-ої

забезпеченості й потім використовувати перехідні коефіцієнти для встановлення характеристик мінімального стоку іншої ймовірності перевищення.

Початок літньо-осінньої межени на р.Тилігул припадає на травень місяць, а кінець – на початок грудня. Оскільки льодові явища та весняне водопілля спостерігаються не кожен рік, то початок та кінець зимової межени встановлюються по даті переходу температури повітря через 0°C . Зимовий межений період настає на початку грудня, а закінчується на початку березня.

Низький стік є характерним для літньо-осіннього періоду річок Північно-Західного Причорномор'я (табл. 3.6). Зимова межинь на цих річках більш висока, оскільки відбувається поповнення запасів підземних вод за рахунок осіннього зволоження, а також при відлигах (табл. 3.7). Відсутність підземного живлення у середній та нижній течіях річки Тилігул, а також зростання антропогенного навантаження у виді об'ємів поверхневих вод, які затримуються у штучних водоймах, привели до того, що характеристики мінімального стоку у створі р.Тилігул – смт. Березівка у період літньо-осінньої межени дорівнюють нулю.

Таблиця 3.6 - Статистичні параметри мінімального місячного стоку літньо-осінньої межени річок Північно-Західного Причорномор'я та прилеглих територій, визначені за методом моментів

Річка-пост	n	\bar{q}_{\min} , л/(с·км ²)	$\varepsilon_{q_{\min}}^-$, %	C_v	ε_{C_v} , %	C_s / C_v	σ_{C_s} / C_v
р.Тилігул – с.мт Березівка	59	0	-	-	-	-	-
р.Тилігул – с.Ново- українка	33	0,136	18,1	1,04	15,7	0,9	0,41

У створі р.Тилігул – с.Новоукраїнка (період спостережень за рівнем 1948-1987 рр.) річка пересихала у 1961 р. (6.10 – 1.11). Сумарна кількість діб із пересиханням річки Тилігул після 1989 р. значно більша тривалості пересихання до 1989 р. Так, наприклад, за період 1953-1988 (36 років) річка пересихала 647 діб, а за період 1989-2011 (23 роки) – 970 діб. Перемерзання в створі р.Тилігул – с.Новоукраїнка спостерігалось тільки в 1976 році, а в створі р.Тилігул – смт. Березівка – в 1939, 1940, 1961, 1964, 1976, 1977 роках. Після 1977 року перемерзання в створі р.Тилігул – смт Березівка не

установлене, що обумовлено збільшенням температур повітря у зимовий сезон та відсутністю стоку у осінні й зимові місяці [45].

Таблиця 3.7 - Статистичні параметри мінімального місячного стоку зимової межени річок Північно-Західного Причорномор'я та прилеглих територій, визначені за методом моментів

Річка-пост	n	\bar{q}_{\min} , л/(с·км ²)	$\varepsilon_{q_{\min}}^-$, %	C_v	ε_{C_v} , %	C_s / C_v	σ_{C_s} / C_v
р.Тилигул – с.мт Березівка	59	0	-	-	-	-	-
р.Тилигул – с.Ново- українка	33	0,47	13,3	0,76	12,4	0,9	0,41

4 ПРОГНОСТИЧНА ОЦІНКА ВОДНИХ РЕСУРСІВ РІЧОК ВОДОЗБОРУ ТИЛГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ В УМОВАХ ЗМІН КЛІМАТУ У ХХІ СТОРІЧЧІ

В Одеському державному екологічному університеті під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка та проф. Н.С. Лободи була розроблена модель річного стоку, яка базується на використанні метеорологічних даних і відноситься до моделей типу «клімат-стік» [59]. Математична модель розглядає кліматичні чинники формування стоку та вплив підстильної поверхні, включаючи водогосподарську діяльність. 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. Теоретичною базою першої частини є рівняння водно-теплогового балансу водозбору, другої – рівняння водогосподарського балансу водозбору, представлене у стохастичній (ймовірнісній) формі. Модель розглядає ланцюг послідовностей формування стоку: «клімат → кліматичний стік → підстильна поверхня → природний стік → водогосподарські перетворення → побутовий стік». Таким чином, вивчається та моделюється робота водогосподарської системи, яка підлягає зовнішнім (кліматичним) та внутрішнім (водогосподарським) впливам й певним чином реагує на ці впливи.

4.1 Оцінка природних водних ресурсів за моделлю «клімат-стік»

Розроблена в ОДЕКУ модель «клімат-стік» дозволяє виконувати гідрологічні розрахунки стоку на основі метеорологічної інформації [60]. Основним рівнянням, яке використовується для визначення природного стоку за будь який розрахунковий інтервал, є рівняння водно-теплогового балансу водозбору у модифікації В.С. Мезенцева [61]

$$Y = X + w_1 - w_2 - E_m \left[1 + \left(\frac{X + w_1 - w_2}{E_m} \right)^{-n} \right]^{\frac{1}{n}}, \quad (4.1)$$

де Y – стік води за розрахунковий інтервал часу, мм;

X – сумарні опади, які випадають за розрахунковий інтервал часу на поверхню водозбору;

$w_1 - w_2$ – зміни запасів вологи в ґрунті;

E_m – максимально можливе випаровування з поверхні суші, мм;

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

$H = X + w_1 - w_2$ є характеристикою зволоження водозбору.

Величина E_m визначається через теплоенергетичні ресурси клімату LE_m , через що і отримала назву теплоенергетичного еквівалента. На першому етапі розрахунки LE_m відбуваються за даними актинометричних станцій України [62]

$$LE_m = R^+ + P^+ + (B_1 - B_2), \quad (4.2)$$

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

P^+ – додатна (приходна) складова турбулентного теплообміну або тепло, що приходить на ділянку суші в зв'язку з рухом повітря, тобто турбулентне адвективне тепло;

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

L – “приховане” тепло пароутворення.

Теплоенергетичний еквівалент або максимально можливе випаровування E_m є величиною, яка за своїм фізичним змістом близька до поняття випаровуваності або потенційно можливого випаровування (E_0), яке різними авторами визначалося як верхня межа випаровування, але інтерпретувалося по-різному: «випаровування зі зволоженої поверхні» (М.І. Будико); «випаровування з водної поверхні при тому ж комплексі метеорологічних умов, що й над сушею» (М.А. Багров); «випаровування для полів, вкритих рослинністю, коли вологість ґрунту близька до найменшої польової вологоємності» (А.Р. Константинов). Проте максимально можливому випаровуванню E_m у інтерпретації В.С. Мезенцева надається однозначний фізичний зміст. Величина максимально можливого випаровування E_m розглядається як шар води, який міг би випаритися з поверхні суші, якби на процес випаровування були витрачені усі теплоенергетичні ресурси клімату LE_m [63]:

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L}. \quad (4.3)$$

Найбільші труднощі виникають при оцінці теплоенергетичних ресурсів клімату за виразом (4.3), оскільки матеріали про зміни запасів тепла у діяльному шарі ґрунту $B_1 - B_2$ відсутні. Однак, у цілому за рік, а тим більше за багаторічний період виконується умова $B_1 - B_2 = 0$. Отже, можна прийняти

$$E_m = \frac{R^+ + P^+}{L}. \quad (4.4)$$

Через невелику кількість актинометричних станцій, дані яких мають використовуватися для розрахунків за формулою (3.4), для території України Є.Д. Гопченком та Н.С. Лободою отримана залежність середніх багаторічних величин максимально можливого випаровування від температур повітря [62]

$$\bar{E}_m = 13,3 \sum_v^{IX} \bar{T}_M - 307, \quad r = 0,94; \quad (4.5)$$

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

$\sum_v^{IX} \bar{T}_M$ – сума норм середніх місячних температур повітря за літній період (із травня по вересень, включно);

r – коефіцієнт кореляції.

Різниця $w_1 - w_2$, яка представляє собою змінення вологовмісту розрахункового шару ґрунту, приймає істотні додатні та від'ємні значення усередині року (місяці, декади) і в окремі роки або групи років.

Для багаторічного періоду, коли виконується умова

$$w_1 - w_2 = 0, \quad (4.6)$$

рівняння водно-теплого балансу водозбору (3.1) набуває виду

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (4.7)$$

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

Від’ємник рівняння (4.7) є величиною середнього багаторічного випаровування з поверхні суші

$$\bar{E} = \bar{E}_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{\frac{1}{n}}. \quad (4.8)$$

Норма річного стоку \bar{Y} , розрахована за (4.7), визначається кліматичними чинниками – нормою річних опадів \bar{X} й нормою максимально можливого випаровування \bar{E}_m , які підкоряються закону географічної зональності та представляються у вигляді карт ізоліній. Величини стоку, розраховані за метеорологічними даними з використанням рівнянь (4.1) або (4.7), отримали назву “кліматичного”. Норма кліматичного стоку, отримана за рівнянням (4.7) у подальшому позначена як \bar{Y}_K .

Кarti ізоліній середніх багаторічних величин (норм) річних опадів, максимально можливого випаровування та розрахованого за (4.6) кліматичного стоку побудовані на топографічній основі 1:500000 для рівнинної території України [64]. При побудові карт ізоліній норм річного кліматичного стоку значення \bar{Y}_K визначалися за даними метеорологічних станцій. На карті ці значення були віднесені до точок, які відповідають географічному положенню метеорологічних станцій. При визначенні норми кліматичного стоку з водозбору за допомогою побудованої карти ізоліній шукана величина \bar{Y}_K має визначатися як середня зважена по частинних площах водозбору, які містяться між ізолініями. Порівняння норм річного кліматичного стоку із фактичними даними, виконані для водозборів річок з усталеним підземним живленням у різних географічних зонах України, показали їх відповідність. Норма річного кліматичного стоку є тотожною нормі зонального річного стоку. Точність визначення норми річного кліматичного стоку за картою ізоліній, побудованої на основі метеорологічних даних, становить $\pm 10\%$.

Для річок з нестійким підземним живленням [65] характерна суттєва відмінність природного стоку від зонального. Для таких випадків модель «клімат-стік» передбачає використання коефіцієнтів переходу від норм річного кліматичного стоку, визначеного за картами ізоліній, до природного. Ці коефіцієнти описують вплив чинників підстильної поверхні у процесі формування річного стоку.

Територія Північно-Західного Причорномор’я знаходиться у зоні недостатнього зволоження і поділяється на область додатних виправлень до

норми кліматичного стоку та область від'ємних виправлень. Границею між ними є границя зим із стійким сніговим покривом, який устанавлюється менше ніж у 50 % випадків. Область додатних виправлень знаходиться вище цієї межі, область від'ємних – нижче. Для розрахунку коефіцієнтів переходу від норм річного кліматичного до норм природного стоку річок Північно-Західного Причорномор'я в області додатних поправок $K_{ПЕР,1}$ розроблені емпіричні рівняння, які ураховують нерівномірність випадіння дощів та розподілу снігового покриву по площі водозбору [66].

$$k_{ПЕР,1} = 2,4 - 0,7(\lg(F + 1) - 1), \text{ при } F < 1000 \text{ км}^2; \quad (4.9)$$

$$K_{ПЕР,1} = 1, \text{ при } F \geq 1000 \text{ км}^2, \quad (4.10)$$

де F – площа водозбору, км².

В області від'ємних поправок до норм кліматичного стоку велике значення у формуванні стоку річок мають втрати на поверхневе затримання. Перехідні коефіцієнти $K_{ПЕР,2}$ від норм кліматичного до природного стоку устанавлюються в залежності від середньої висоти водозбору, яка є непрямою характеристикою пласкості земної поверхні і пов'язана певним чином із уклоном поверхні:

$$K_{ПЕР,2} = 1 - 0,003(280 - H_{СЕР}), \text{ при } H_{СЕР} < 280 \text{ м}, \quad (4.11)$$

$$K_{ПЕР,2} = 1, \text{ при } H_{СЕР} \geq 280 \text{ м}, \quad (4.12)$$

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

Чим менша висота місцевості, тим менший уклон поверхні й тим більше втрати талого та дощового поверхневого стоку на затримання у безстічних низинах.

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

$$\bar{Y}_{ПР} = K_{ПЕР} \bar{Y}_K. \quad (4.13)$$

На базі аналізу статистичних параметрів рядів кліматичного річного стоку 30-річної тривалості (1951-1980 рр.) були устанавлені зв'язки між

багаторічною мінливістю річного стоку (коефіцієнтом варіації C_V) та нормою річного кліматичного стоку \bar{Y}_K [67]:

$$C_V = \frac{1,5}{\left(\frac{\bar{Y}_K}{10}\right)^{0,62}}, \quad (4.14)$$

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

Між коефіцієнтами асиметрії та варіації для території Північно-Західного Причорномор'я для умов минулого сторіччя було встановлене таке співвідношення

$$C_S = 1,7C_V, \quad (4.15)$$

де C_S – коефіцієнт асиметрії.

Приймається, що закономірності, описані рівняннями (4.14) та (4.15) справедливі як для кліматичного, так і для природного стоку.

На основі методу сумісного аналізу складових просторової дисперсії статистичних параметрів стоку [68] було встановлено, що коефіцієнт автокореляції природного річного стоку $r(1)$ для річок Північно-Західного Причорномор'я можна приймати рівним нулю.

Апробація моделі «клімат-стік» для визначення характеристик природного (непорушеного водогосподарською діяльністю) річного стоку річок показала задовільний збіг розрахункових і фактичних даних як для малих, так і великих річок [64, 66, 69]. Установлено, що точність визначення статистичних параметрів річного стоку за моделлю «клімат-стік» знаходиться у межах точності розрахунків цих параметрів за даними гідрометричних спостережень.

Слід зазначити, що карти ізолій норм річного кліматичного стоку, наведені у роботі [66], відповідають умовам, які були характерними до початку суттєвих змін клімату України. В.В. Гребінем встановлено, що переламним роком є 1989 рік [43]. Отже, норми річного кліматичного стоку, визначені на основі просторово-часових узагальнень річного стоку, можуть використовуватися як базові при оцінках водних ресурсів за сценаріями глобального потепління.

Оцінка припливу прісних вод до Тилігульського лиману у природних, непорушених водогосподарською діяльністю умовах, при кліматі минулого сторіччя була виконана за моделлю “клімат-стік” [70, 71]. Норма річного

кліматичного стоку змінюється на території водозбору Тилігульського лиману від 40 мм до 15 мм у напрямку з північного заходу на південний схід (рис. 4.1). Усі розглянуті водозбори річок знаходяться у області від'ємних виправлень до норми кліматичного стоку (табл. 4.1). 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.м³. При цьому надходження стоку від річки Тилігул дорівнювало б 46,0 млн.м³, що мало складати 82 % від загального припливу. Розраховані за статистичними параметрами значення річного природного стоку у роки різної водності показують (табл. 4.2), 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 пересихатимуть. Річка Тилігул із площею 3550 км² також може пересихати у дуже маловодні роки ($P > 95$ %).

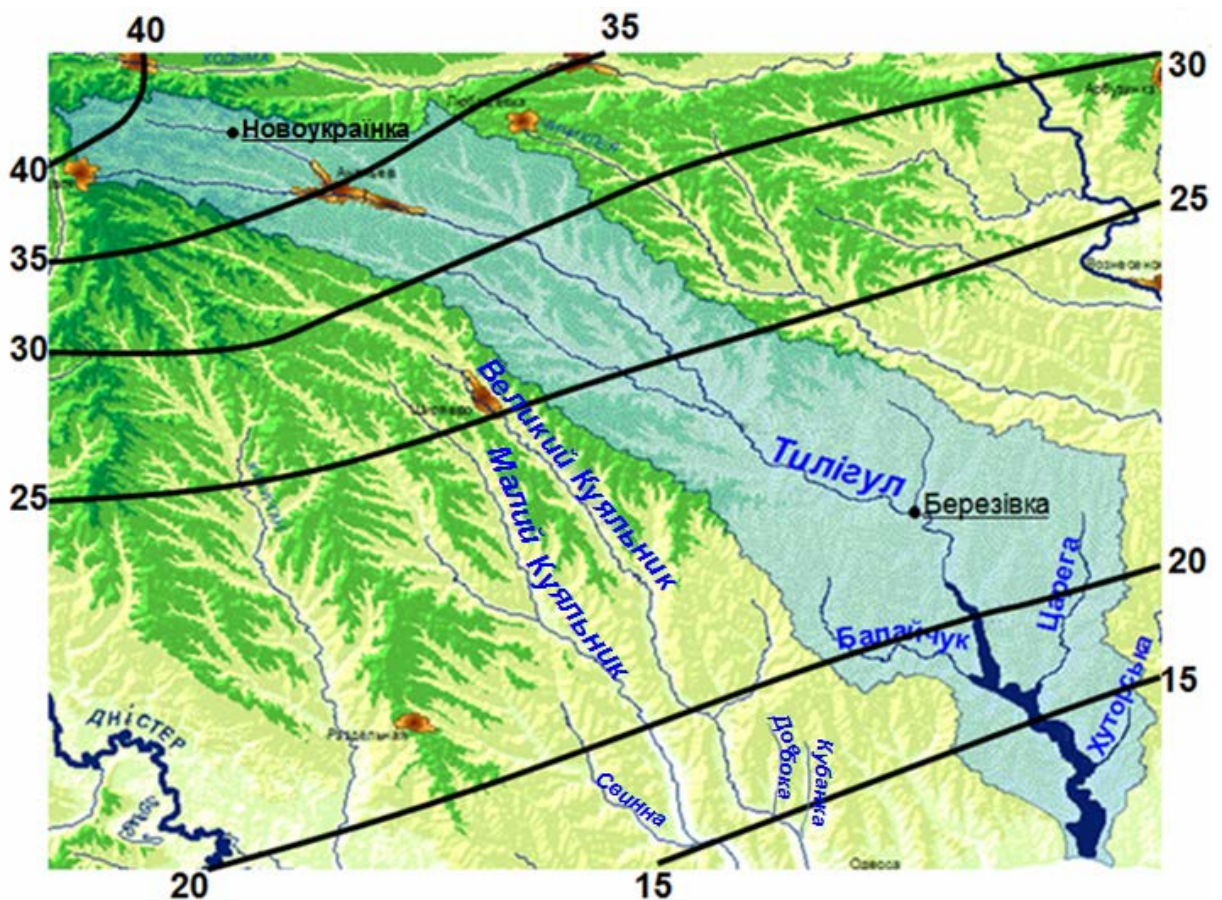


Рисунок 4.1 – Карта-схема ізолій норм річного кліматичного стоку (мм) річок басейн Тилігульського лиману до початку глобального потепління

Таблиця 4.1 – Характеристики припливу річних вод до лиманів Північно-Західного Причорномор'я у природних умовах формування стоку

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

Таблиця 4.2 – 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					
	\bar{W} , млн. м ³	C_V	C_S	$W_{1\%}$	$W_{5\%}$	$W_{25\%}$	$W_{50\%}$	$W_{75\%}$	$W_{95\%}$
Тилігул	46	1,14	1,90	232	151	67,2	30,5	8,50	0,00
Царега	3,9	2,02	3,13	36,1	19,3	5,24	0,71	0,00	0,00
Балайчук	4,1	1,67	2,83	31,3	17,7	5,54	1,43	0,00	0,00
Хуторська	0,46	2,25	3,80	4,9	2,43	0,49	0,03	0,00	0,00
Боковий приплив	1,6	2,20	3,74	16,6	8,29	1,74	0,12	0,00	0,00
Сума	56,1			321	199	80,2	32,8	8,50	0,00

4.2 Оцінка водних ресурсів в умовах водогосподарської діяльності за моделлю «клімат-стік»

З точки зору системного підходу до оцінки змін у природно-технічній системі, яка знаходиться під “тиском” антропогенного навантаження, її перетворення описується таким еволюційним рівнянням [72]

$$Y(t) = Y(t_0) - \int L(\Lambda, Y)dt + \int \varepsilon dt, \quad (4.16)$$

де $Y(t)$ - стан системи (водозбору) в умовах антропогенного впливу;

$Y(t_0)$ - вихідний стан системи (водозбору) в природних, тобто непорушених антропогенним впливом, умовах;

L - оператор водогосподарських перетворень стоку; Λ - параметри системи, одна частина яких пов'язана з природними характеристиками, а друга – з водогосподарськими перетвореннями;

ε - показник зовнішньої дії на систему, під яким можна розуміти вплив глобального потепління.

Якщо $\varepsilon = 0$, то природний кліматичний фон формування водних ресурсів приймається незмінним. Отже, задача зводиться до визначення оператора перетворень L , який у практичній гідрології дістав назву оператора просторово-часової еволюції, функції впливу, функції пам'яті і таке інше [73]. Показано, що через нестачу даних про стік річок у природних умовах та об'єми водоспоживання людиною найбільш ефективним підходом до визначення впливу водогосподарських перетворень на характеристики стоку є імітаційне моделювання. Повний комплекс математичних моделей річного стоку в умовах антропогенного впливу містить поєднує стохастичний та детерміністичний підходи до розрахунків річного стоку. У їх основі лежить рівняння водогосподарського балансу водозборів, яке можна записати таким чином

$$W_{ПБ} = W_{ПР} - \Delta W_{БП} + \Delta W_{СК} \quad (4.17)$$

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

$\Delta W_{БП}$ - безповоротні вилучення стоку з поверхневих водотоків;

$\Delta W_{СК}$ - скидання води в поверхневі водотоки.

Перехід до ймовірнісної форми запису рівняння (3.17) передбачає урахування зв'язків між величинами стоку і характеристиками водогосподарських перетворень у роки заданої забезпеченості P [74].

Задача стохастичного моделювання побутового річного стоку була вирішеною у чотири етапи. На першому етапі виконувалась генерація рядів

непорушеного водогосподарською діяльністю стоку із застосуванням розроблених методик визначення статистичних параметрів природного стоку. На другому етапі досліджувалися фізико-географічні особливості впливу чинників водогосподарської діяльності на стік річок і формувалися рівняння водогосподарських балансів, які становлять детерміністичну основу моделі. Третій етап досліджень передбачає вивчення структури антропогенних складових ΔW . Особливістю запропонованої моделі побутового стоку є відокремлення випадкових і не випадкових складових водогосподарських балансів. Випадкові складові мають стохастичну природу, обумовлену коливаннями клімату, і, внаслідок цього, пов'язані з водністю річок. Такими складовими є випаровування з водної поверхні штучних водойм, дефіцити водоспоживання води рослинами, глибина залягання підземних вод та інше. Для введення цих чинників у модель досліджувалися закони їхнього розподілу та узгодження з річним стоком за забезпеченістю. Показники масштабів розвинення водогосподарських заходів на водозборах (площі зрошування, осушення, водної поверхні штучних водойм) відносяться до числа не випадкових параметрів водогосподарського комплексу, які призначаються і можуть розглядатися як елементи управління водогосподарською системою, оскільки вони відкривають можливості для оптимізації режиму функціонування всієї природно-технічної системи в цілому [75]. На четвертому етапі виконується безпосереднє моделювання побутового стоку за рівняннями водогосподарських балансів, представлених у ймовірнісному вигляді. В процесі дослідження були розглянуті найбільш значущі чинники водогосподарської діяльності: для зони недостатнього зволоження – зрошування сільськогосподарських земель і пов'язані з ним регулювання стоку шляхом створення ставків та водосховищ й перекидання стоку; для зони надлишкового зволоження – осушення боліт та заболочених земель. Виконано наукове обґрунтування та здійснено реалізацію детерміновано-стохастичних моделей для кожного з перелічених чинників із урахуванням реальної фізичної картини взаємодії річного стоку та антропогенного навантаження на нього у роки різної забезпеченості: а) при заборах води з поверхневого стоку на зрошення; б) при наявності на водозборі штучних водойм з сезонним регулюванням стоку, коли втрати обумовлені додатковим випаровуванням з водної поверхні; в) при перекиданні стоку та формуванні зворотних (скидних) вод з масивів, що зрошуються за рахунок річки-донора; г) при осушуванні боліт та заболочених земель.

Для стохастичного моделювання багаторічних рядів природного річного стоку залучено одну з модифікацій моделі простого ланцюга Маркова, яка спирається на урахування кореляції між забезпеченостями суміжних членів ряду [76]. При цьому рівномірно розташовані у інтервалі $(0,1)$ випадкові числа бралися як забезпеченості умовного розподілу величин річного стоку. Моделювання рядів стоку здійснювалося у вигляді

послідовностей випадкових величин, зв'язаних кореляцією нелінійного типу з маргінальним трипараметричним гама-розподілом С.Н. Крицького та М.Ф. Менкеля для значень коефіцієнтів автокореляції, які змінюються від 0,00 до 0,55. При цьому на попередньому етапі була згенерована послідовність з 4000 випадкових, рівномірно розташованих в інтервалі (0,1), чисел, зв'язаних лежандрівською кореляцією, які приймалися за забезпеченості річного стоку [77].

Генерування рядів побутового стоку відбувалося за рівняннями водогосподарських балансів на основі імітаційних експериментів. У кожному випробуванні не випадкові показники рівня розвитку водогосподарської діяльності на водозборах (відносні площі водної поверхні штучних водойм, зрошення, осушування) та деякі технічні характеристики (наприклад, коефіцієнт корисної дії зрошувальної системи) приймалися постійними, що дозволяло зберегти відповідність отриманих рядів гіпотезі стаціонарності процесу стоку.

В результаті моделювання були встановлені та узагальнені у вигляді розрахункових залежностей основні закономірності зміни статистичних параметрів річного стоку в залежності від показників рівня водогосподарської діяльності на водозборі [78,79].

Зокрема, для зони недостатнього зволоження при втратах поверхневого стоку на додаткове випаровування з водної поверхні штучних водойм і заборам води на зрошення спостерігається зменшення норм річного стоку та зростання нерівномірності й асиметричності його багаторічного розподілу по мірі розширення відносних площ f , підлеглих водогосподарським перетворенням. Інтенсивність зміни параметрів стоку визначається співвідношенням ресурсів вологи \bar{X} і тепла \bar{E}_m , тобто $\beta_X = \frac{\bar{X}}{\bar{E}_m}$. Коли

$\beta_X \rightarrow 1,0$, що відповідає умовам зон надлишкового та достатнього зволоження, вплив розглянутих водогосподарських чинників стає незначущим. При зрошуванні водозборів за рахунок річок – донорів надходження зворотних вод з масивів зрошування до русел річок сприяє зростанню норм стоку та зменшенню коефіцієнтів варіації й асиметрії. Найбільш вагомими чинниками водогосподарської діяльності у зоні недостатнього зволоження наприкінці минулого сторіччя були забори води з місцевих водних ресурсів на зрошування сільськогосподарських земель та втрати на додаткове випаровування з водної поверхні. Було встановлено, що у Північно-Західному Причорномор'ї суттєві зниження стоку (більше 50 %) у маловодні роки виникають при досить малих масштабах водогосподарського засвоєння території – наприклад, для площі водної поверхні, що дорівнює 1 %, та для площі зрошуваних земель – 2 % від загальної площі водозбору. Скидні води з сільськогосподарських масивів, що зрошувались за рахунок річок-донорів підвищують стік малих та середніх річок, але їх вплив значно

менший і стає суттєвим при відносній площі зрошуваних земель близько 4-5 %.

Оскільки на багатьох водозборах зони недостатнього зволоження розглянуті чинники водогосподарської діяльності впливають на стік річок в комплексі, було розроблено методику їх сумісного урахування за допомогою так званих коефіцієнтів антропогенного впливу, які визначають зміну статистичних параметрів річного стоку в залежності від чинників управління. Отримана система залежностей коефіцієнтів антропогенного впливу від чинників управління може розглядатися як функція відгуку L водозбору на вплив водогосподарських заходів.

Функції відгуку статистичних параметрів річного стоку на водогосподарські перетворення представляються через «коефіцієнти антропогенного впливу» [80]

$$k_A = \frac{A_f}{A_0}, \quad (4.18)$$

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.

Встановлено, що вплив антропогенних чинників посилюється у міру збільшення масштабів водогосподарських перетворень, до яких відносяться площі осушування, площі зрошування, кількість населення, площі водної поверхні штучних водойм та зменшення загального зволоження території. Непрямим показником загального зволоження території може служити норма кліматичного річного стоку.

Сумісна дія m водогосподарських чинників може бути врахована за наступним рівнянням

$$A_f = A_0[k_1 + k_2 + k_3 \dots + k_m - (m - 1)], \quad (4.19)$$

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

Представлена методика оцінок природного та побутового стоку увійшла до складу нормативних документів по розрахунках характеристик стоку України та Молдови [78, 79].

Адекватність розрахункової моделі побутового стоку даним спостережень була підтвердженою відповідністю розрахункових та емпіричних кривих забезпеченостей річного стоку й задовільною узгодженістю

статистичних параметрів побутового стоку, розрахованих різними методами [38, 40].

У теперішній час у басейні Тилігульського лиману зрошування та забезпечення водою населення здійснюється за рахунок підземних вод сарматських водоносних горизонтів, які розташовані глибоко і не приймають участі у формуванні стоку річки. Площі зрошування є незначними, отже, немає необхідності урахування впливу зворотних вод з сільськогосподарських масивів, які зрошуються підземними водами. Таким чином, з розглянутих вище водогосподарських заходів суттєво змінювати річний стік можуть тільки штучні водойми [81]. Загальна кількість водойм за уточненими даними Одеського управління по водному господарству (нині – Одеське обласне управління по водним ресурсам) та Миколаївського обласного виробничого управління меліорації і водного господарства на 2012 р. становить 140. З них на території водозбору річки Тилігул знаходиться 105 водойм, річки Царега – 12; річки Балайчук – 13; балка Хуторська – 4; на інших балках – 6. Повний об'єм окремих ставків басейну Тилігульського лиману може знаходитися у межах 500 – 600 тис.м³, а площа водної поверхні досягати 40-50 га. Проте, більшість штучних водних об'єктів являють собою невеличкі, мілководні ставки із площею водної поверхні 2-5 га, які розташовані у руслах річок й наповнюються за рахунок місцевого стоку. Ставки використовуються, головним чином, для риборозведення, водопою скота. Наповнення штучних водойм відбувається не щорічно, а тільки у багатоводні роки. За даними Одеського обласного управління по водним ресурсам близько 80 % штучних водойм щорічно пересихає. Це означає, що побудовані ставки акумулюють поверхневий дощовий та повеневий стік, який витрачається на випаровування з водної поверхні та практично не потрапляє до гирла річок та Тилігульського лиману [16].

Для кількісної оцінки впливу додаткового випаровування з водної поверхні штучних водойм на річний стік використані функції відгуку характеристик стоку на водогосподарське втручання, які маю наступний вигляд

$$k'_{\bar{Y}} = e^{-\alpha_{\bar{Y}} f_B} ; \quad (4.20)$$

$$k'_{C_v} = e^{\alpha_{C_v} f_B} ; \quad (4.21)$$

$$k'_{C_s} = e^{\alpha_{C_s} f_B} , \quad (4.22)$$

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

поверхні штучних водойм на статистичні параметри річного стоку \bar{Y}, C_V, C_S ;
 α_A – коефіцієнти інтенсивності антропогенного впливу на статистичний параметр A , які залежать від норми кліматичного стоку \bar{Y}_K як інтегрального показника зволоженості водозбору.

Визначення коефіцієнтів α_A для рівнинних територій відбувається за такими рівняннями

$$\alpha_{\bar{Y}} = 0,767\bar{Y}_K^{(-0.49)}; \quad (4.23)$$

$$\alpha_{C_V} = 0,247e^{(-0.0274\bar{Y}_K)}; \quad (4.24)$$

$$\alpha_{C_S} = 0,179e^{(-0.0246\bar{Y}_K)}. \quad (4.25)$$

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

$$\frac{\bar{W}_{PP} - \bar{W}_3}{\bar{W}_{PP}} = \frac{W_{ПОВ}}{W_{PP}} = k_{\bar{Y},3}, \quad (4.26)$$

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

\bar{W}_3 – об'єм заповнення;

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

Розрахунки сумарного коефіцієнту антропогенного впливу показали (табл. 4.3), що найбільш суттєвий вплив на стан водних ресурсів чинять втрати на заповнення штучних водойм. Найгірша ситуація спостерігається на балці Хуторська, де об'єм заповнення водойм перебільшує середній багаторічний природний річний стік цього водотоку. У річці Царега за рахунок впливу штучних водойм може бути відсутнім стік не тільки у маловодні, а і у середні за водністю роки (табл. 4.4, табл. 4.5). Відсутність стоку на річці Тилігул за рахунок впливу штучних водойм спостерігається 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 %. Оскільки роль інших приток зменшилася, внесок стоку річки Тилігул у загальний приплив вод до Тилігульського лиману зріс до 85 %.

На базі числових експериментів було встановлено, що суттєвого зменшення втрат стоку можна досягнути лише при зменшенні сумарного об'єму існуючих штучних водойм на 75 %, що може бути досягнуто шляхом

відновлення природних умов формування стоку на водозборах річок. Збереженню підлягають лише рентабельні, технічно добре оздоблені водойми, які мають використовуватися виключно за цільовим призначенням [82].

Таблиця 4.3 – Оцінка впливу штучних водойм на водні ресурси річок водозбору Тилігульського лиману

Річка	\bar{W}_{PP} , млн.м ³	Об'єм штучних водойм, млн. м ³	f_B , %	Коефіцієнти антропогенного впливу $K_{\bar{y}}$ 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 4.4 – Характеристики побутового річного стоку (об'єми) у роки різної водності

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

Таблиця 4.5 – Зменшення припливу прісних вод від річок до Тилігульського лиману за рахунок впливу штучних водойм (%)

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

4.3 Методологія оцінки природних водних ресурсів за моделлю «клімат-стік» на основі сценаріїв змін клімату

Структура рівнянь водно-теплового балансу, представлених у виді (4.7) для багаторічного періоду, або у виді (4.1) для місячних або сезонних інтервалів часу є придатною для визначення кліматичного стоку на основі метеорологічних даних [83], які надаються у сучасних кліматичних сценаріях [84].

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

$$Y'_K = X' + (w_1 - w_2)' - E'_m \left[1 + \left(\frac{X' + (w_1 - w_2)'}{E'_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (4.27)$$

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

$$\bar{Y}'_K = (\bar{X} \pm \Delta\bar{X}) - \bar{E}'_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X} \pm \Delta\bar{X}}{\bar{E}'_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (4.28)$$

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

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

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

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

Матеріали сценаріїв змін глобального клімату у наукових розробках кінця минулого сторіччя [85] представлялися у вигляді поправочних коефіцієнтів k_X , які вводилися до початкових сум середніх багаторічних опадів \bar{X} . Зміна опадів оцінювалась як $\Delta\bar{X} = k_X \bar{X}$. Середня багаторічна величина максимально можливого випаровування у кліматичних умовах сценарію розраховувалась за (4.4) з використанням сценарних даних про місячні температури повітря [86].

Числові експерименти, виконані на основі рівняння водно-теплового балансу (4.28), показали, що зміна середніх багато річних величин кліматичного стоку стає значущою, тобто перевищує точність розрахунку даної величини, при зміні річних опадів на $\pm 3,5\%$ або при зміні сум середніх місячних температур повітря за період червень-серпень на $\pm 2,5^\circ \text{C}$. 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 [87].

Для оцінки водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману використовувались дані сценаріїв глобального потепління A1B та A2 [88]. Сюжетна лінія і сценарна родина A1 описує орієнтований на ринок світ, який характеризується найбільш швидким економічним ростом. Пік кількості населення буде спостерігатися у 2060 р., яке потім піде на спад. Основними тенденціями є поступове зближення різних регіонів, зміцнення потенціалу та активізація культурних і соціальних взаємозв'язків при значному зменшенні регіональних відмінностей в доході на душу населення. Лінія A1 поділяється на три групи, які описують альтернативні напрямки технологічного прогресу: інтенсивне використання викопних видів палива (A1FI), енергетичні ресурси

без викопних видів палива (A1T) та рівновага за усіма джерелами (A1B). Сценарій зміни клімату A1B реалізований в регіональній кліматичній моделі REMO, яка розроблена в Інституті метеорології імені Макса Планка в Гамбурзі, Німеччина. REMO об'єднує колишню чисельну модель прогнозу погоди EUROPA-MODEL для розрахунків термодинамічних характеристик і блоку глобальної кліматичної моделі ECHAM4 [89].

В сучасних сценаріях, до яких відноситься сценарій A1B, горизонтальний розмір координатної сітки становить 255*170 вузлів. Кроком розрахунків є 15 хвилин або 25 км.

4.4 Оцінка природних водних ресурсів за моделлю «клімат-стік» на основі сценаріїв змін клімату за розрахункові періоди

Для оцінки наслідків впливу глобального потепління на формування водних ресурсів сценарій A1B був розглянутий для території України в цілому [90]. Середні багаторічні величини суми річних опадів, максимально можливого випаровування, річного кліматичного стоку для 28 метеорологічних станцій України були визначені за періоди 2011-2030 рр., 2031-2050 рр. за сценарієм A1B. Виконано порівняння отриманих результатів із даними про норми річного кліматичного стоку до 1989 р., починаючи з якого зміни температур повітря набули значущості на всій території України. Розподіл ізоліній відносних відхилень середніх багаторічних значень кліматичного стоку до та після 1989 р. показав, що на території Північно-Західного Причорномор'я зменшення водних ресурсів буде найбільшим. У період 2031-2050 рр. воно досягне 60-70 % (рис. 4.2).

Зроблені оцінки водних ресурсів на майбутнє знаходяться у відповідності із результатами розрахунків, отриманими С.І. Сніжком та І.В. Купріковим [91, 92], які виконували розрахунки водних ресурсів України за балансовим методом, запропонованим французьким вченим L. Turk (1954) та розвинутим польським гідрологом Z. Kaszmarek (1993).

Для річок водозбору Тилігульського лиману на основі рівняння (4.28) оцінювалися середні багаторічні величини річного кліматичного (природного) стоку за обрані розрахункові періоди, наведені у сценаріях змін глобального клімату (A1B). В залежності від визначених середніх багаторічних величин розраховувалися за (4.13, 4.14) коефіцієнти варіації й асиметрії (табл. 4.6). Отримано, що у 2001-2040 рр. водні ресурси річок басейну Тилігульського лиману у природних (непорушених водогосподарською діяльністю) умовах зменшаться від 56 млн.м³ (за даними до 1989 р.) до 29 млн.м³, тобто зменшення досягне 48 %. Припливу прісних вод від річок Царега, Балайчук, Хуторська майже не буде у маловодні та

середні за водністю за водністю роки (табл. 4.7). Водність річки Тилігул також наблизатиметься до нуля у маловодні роки. Внесок припливу прісних вод до Тилігульського лиману від річки Тилігул становитиме 82 %.

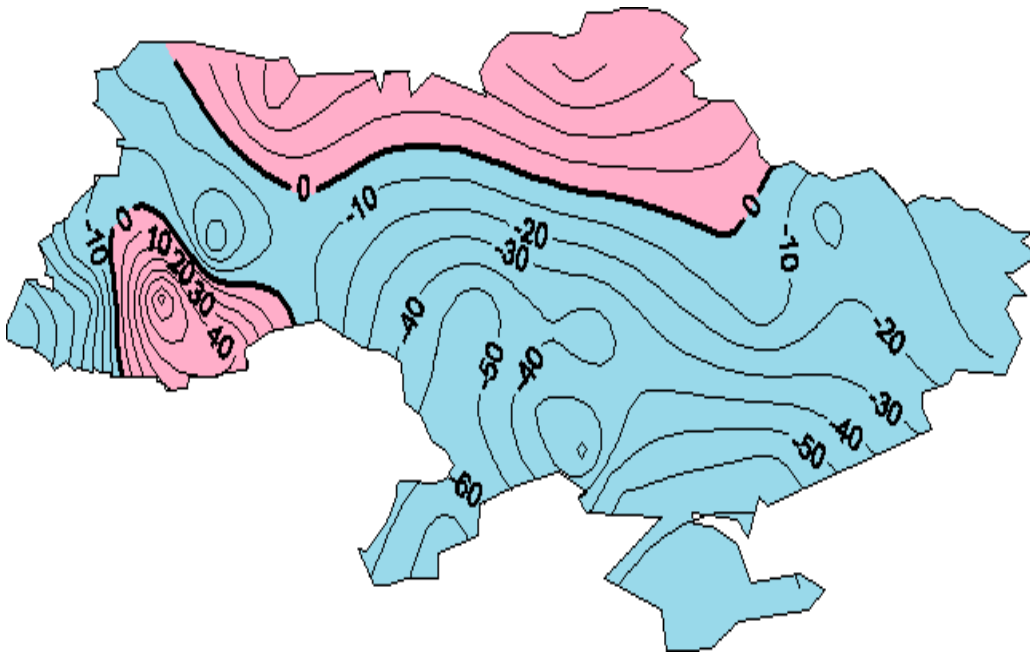


Рисунок 4.2 – Просторовий розподіл відносних відхилень (%) норм річного кліматичного стоку за період 2031-2050 рр. у порівнянні із даними до 1989 р. (сценарій А1В)

Таблиця 4.6 – Статистичні параметри природного річного стоку у період 2001-2040 рр. (сценарій А1В)

Річка	Норма кліматичного стоку, \bar{Y}_K , мм	Параметри природного річного стоку				
		\bar{Y}_{PP} , мм	\bar{Q}_{PP}	\bar{W}_{PP} , $\text{м}^3 \cdot 10^6$	C_V	C_S
Тилігул	13	6,8	0,765	24,1	1,91	3,24
Царега	9,5	2,9	0,0604	1,91	3,23	5,49
Балайчук	9,7	3,3	0,0613	1,93	2,98	5,07
Хуторська	7,3	2,04	0,00699	0,220	3,89	6,62
Боковий приплив	8,50	2,55	0,0282	0,890	3,40	5,79
				$\Sigma W =$ 29,05		

Таблиця 4.7 – Ординати кривої забезпеченості природного річного стоку у період 2001-2040 рр.

Річка	Розрахункова величина стоку	Значення річного стоку заданої забезпеченості, <i>P</i> , %							
		0,01	1	5	25	50	75	95	99
Тилігул	Шар стоку, мм	145	60,4	32,2	8,62	1,47	0,000	0,000	0,000
	Об'єм стоку, млн. м ³	514	214	114	30,5	5,23	0,000	0,000	0,000
Царега	Шар стоку, мм	141	46,3	18,6	2,99	0,000	0,000	0,000	0,000
	Об'єм стоку, млн. м ³	93,0	30,5	12,3	1,97	0,000	0,000	0,000	0,000
Балайчук	Шар стоку, мм	141	48,0	20,7	2,27	0,000	0,000	0,000	0,000
	Об'єм стоку, млн. м ³	82,4	28,1	12,1	1,33	0,000	0,000	0,000	0,000
Хуторська	Шар стоку, мм	135	39,4	13,9	0,850	0,000	0,000	0,000	0,000
	Об'єм стоку, млн. м ³	14,6	4,25	1,49	0,0917	0,000	0,000	0,000	0,000
Боковий приплив	Шар стоку, мм	135	43,3	16,8	1,34	0,000	0,000	0,000	0,000
	Об'єм стоку, млн. м ³	47,2	15,1	5,85	0,466	0,000	0,000	0,000	0,000

Через зміну кліматичних умов та зменшення природних водних ресурсів у 2011-2040 рр. вплив водогосподарської діяльності посилиться (табл. 4.9), що знайде своє відображення у коефіцієнтах антропогенного впливу, які визначаються за рівняннями (4.20-4.26).

За рахунок сумісного впливу кліматичних змін та водогосподарської діяльності водні ресурси річок водозбору Тилігульського лиману зменшаться у порівнянні із даними до 1989 р. (56 млн.м³, природні умови) на 79 % і становитимуть 13,6 млн.м³. При цьому їх зменшення в умовах водогосподарської діяльності (побутовий стік) відбудеться у межах від 33 млн.м³ (до 1989 р.) до 13,6 млн.м³ (у 2011-2040 рр.) і складатиме 58,8 %. Безпосередньо у 2011-2040 рр. за рахунок водогосподарської діяльності норма природного стоку зменшиться від 29,05 млн.м³ до 13,6 млн.м³, що

дорівнює зменшенню водних ресурсів на 53,2 %. Внесок річки Тилігул у приплив прісних вод до лиману збільшиться до 88 %.

Таблиця 4.8 – Кількісна оцінка впливу штучних водойм на водні ресурси у період 2001-2040 рр.

Річка	\bar{Y}_K , мм	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$\bar{W}_{ПР}$, млн.м ³	Об'єм штучних водойм, млн. м ³	f_B , %	Коефіцієнти антропогенного впливу $K_{\bar{Y}}$ при різних чинниках		
						напов- нення	додаткове випаро- вування	сумар- ний коєфі- цієнт
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 4.9 – Характеристики побутового та природного річного стоку у період 2001-2040 рр.

Річка	Норма природного стоку, $\bar{Y}_{ПР}$, мм	Норма природного стоку, $\bar{W}_{ПР}$, млн.м ³	Характеристики побутового річного стоку		Зміни, %
			$\bar{Y}_{ПОБ}$, мм	$\bar{W}_{ПОБ}$, м ³ 10 ⁶	
Тилігул	6,8	24,1	3,4	12	-50,0
Царега	2,9	1,91	0,087	0,573	-69,8
Балайчук	3,3	1,93	1,090	0,640	-66,8
Хуторська	2,04	0,220	0,00	0,00	-100
Боковий приплив	2,55	0,890	1,04	0,36	
		$\sum W =$ 29,05		$\sum W =$ 13,6	

4.5 Розрахунки хронологічних рядів стоку по за моделлю «клімат-стік» на основі сценаріїв змін клімату

Як зазначалося у підрозділі 4.1, стохастичне моделювання часових рядів природного річного стоку відбувалося за простим ланцюгом Маркова з використанням на вході у стохастичну модель статистичних параметрів річного природного стоку, визначених за моделлю “клімат-стік”. Перехід від природного до побутового річного стоку реалізовувався на основі рівнянь водогосподарських балансів, випадкові складові яких представлялися в ймовірнісній формі, а не випадкові бралися постійними на кожному кроці моделювання (див. підрозділ 4.2). В результаті були отримані штучні ряди побутового стоку, кожен з яких відповідав заданому рівню водогосподарської діяльності.

Проте, для прогнозу хронологічного ходу річних величин природного та побутового річного стоку за сценаріями 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 хід стоку за даними про статистичні параметри, необхідно установити ймовірність появи або перевищення (забезпеченість) значення річного стоку кожного розрахункового року.

Оскільки кліматичний стік, визначений за рівняннями (4.27) або (4.28), 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 $\beta_H = \frac{H}{E_m}$ або у спрощеному варіанті

$\beta_X = \frac{X}{E_m}$. Індекс $\beta_X = \frac{X}{E_m}$ часто називають індексом посушливості.

Значення $\beta_X < 0,5$ характеризують аридність клімату [93]. З рисунків 4.3-4.4 добре видно, що за сценарієм А1В клімат стає значно посушливішим ніж у минулому сторіччі, оскільки з 2015 р. переважають значення $\beta_X < 0,5$ [94].

Отримані щорічні значення β_H або β_X розташовувалися у спадному порядку і для кожного з них розраховувалася емпірична забезпеченість. Справедливість запропонованого підходу проілюстрована на рис. 4.5, де показане існування статистично значущого зв'язку між забезпеченістю величин річного стоку q та значень β_H .

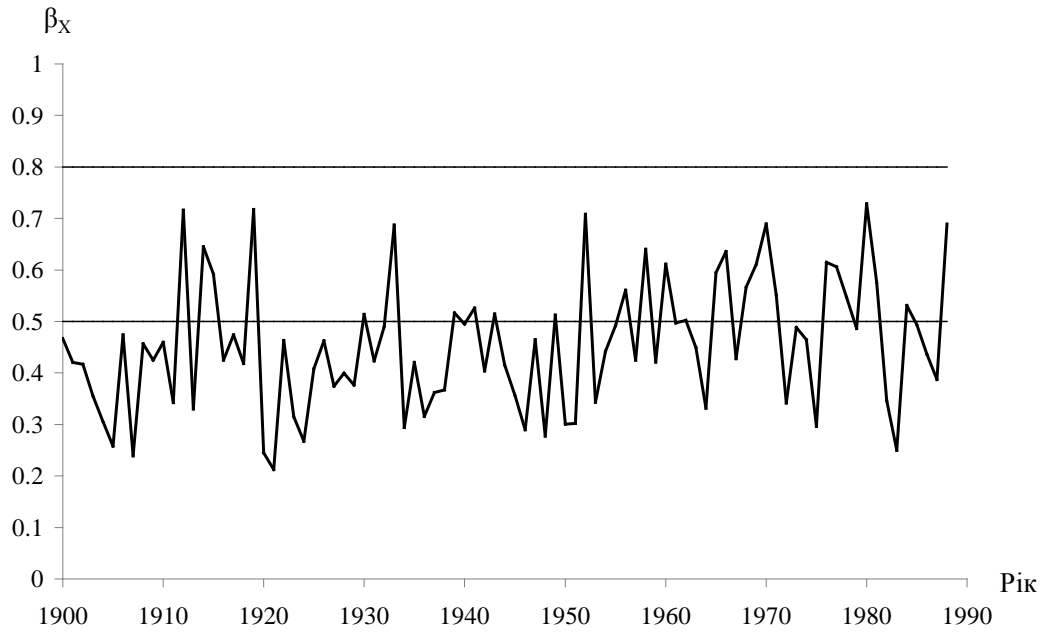


Рисунок 4.3 – Хронологічний хід індексу β_x , метеостанція Одеса, 1900-1988 рр.

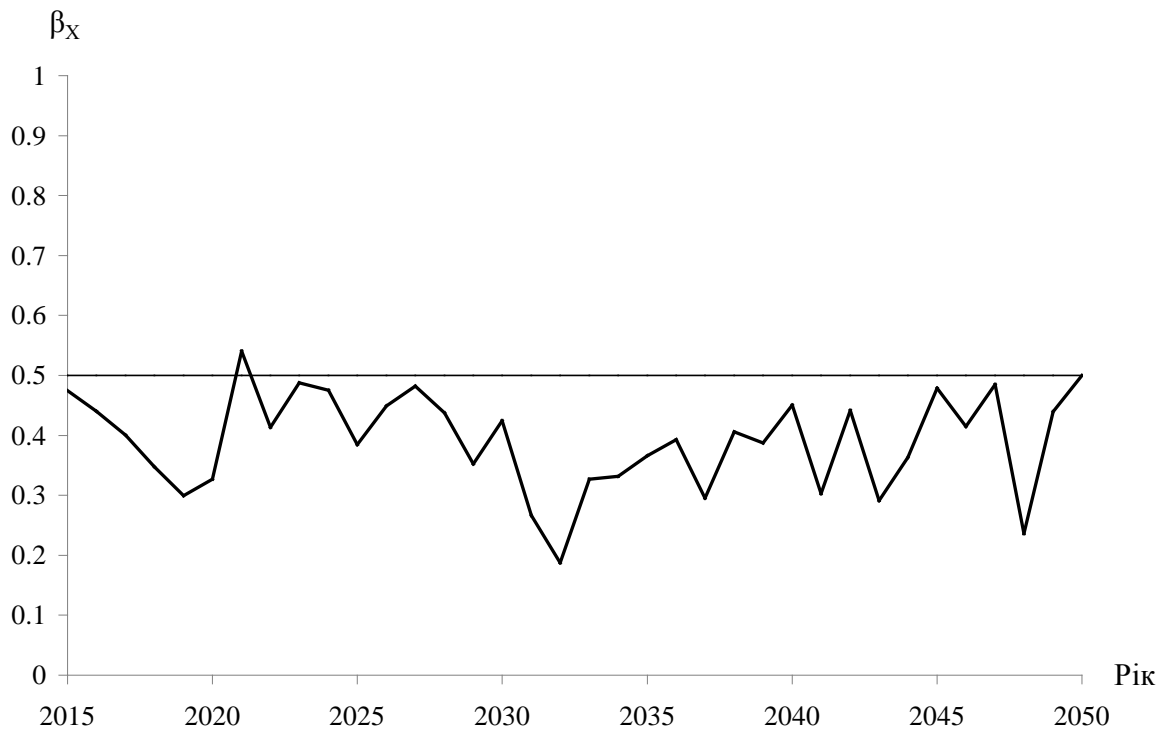


Рисунок 4.4 – Хронологічний хід індексу β_x за сценарієм А1В, метеостанція Одеса, 2015-2050 рр.

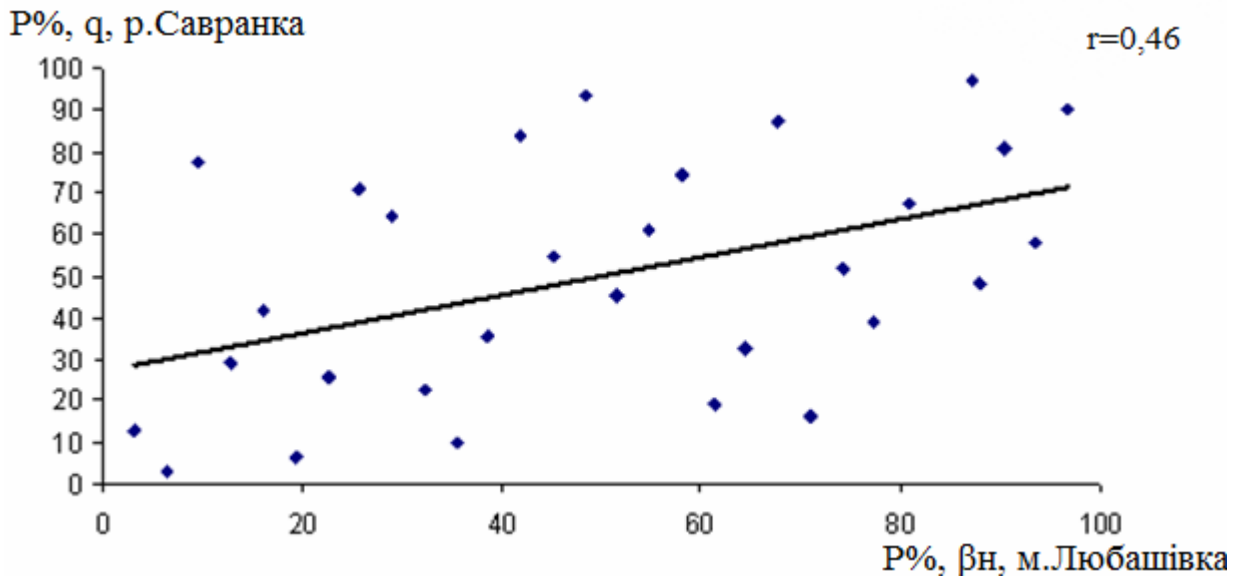


Рисунок 4.5 – Зв'язок між значеннями забезпеченості стоку q та метеорологічного показника β_H , r – коефіцієнт кореляції

Якщо відомі забезпеченість року P та статистичні параметри стоку (середнє багаторічне значення, коефіцієнт варіації та коефіцієнт асиметрії), установлені для заданого періоду, то 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 його величин можливий на основі внутрішньорічного розподілу стоку, який може змінюватись в залежності від змін кліматичних умов.

Для розрахунків β_H при визначенні забезпеченості водності року стоку та кліматичного стоку за (4.27) необхідні дані не тільки про річну величину $E'_{m,pik}$, а й про її внутрішньорічний розподіл. Для досягнення цієї мети значення максимально можливого випаровування за кожен розрахунковий місяць були представлені у відсотках від величини $E'_{m,pik}$, яка розподілялась у межах року пропорційно внутрішньорічному розподілу дефіциту вологи у повітрі [95]

$$E'_{m,i} = E'_{m,pik} \frac{d_i}{\sum_1^{12} d_i}, \quad (4.29)$$

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. 4.10) [96].

Таблиця 4.10 – 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°C утворює талий стік, який формує весняне водопілля. Таким чином, при розрахунках за методом водно-теплогового балансу (4.27) 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 неперушеним водогосподарською діяльністю водним режимом [97].

Особливого значення проблема установлення ролі твердих опадів у формуванні стоку весняного водопілля набуває у зоні степу, де сніговий покрив нестійкий і 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 маловодній 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.

Після визначення місячних величин опадів та максимально можливого випаровування виконувались розрахунки сезонного та місячного кліматичного стоку за рівняннями (4.7, 4.27). Важливо зазначити, що для степової зони розраховані місячні величини кліматичного стоку можуть суттєво відрізнятися від фактичних (до 30 %), через вплив чинників підстильної поверхні, включаючи водогосподарські перетворення. У зв'язку з цією обставиною було прийняте рішення про застосування розрахункового внутрішньорічного розподілу, отриманого при розрахунках кліматичного стоку за (4.27) і представленого у відсотках для характерних по водності років.

Таким чином, місячні величини стоку у межах кожного року із стоком за рік, який дорівнює $Y_{рік,Р}$, визначалися за установленим (табл. 4.11-4.14) внутрішньорічним розподілом [98].

Результати розрахунків стоку річок у середній за водністю рік у природних та порушених водогосподарською діяльністю умовах наведені як приклад у табл. 4.13-4.14.

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

Установлені хронологічні послідовності середніх місячних величин стоку (природного та побутового) для періоду 2001-2040 рр. використовувалась для оцінки змін водного та сольового балансів Тилігульського лиману.

Таблиця 4.11 – 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

Таблиця 4.12 – 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

Таблиця 4.13 – 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 4.14 – 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

Таблиця 4.15 – Середні місячні витрати (м³/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 4.16 – Середні місячні витрати (м³/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

5 ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

Питанням формування гідрологічного режиму Тилігульського лиману та особливостей динаміки його вод присвячено досить мала кількість наукових праць. В [18], на основі наявних до 1970 р. даних спостережень, описана багаторічна та річна мінливість рівня і солоності води в лимані, особливості просторового розподілу останньої, а також чинники, які її формують. В роботах, які були видані пізніше [19, 99], на основі результатів спостережень, виконаних науковцями Інституту гідробіології НАН України в кінці 1970-х – першій половині 1980-х років, приведений опис елементів гідрологічного режиму Тилігульського лиману, оцінки складових його водного балансу, у тому числі водообміну з морем через з'єднувальний канал, результати розрахунків інтегральної за глибиною вітрової циркуляції вод за моделлю Фельзенбаума, опис термічного режиму лиману.

Аналіз сучасного гідрологічного режиму лиману та чинників, які його формують, а також особливостей динаміки вод на підставі результатів гідродинамічного моделювання приведений в роботах [2, 100-103].

5.1 Мінливість рівня води

Водний режим Тилігульського лиману визначається об'ємами припливу вод з його водозбірного басейну, співвідношенням кількості атмосферних опадів, які випадають на водне дзеркало лиману, і об'ємами випаровування з нього, наявністю водообміну лиману з морем через штучний з'єднувальний канал. Головна особливість формування водного балансу Тилігульського лиману, полягає в тому, що навіть у середній за водністю рік річний об'єм випаровування з водної поверхні лиману перебільшує сумарне надходження прісних вод з атмосферними опадами та стоком річок, тобто прісний баланс водойми є від'ємним (див. розділ 7.7). Це призводить до значних сезонних та міжрічних коливань рівня води в лимані у залежності від наявності, тривалості та інтенсивності водообміну з морем через з'єднувальний канал «лиман-море».

На рис. 5.1 представлені коливання середньомісячних значень рівня води в Тилігульському лимані за період стаціонарних спостережень, які проводилися в його південній частині (сmt Коблево) з 1936 по 1987 рр. Видно, що до будівництва каналу рівень води в лимані в окремі роки знижувався до позначки мінус 1,3-1,9 м БС. Середня відмітка рівня Чорного моря в порту Одеса в цей період дорівнювала мінус 0,21 м БС. Після з'єднання лиману з морем рівень води в лимані не опускався нижче мінус 1,2 м БС. Значно підвищився середній багаторічний рівень. Внаслідок впливу сезонної мінливості рівня моря (зумовленої коливаннями стоку р.Дніпро)

змінився характер мінливості середньомісячних значень рівня води в лимані в травні-серпні (рис. 5.2). Проте розмах сезонних коливань рівня води змінився несуттєво – з 0,32 м в період 1936-1958 рр. до 0,35 м в 1960-1987 рр.

В XXI ст. спостереження за рівнем води в лимані виконуються лише час від часу. Мінливість відміток рівня води в лимані в сучасний період, відновлена за даними епізодичних спостережень, показана на рис. 5.3-5.4. Найбільш високі рівні (0,3 м БС) спостерігалися навесні 2003 р., коли в результаті інтенсивного весняного водопілля в лиман надійшла велика кількість води з поверхневим стоком.

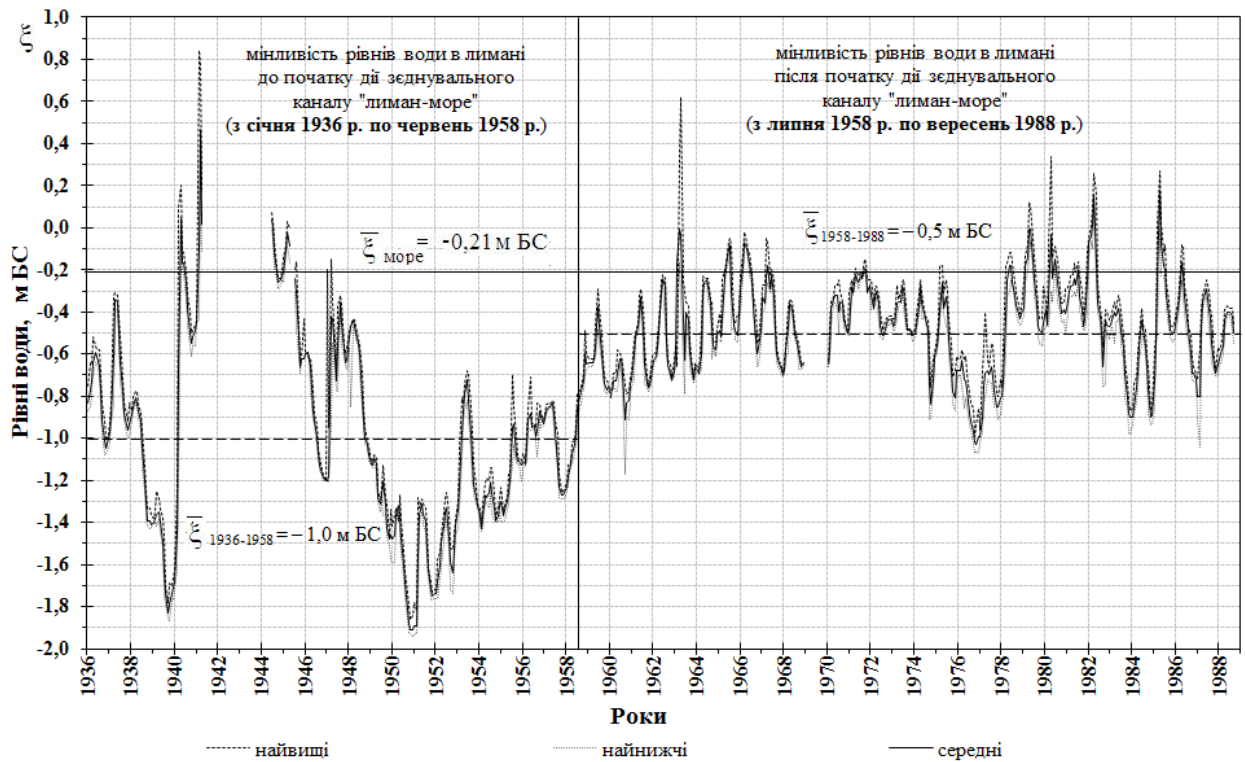
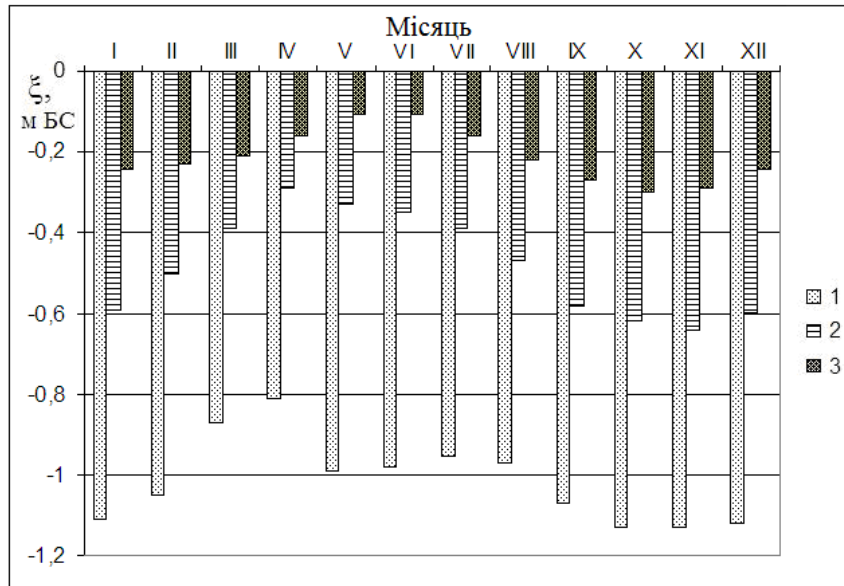


Рисунок 5.1 – Мінливість середньомісячних значень рівня води (мБС) в Тилігульському лимані за період 1936-1987 рр.

Рівень води в лимані на кілька десятків сантиметрів перевищив рівень моря (мінус 0,1-0,13 м БС) і в березні-квітні спостерігався інтенсивний вихід води з лиману в море через з'єднувальний канал. В середині червня канал було закрито і розпочалося падіння рівня лиману внаслідок інтенсивного випаровування. До кінця 2003 р. рівень знизився до відмітки мінус 0,43 м БС.

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



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

Рисунок 5.2 – Внутрішньорічна мінливість багаторічних середньомісячних відміток рівня води (м.БС) в морі та Тилігульському лимані за період до (1936-1959 рр.) і після (1960-1987 рр.) введення в дію з'єднувального морського каналу

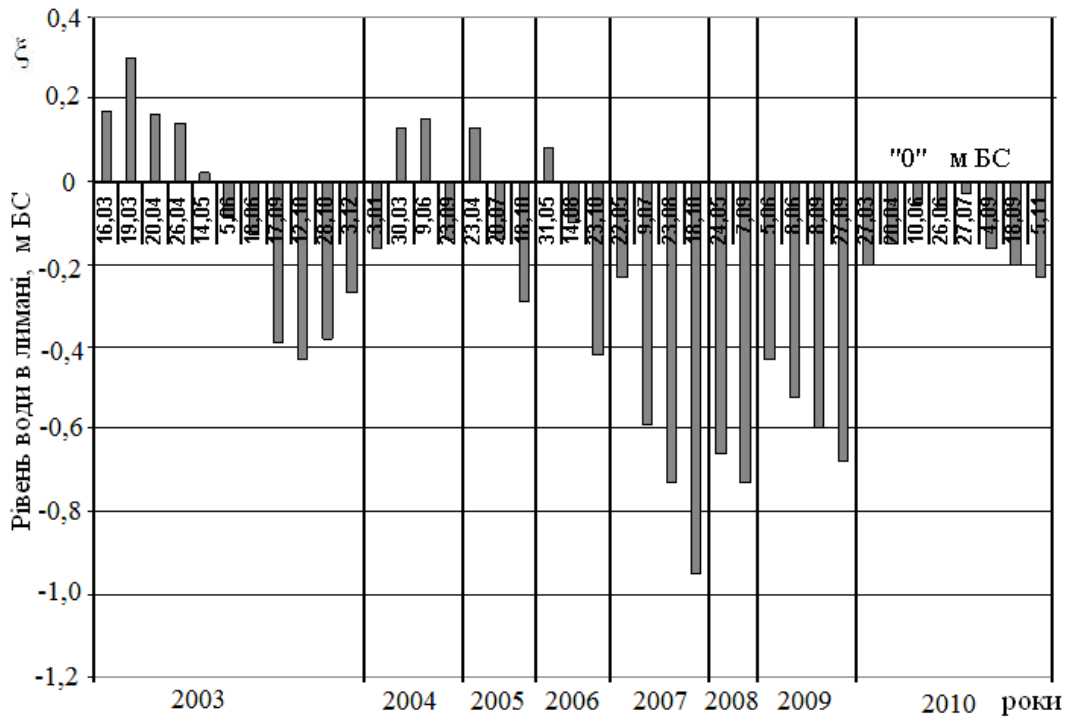


Рисунок 5.3 – Мінливість відміток рівня води в Тилігульському лимані (м.БС) за даними епізодичних спостережень в 2003-2010 рр.

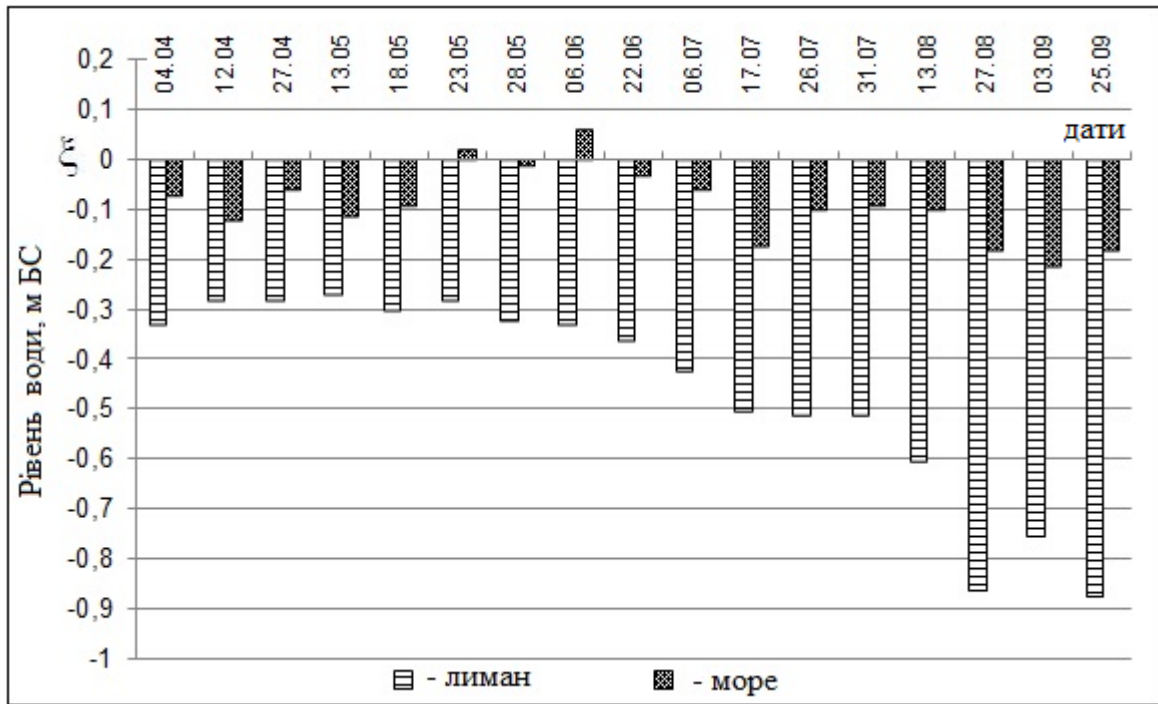


Рисунок 5.4 – Значення відміток рівня води (мБС) в Тилігульському лимані і морі у відповідні дати 2012 р.

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

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

Якщо у червні-вересні 2010 р. на поверхню лиману випало 257 мм атмосферних опадів, то за той же період 2012 р. – лише 73 мм. Стік р.Тилігул в літні місяці був відсутній. З'єднувальний канал функціонував з середини травня до кінця липня. Тому у вересні 2012 р. рівень води в лимані знизився до відмітки мінус 0,86-0,95 мБС (рис. 5.4, табл. 2.4).

Спостереження проведені у березні 2014 р. та квітні 2015 р. показали (табл. 2.4), що відмітка води в лимані до відкриття з'єднувального каналу може знижуватися до мінус 1,3 м БС, що є наслідком низької пропускної здатності каналу через його критичне обміління на деяких ділянках. Навіть при відкритій та поглибленій (на відстань 200 м від моря) морській ділянці каналу, рівень води лимані підвищився у травні 2015 р. лише на декілька

сантиметрів, а у червні знову почав знижуватися внаслідок інтенсифікації випаровування.

5.2 Мінливість термогалинних умов

Протягом року температура води в лимані може змінюватися в широкому діапазоні: від мінус 0,1-0,2 °С взимку до 30-33 °С на мілководді влітку. Найбільш прогрітими води Тилігульського лиману бувають у липні-серпні. В цей період добовий розмах змін температури води на мілководді може досягати 6 °С (рис. 5.5). В денний час температура води у відкритій частині акваторії на 1,5 - 2,0 °С нижча, ніж біля берега.

У минулому сторіччі середня тривалість періоду з льодовими явищами становила 69 днів, а в деякі зими (1945-1946 рр.) льодяний покрив міг спостерігатися до 4 місяців. В теперішній час, в холодні зими лиман покривається льодом на період 1-2 місяці, а в теплі зими тривалість льодового періоду може складати всього один тиждень або лиман може не замерзати взагалі. Найбільша товщина льоду – 20-30 см спостерігається зазвичай на початку лютого, а в суворі зими досягає 0,5 м, як, наприклад, взимку 2002/2003 рр.

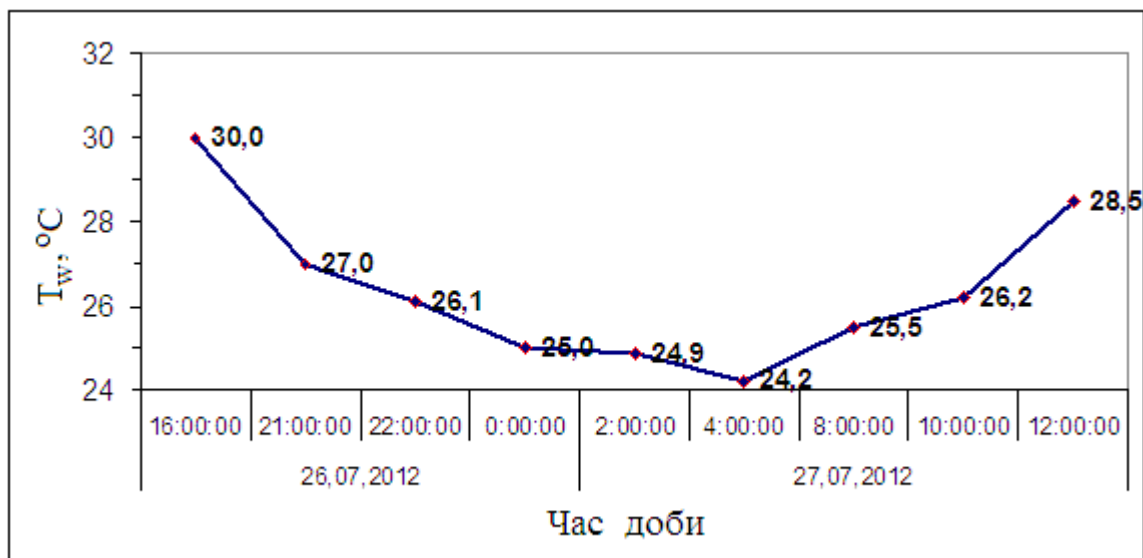


Рисунок 5.5 – Добова мінливість температури поверхневого шару води в прибережній зоні південної частини лиману (район с.Кошари)

Мінливість температури та солоності води на мілководді (2007 - 2012 рр.) та на рейдовій станції (2015 р.) центральної частини Тилігульського лиману показана на рис. 5.6. З нього видно, що до кінця червня – початку липня вода прогрівається до температур, що перевищують 25 °С.

Максимальні значення температури води (30-33°C) відзначалися наприкінці липня – початку серпня 2010 р. Поступове вихолодження вод лиману починається з середини серпня.

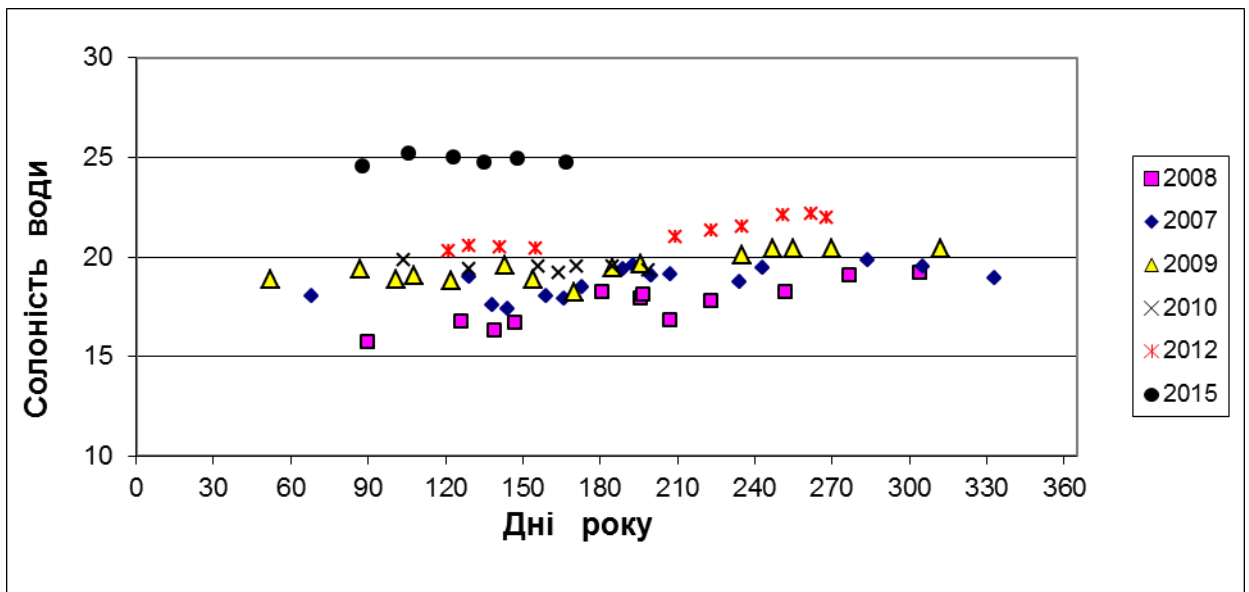
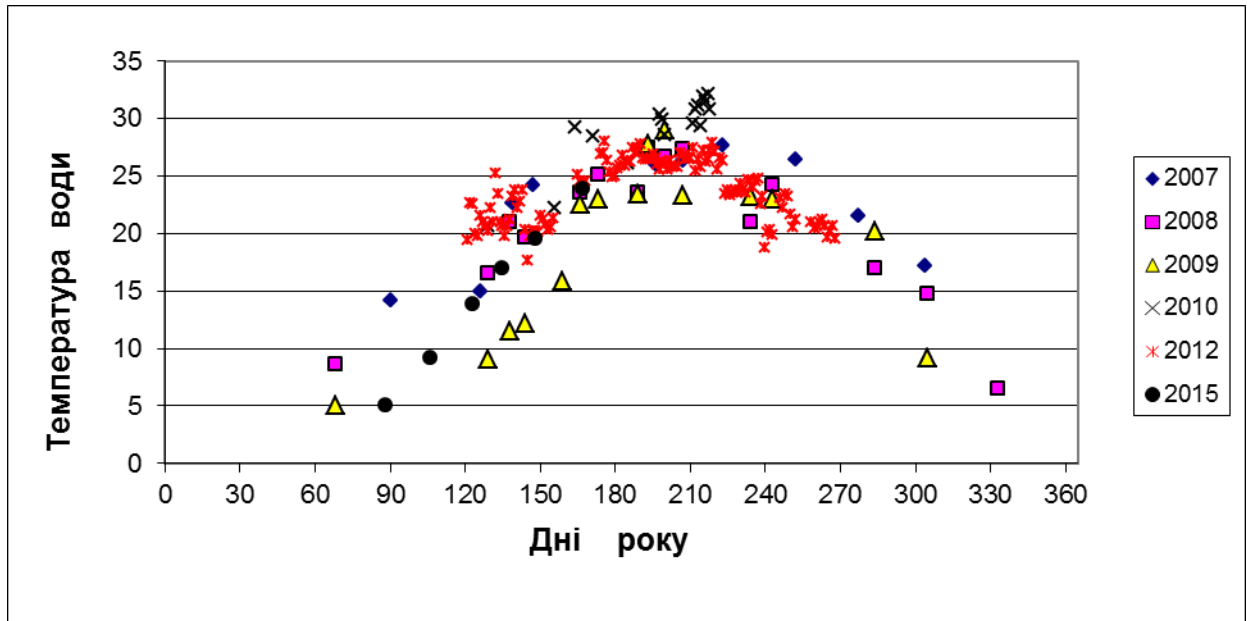


Рисунок 5.6 – Мінливість температури, °С, і солоності, ‰, води в центральній частині Тилігульського лиману

Для Тилігульського лиману характерна багаторічна тенденція підвищення солоності вод, наявність якої пояснюється зменшенням припливу прісних вод з водозбірного басейну лиману і акумуляцією солей, що надходять з морськими водами через з'єднувальний канал. У 60-х роках минулого сторіччя, коли обсяги стоку річки Тилігул складала значну частину водного балансу лиману, середні значення солоності води в північній частині лиману становили 8,7 ‰, у центральній – 11,4 ‰, а в південній – 13-15 ‰

[18]. В сучасних умовах солоність води у південній та центральній частинах лиману навіть навесні, коли присутні стік р.Тилігул та слабкий водообмін з морем через канал, можуть досягати значень 24-25 ‰ (квітень-травень 2015 р.). Наприкінці вересня 2014 р. була зафіксована солоність вод лиману 27,28 ‰. Слід відзначити, що стабільний тренд до підвищення солоності вод в лимані утворився починаючи з другої половини 80-х років ХХ ст. [52], тобто з початком глобального потепління.

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

Максимальні значення солоності води спостерігаються наприкінці літа – на початку осені в мілководній північній частині лиману, яка, разом з Балайською затокою, в літні місяці за відсутністю стоку р.Тилігул є джерелом осолонення вод лиману [2].

Уявлення про особливості просторової мінливості солоності води на акваторії лиману в літній період року дають дані малочисельних гідрологічних зйомок, наведені на рис. 5.7. Видно, що влітку 2002 р. в мілководній північній частині лиману значення солоності були меншими, ніж у центральній його частині. У локальній області, прилеглій до з'єднувального каналу, проявлявся вплив морських вод, що надходили до лиману, і солоність яких була нижча, ніж лиманних. У серпні 2012 р. солоність вод у північній частині лиману, навпаки, була максимальною, оскільки протягом всього літнього періоду стік р.Тилігул був відсутній.

Просторовий розподіл температури і солоності вод поверхневого шару Тилігульського лиману за даними гідрологічних зйомок, виконаних у квітні-червні 2015 р. наведений на рис. 5.8. У квітні-травні мінімальні значення температури води спостерігаються в морі, а максимальні – в річці Тилігул. Тому на акваторії лиману температура збільшується з півдня на північ. В червні температура морської води зрівнюється з температурою річкових вод. Мінімальні значення солоності води відзначалися у гирлі р.Тилігул, що свідчить про наявність річкового стоку в період спостережень.

Максимальні значення солоності спостерігались в центральній частині лиману, оскільки в північній частині зменшення солоності води відбувалося під впливом стоку р.Тилігул, а в південній – надходження менш солоних, ніж лиманні, вод з каналу «лиман-море».

Характерна особливість сезонної мінливості вертикальної термохалінної структури вод Тилігульського лиману полягає в можливості

формування у весняно-літні місяці сезонного термоклин у результаті, насамперед, прогріву поверхневих вод. При певному поєднанні гідрометеорологічних чинників (опрісненні і сильному прогріві поверхневих вод, сприятливих вітрових умовах) сезонний термоклин може зберігатися у глибоких частинах лиману до початку серпня. Така ситуація спостерігалася влітку 2010 р., причому характеристики термоклин у південній і центральній частинах лиману суттєво розрізнялися (рис. 5.9 - 5.10).

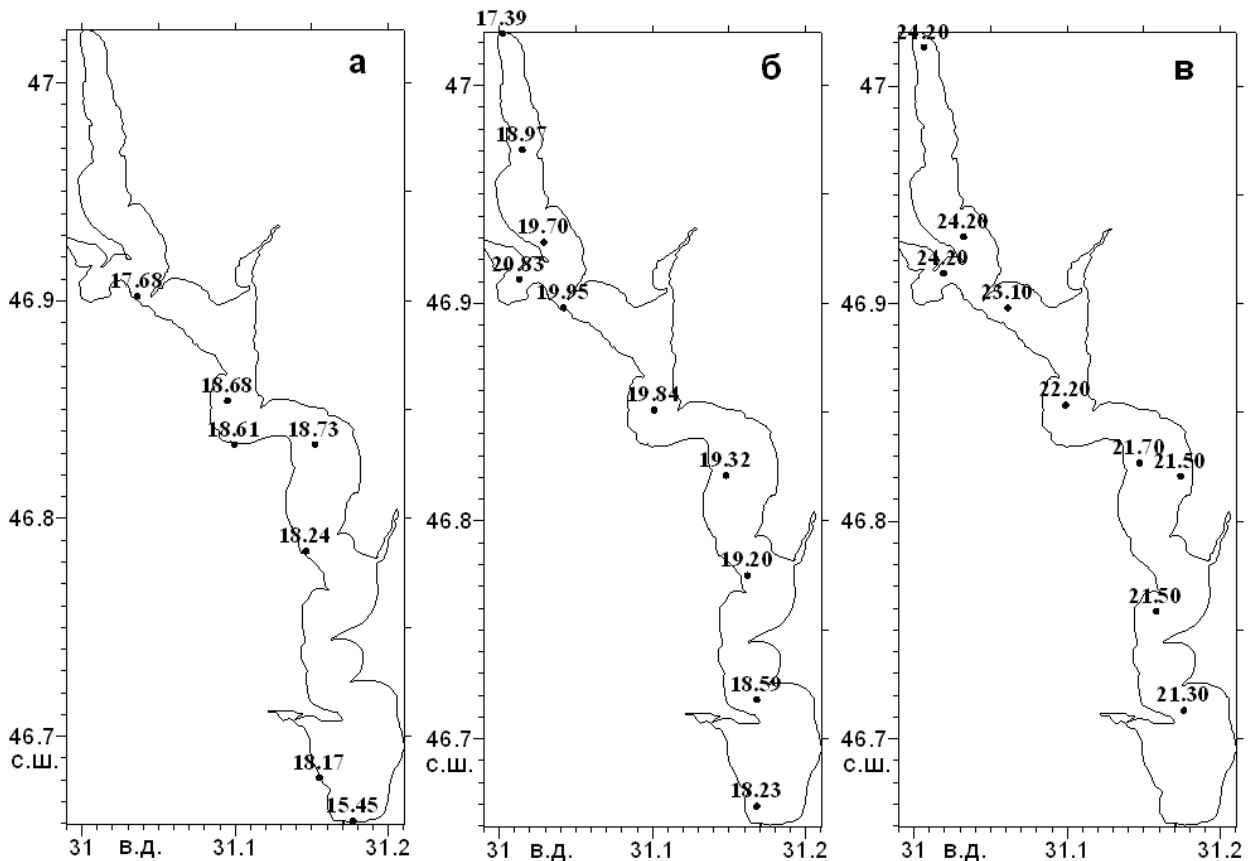


Рисунок 5.7 – Просторова мінливість солоності, ‰, вод поверхневого шару Тилігульського лиману в літній період: а) 04.06.2002 р.; б) 3.08.2002 р.; в) 23.08.2012 р.

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

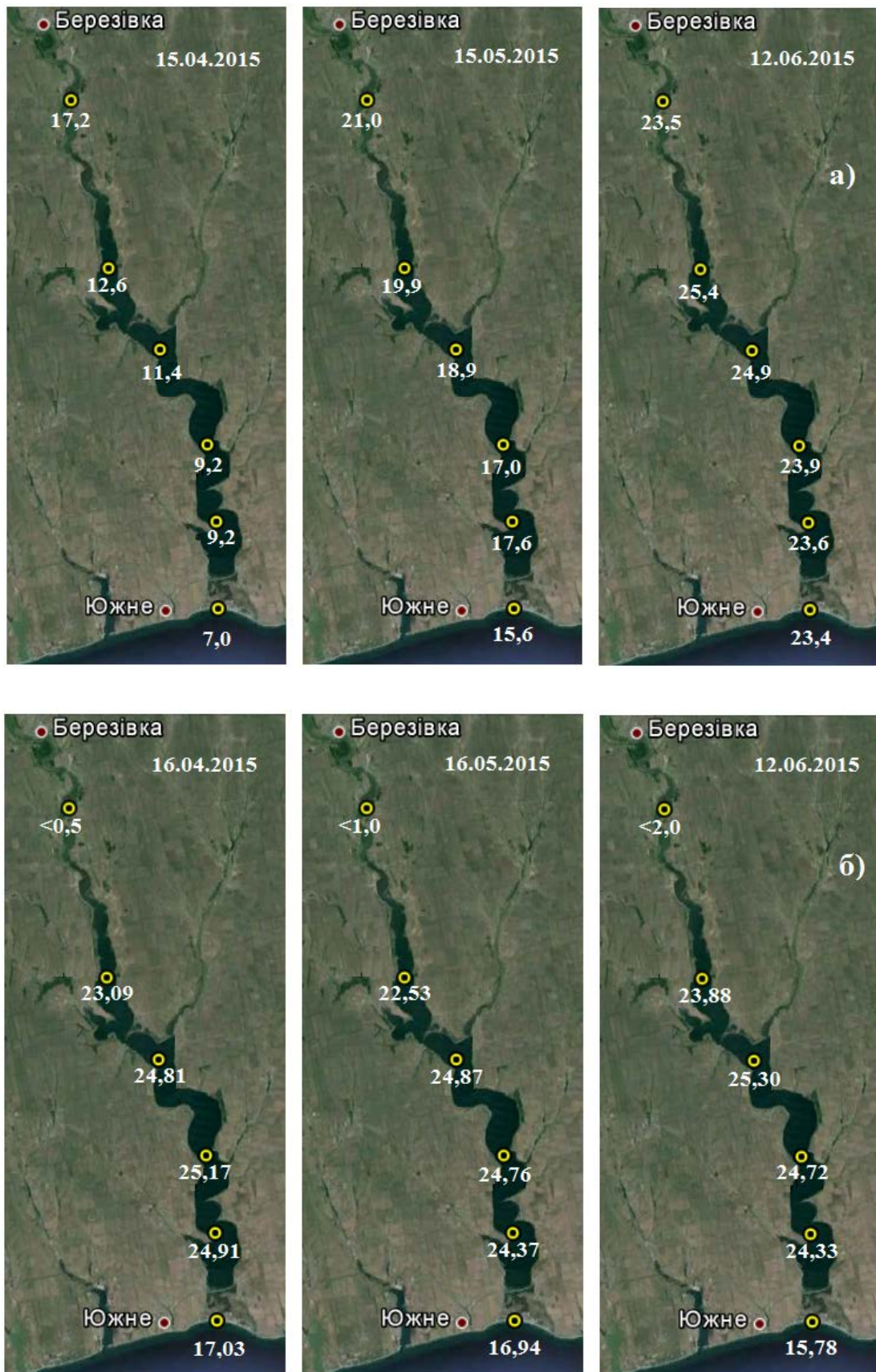


Рисунок 5.8 – Просторова мінливість температури (а), °С, і солоності (б), ‰, вод поверхневого шару Тилігульського лиману у квітні-червні 2015 р.

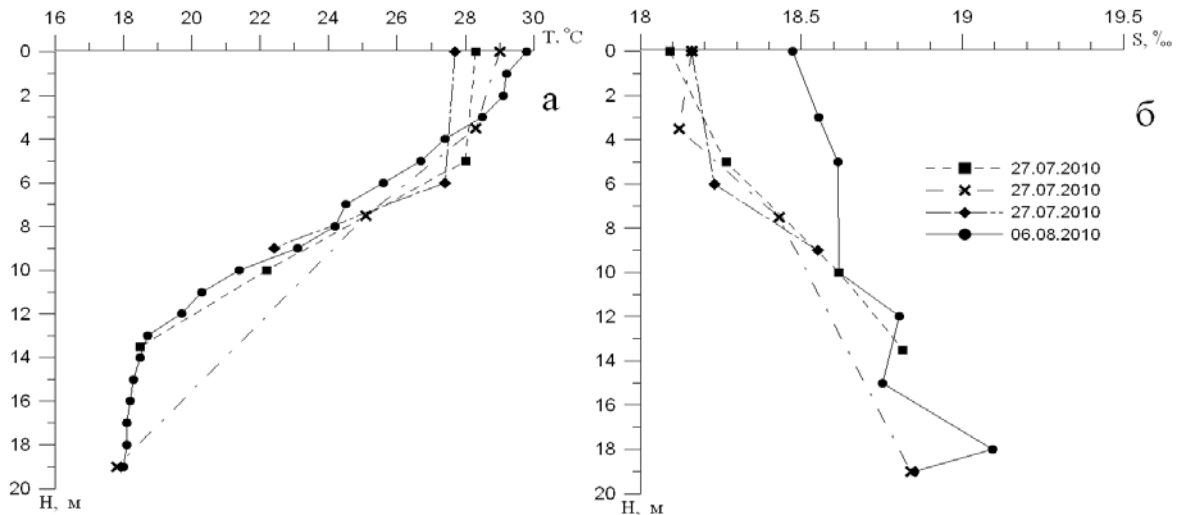


Рисунок 5.9 – Розподіл температури (а), °С, і солоності (б), ‰, води за глибиною в південній частині Тилігульського лиману в кінці липня – на початку серпня 2010 р.

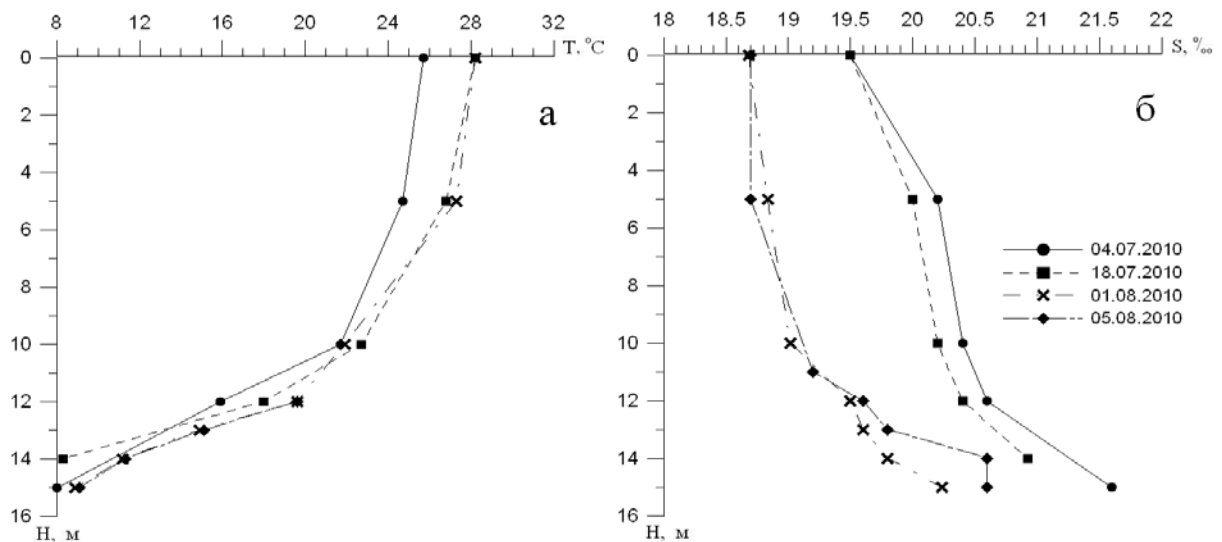


Рисунок 5.10 – Розподіл температури (а), °С, і солоності (б), ‰, води за глибиною в центральній частині Тилігульського лиману (між Ранжевою та Чіловою косами) влітку 2010 р.

На відміну від 2010 р., у 2012 р. наявність яскраво вираженого сезонного термокліну спостерігалася тільки у травні (рис. 5.11). У червні температура води придонного шару підвищилася до 20,5 °С при температурі поверхневого шару 24-27 °С, а вже з початку липня вертикальну термогалінну структуру вод лиману можна охарактеризувати як квазіоднорідну і нестійку. При цьому солоність вод придонного шару не була максимальною в стовпі води.

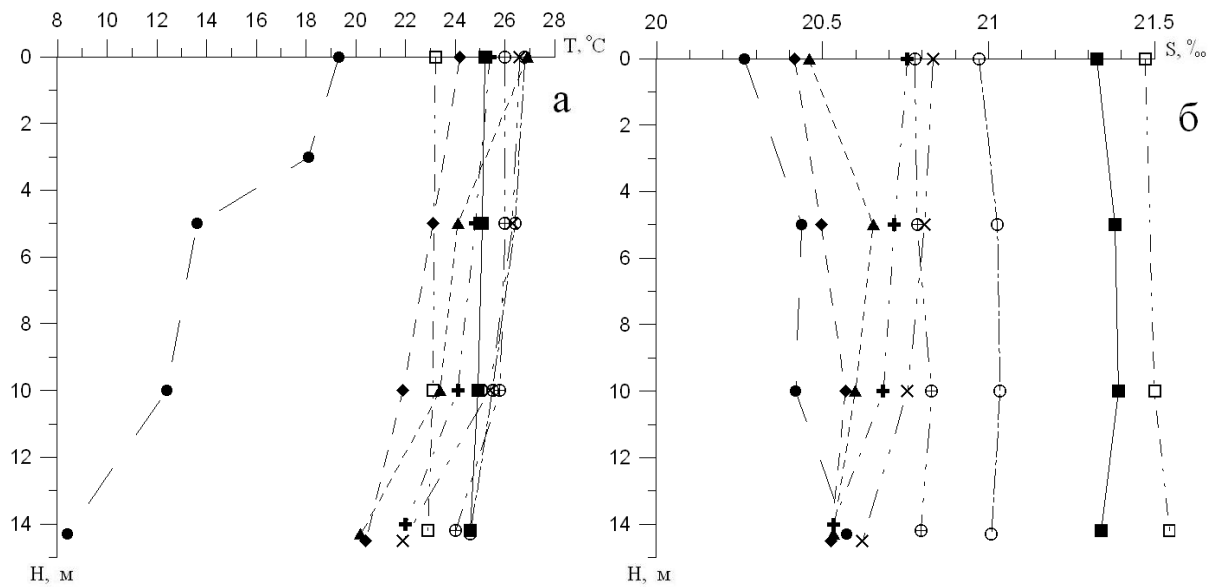


Рисунок 5.11 – Розподіл температури (а), °С, і солоності (б), ‰, води за глибиною в центральній частині Тилігульського лиману (між Ранжевою та Чіловою косами) влітку 2012 р.

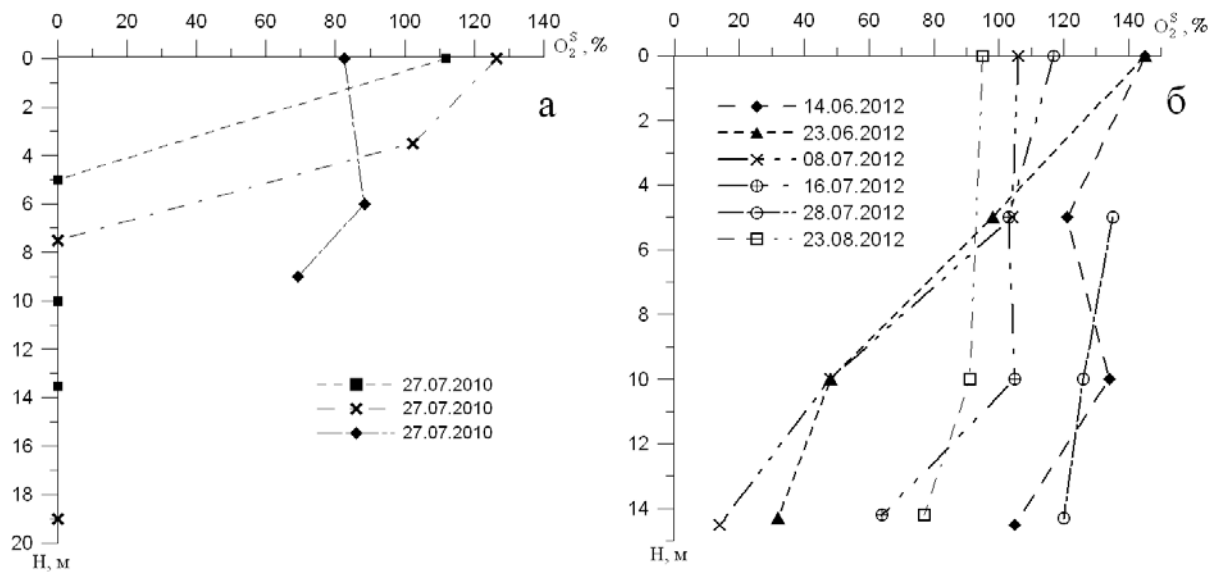


Рисунок 5.12 – Розподіл насичення киснем (%) вод Тилігульського лиману за глибиною: а) в різних точках південної частини лиману 27.07.2010 р.; б) в центральній частині лиману (між Ранжевою та Чіловою косами) влітку 2012 р.

Відмітимо, що факт формування стійкого сезонного пікнокліну в Тилігульському лимані у літній період 1963 р. вперше був описаний у роботі [18]. В кінці червня температура води рівномірно зменшувалася з 23-24 °С в поверхневому шарі до 7-15 °С в придонному шарі на глибинах більше 10 м. Солоність вод лиману змінювалася від 11 ‰ в поверхневому шарі до більш

ніж 17 ‰ – в придонному. Влітку 1963, 1964 рр. умовна густина на нижній межі шару стрибка густини була в 1,5-2,5 рази більшою, ніж на верхній межі. Автор пояснював це впливом надходження в лиман через канал морських вод з солоністю 14-16 ‰ і сильним весняним паводком 1963 р., вплив якого на вертикальну термohалинну структуру позначився не тільки в 1963 р., але і в 1964 р. Протягом наступних 1965-1968 рр., як випливає з [18], різкий сезонний пікноклін в літній період року не утворювався. Основний висновок [18]: розвиток та існування термо- і галоклину в Тилігульському лимані залежать від інтенсивності весняного паводка і сольового стану вод до моменту розвитку паводка.

В роботі [19], де узагальнені дані гідрологічних спостережень, виконаних наприкінці 70-х – 80-х років минулого сторіччя, зазначається лише утворення сезонного термoклину в лимані в період весняного прогріву вод. Так, у травні 1979 р. температура води в глибокій частині акваторії лиману зменшувалася з 16,0-16,5 °С на поверхні до 12,5-14 °С у дна на глибинах 16-18 м. Факти існування різко вираженої температурної стратифікації вод в літній період року не вказані.

На рейдових гідрологічних станціях виконаних у серпні 2002 р., липні 2014 р., придонний холодний шар вод в глибоких частинах акваторії лиману також не було виявлено, а у квітні-травні 2015 р. вертикальна термohалинна стратифікація вод в лимані взагалі була відсутня.

З рис. 5.11а-5.12б видно, що наявність навіть слабо вираженої температурної стратифікації вод лиману в літній період року (26.06.2012 р., 08.07.2012 р.) приводить до розвитку гіпоксії в придонному шарі. Наприкінці липня 2010 р. в глибоких точках акваторії лиману спостерігалася повна відсутність розчиненого кисню у водах, розташованих глибше за верхній квазіоднорідний перемішаний шар (рис. 5.12а). При слабо вираженій вертикальній температурній стратифікації у липні 2015 р. (температура води на поверхні 23,6-23,9 °С, на глибині 13,2 м – 21,0 °С, 20,9 м – 18,9 °С) також спостерігалася виникнення гіпоксії в придонному шарі глибоких ділянок акваторії лиману (табл. 6.13-6.15).

Розподіл солоності вод за глибиною в Тилігульському лимані значно більш однорідний, ніж температури води. У разі наявності слабо вираженої температурної стратифікації, влітку різниця між солоністю вод в поверхневому та придонному шарах глибоких ділянок акваторії лиману не перевищує 0,5 ‰, однак при утворенні різкого сезонного термoклину ця різниця може досягати 2,0 ‰.

5.3 Циркуляція вод

Домінуючий вплив на формування циркуляції вод в лимані чинить вітрова дія. Вимірювання течій у Тилігульському лимані, виконані з 1979 по

1988 рр., показали, що поля вітрових течій мають виключно складний характер [19]. Спроби одержати на основі натурних інструментальних спостережень детальну картину течій в лимані при стабільних вітрах не принесли позитивних результатів. Тому для отримання цілісної картини особливостей вітрової циркуляції вод в Тилігульському лимані була використана гідродинамічна модель Delft3D-FLOW [2, 101, 104-105].

Як і на попередньому етапі розрахунків акваторія Тилігульського лиману покривалась криволінійною розрахунковою сіткою 314×53 розрахункових осередків. Але, для спрощення, у вертикальній площині застосовувались 15 розрахункових рівнів перемінної товщини в σ -системі координат. Часовий шаг розв'язання рівнянь моделі брався рівним 30 с.

Розрахунки вітрової циркуляції вод виконувались при стаціонарних вітрах швидкістю 5 м/с восьми основних румбів протягом 10 діб модельного часу для кожного напрямку вітру. Повторюваність вітрів різних напрямків за даними багаторічних спостережень на найближчих до лиману берегових гідрометеорологічних станціях (ГМС) «порт Южний» та «порт Очаків» наведена в таблиці 5.1. Водообмін лиману з морем через з'єднувальний канал не враховувався. Результати розрахунків наведені на рис. 5.13-5.23.

Таблиця 5.1 – Середня багаторічна повторюваність (%) протягом року вітрів різних напрямків за даними ГМС «порт Южний» (1980-2011 рр.) та «порт Очаків» (1950-2011 рр.) [106]

ГМС	Пн	ПнС	С	ПдС	Пд	ПдЗ	З	ПдЗ
Южний	32,8	6,0	11,8	4,5	20,2	5,6	10,4	6,8
Очаків	22,2	8,2	17,7	4,5	13,8	9,0	15,0	8,5

Розрахунки вітрової циркуляції вод в Тилігульському лимані показали, що через протяжність лиману у меридіональному напрямку, значну порізанисть берегової лінії та мінливість просторової орієнтації різних її ділянок, просторова структура течій суттєво залежить від напрямку вітру.

При поздовжніх по відношенню до меридіональної осі лиману вітрах спостерігається інтенсифікація спрямованих за вітром потоків в прибережних, відносно мілководних областях (рис. 5.13, 5.17, 5.20). Уздовж повздовжньої осьової лінії лиману, якій відповідають максимальні в кожній частині лиману глибини, формуються придонні градієнтні протитечії, генеральний напрям яких протилежний вітру. Ці придонні компенсаційні протитечії суттєво впливають на поверхневі дрейфові течії, послаблюючи їх. При цьому вектори дрейфових течій відхиляються вправо від напрямку вітру.

При поперечних відносно осі лиману вітрах (рис. 5.15, 5.19), протяжні інтенсивні потоки вод уздовж берегів в центральній та південній частинах лиману не утворюються. Інтенсифікація прибережних течій має локальний

характер, зумовлений конфігурацією берегової лінії. У відкритій, глибокій частині акваторії лиману дрейфові поверхневі течії більш інтенсивні, ніж у випадку поздовжніх вітрів, оскільки вони меншою мірою послаблюються придонними компенсаційними течіями.

Встановлено, що у випадках, коли вектор швидкості вітру спрямований по нормалі до досить протяжної ділянки берегової лінії лиману, яка є навітряною, то на таких ділянках в затоках (увігнутостях берегової лінії в бік звідки дує вітер) утворюються локальні зони дивергенції поверхневих течій, яким відповідає підтік в прибережну мілководну зону глибинних вод (наприклад, рис. 5.14, 5.19, 5.23).

Інтегральна по глибині циркуляція вод в лимані має яскраво виражений осередковий характер і складається з великої кількості вихрових утворень (циркуляційних осередків). Вихрові структури перешкоджають поширенню водних мас і домішок вздовж акваторії лиману. При вітрах з північною складовою, в південній та центральній частинах лиману на схід від поздовжньої осі лиману формуються антициклонічні вихрові осередки, а на захід – циклонічні. При вітрах з південною складовою розташування вихрових осередків змінюється на протилежне. При поперечних до осі лиману вітрах осередки різного знаку завихорності чергуються уздовж лиману (рис. 5.21, 5.22).

На основі аналізу просторової структури баротропної циркуляції вод виділені чотири частини лиману, інтегральний по глибині водообмін між якими ускладнений. Межі між цими частинами проходять в районах Чілової, Калинівської кіс, коліноподібного вигину лиману між Кордонською і Широкінською косами. Між цими межами формуються замкнуті циркуляційні структури у відповідних частинах лиману.

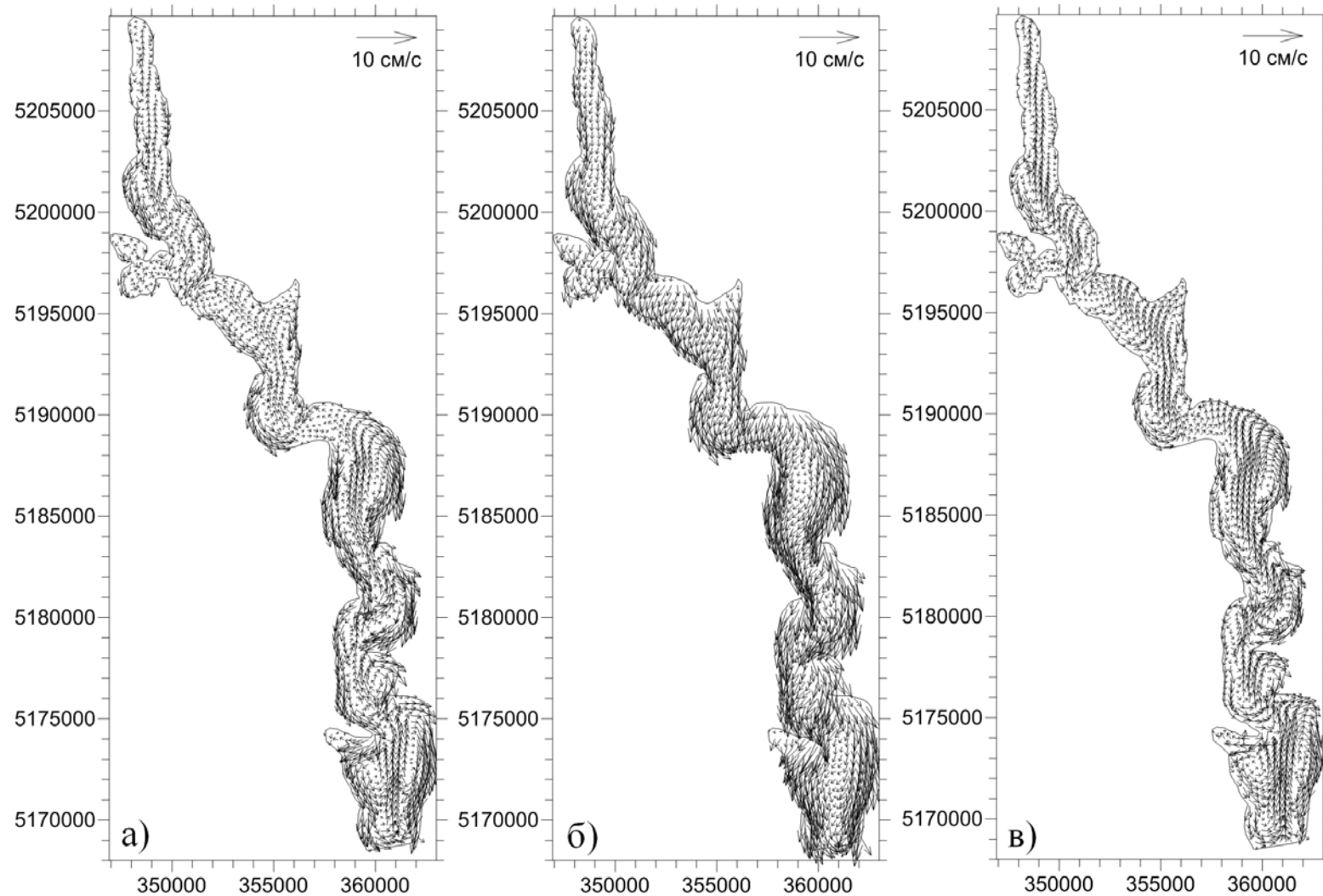


Рисунок 5.13 – Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі північного напрямку швидкістю 5 м/с. * Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

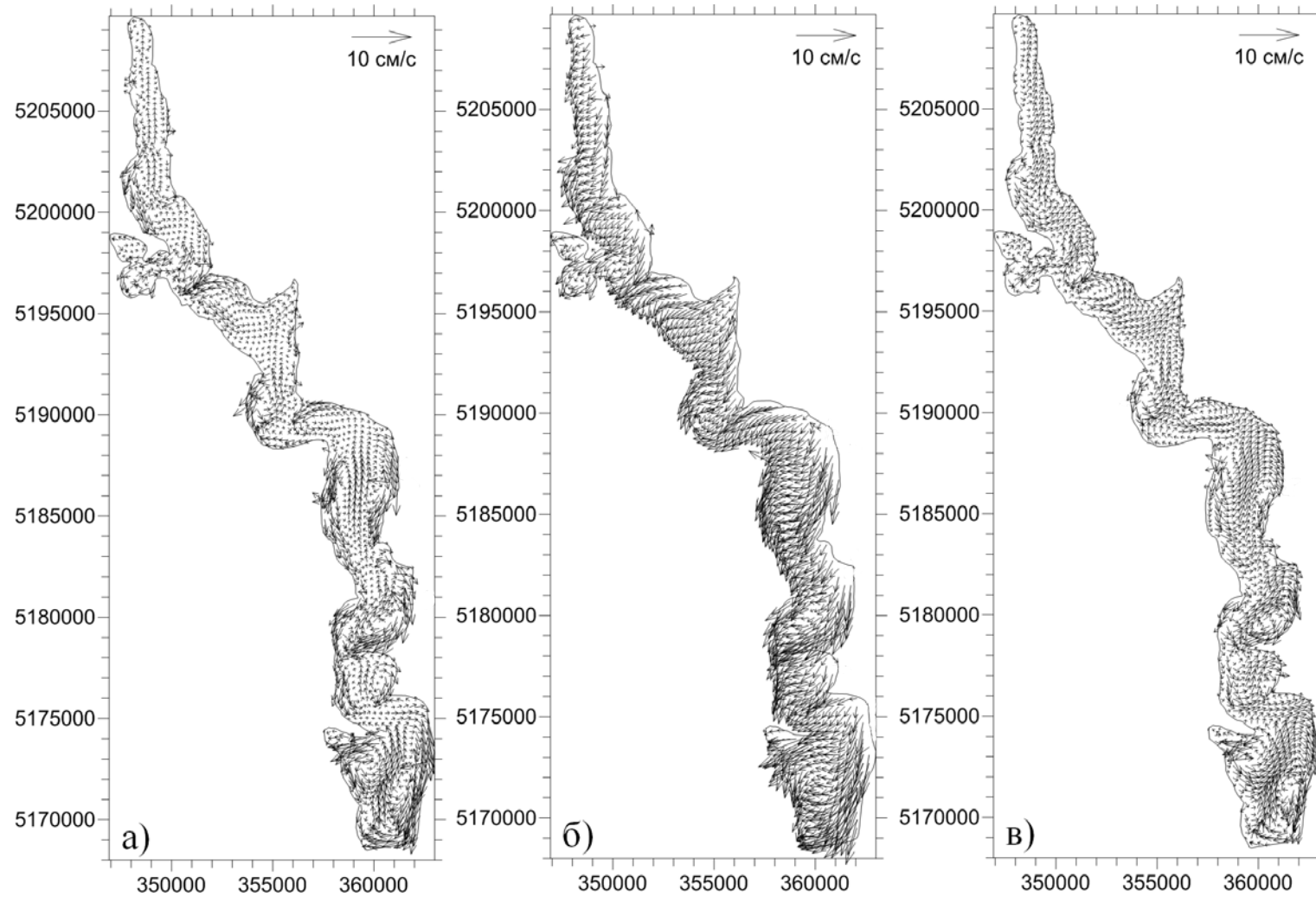


Рисунок 5.14 – Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі північно-східного напрямку швидкістю 5 м/с. * Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

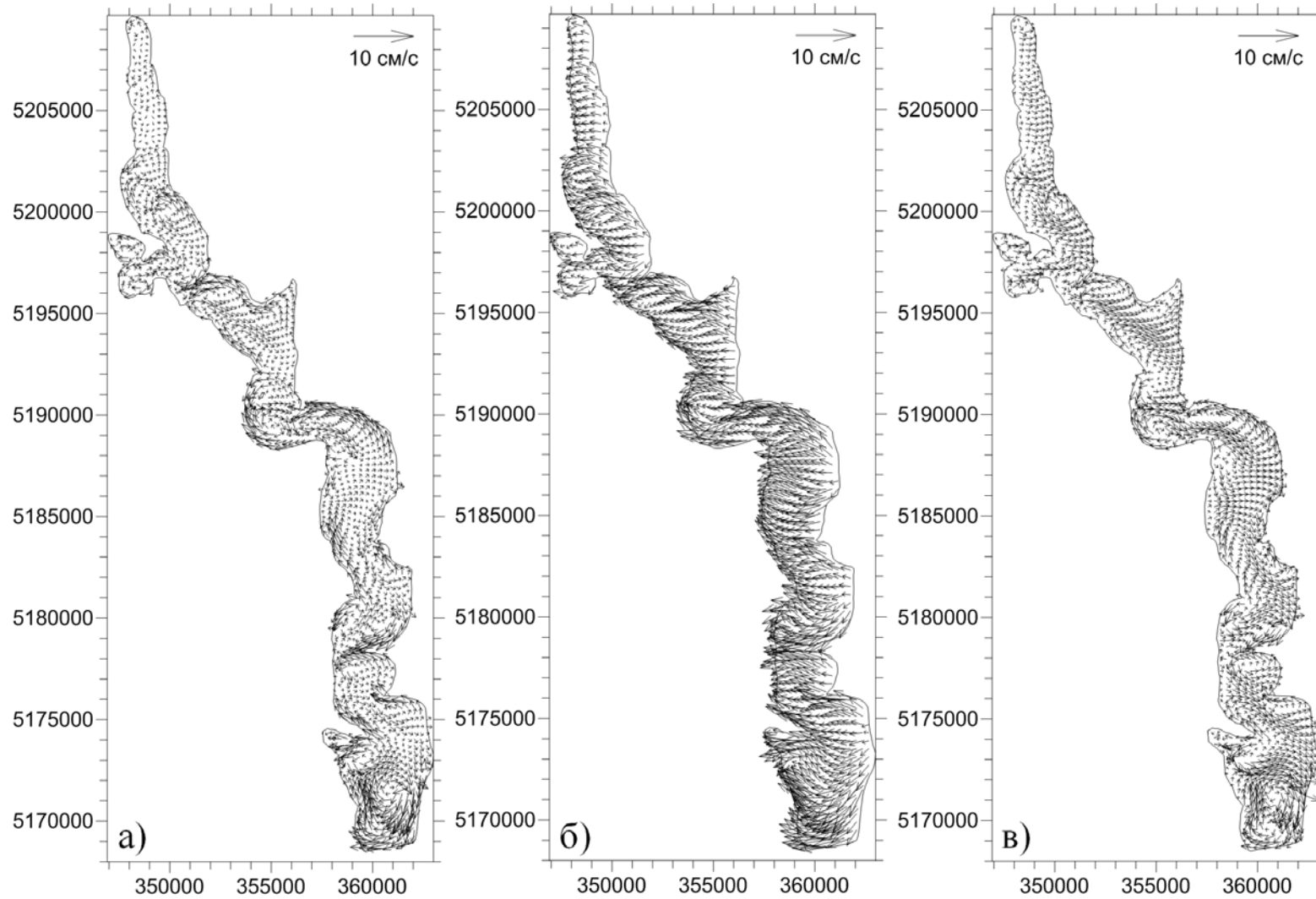


Рисунок 5.15 – Поля векторів * середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі східного напрямку швидкістю 5 м/с. * Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

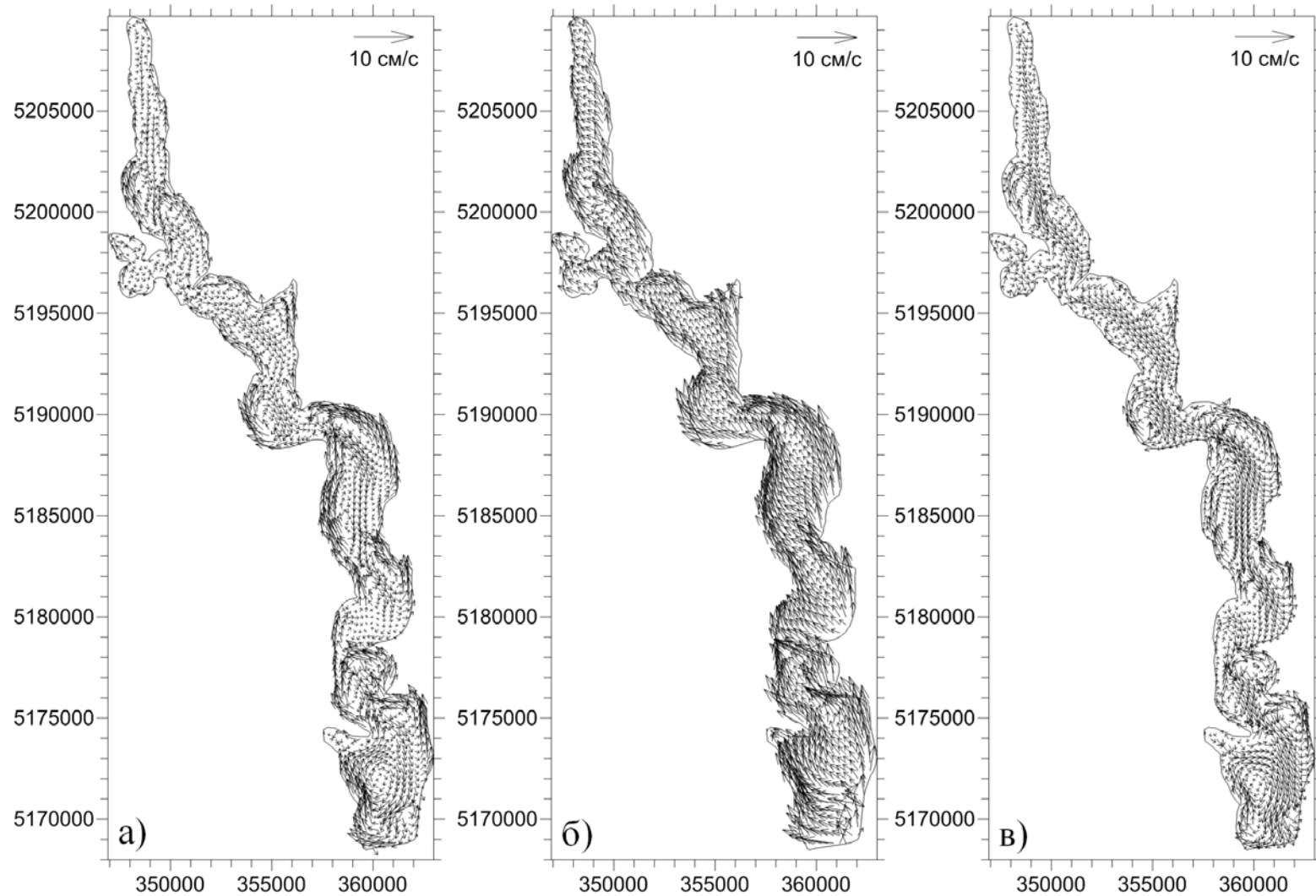


Рисунок 5.16 – Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі південно-східного напрямку швидкістю 5 м/с. * Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

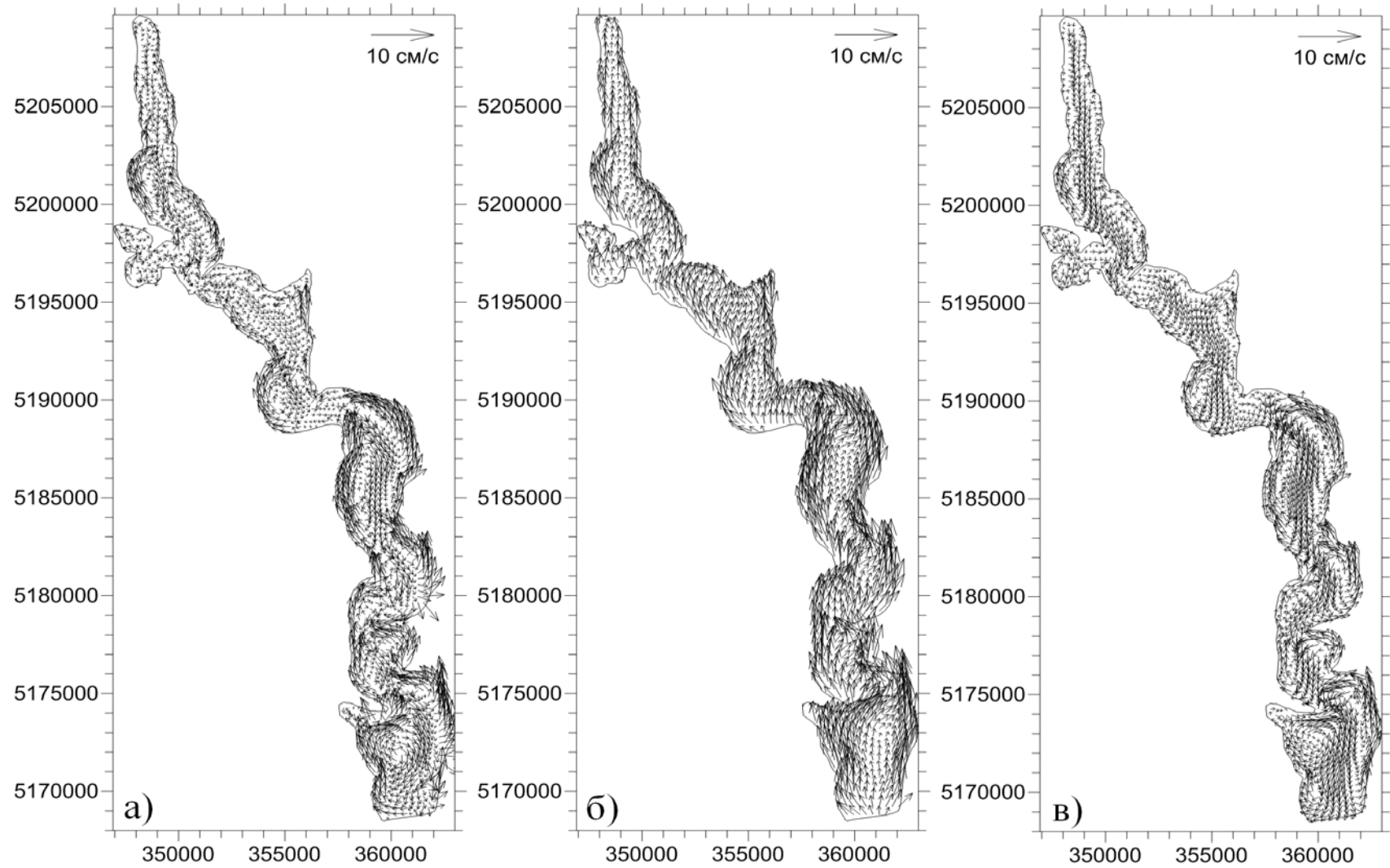


Рисунок 5.17 – Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі південного напрямку швидкістю 5 м/с. * Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

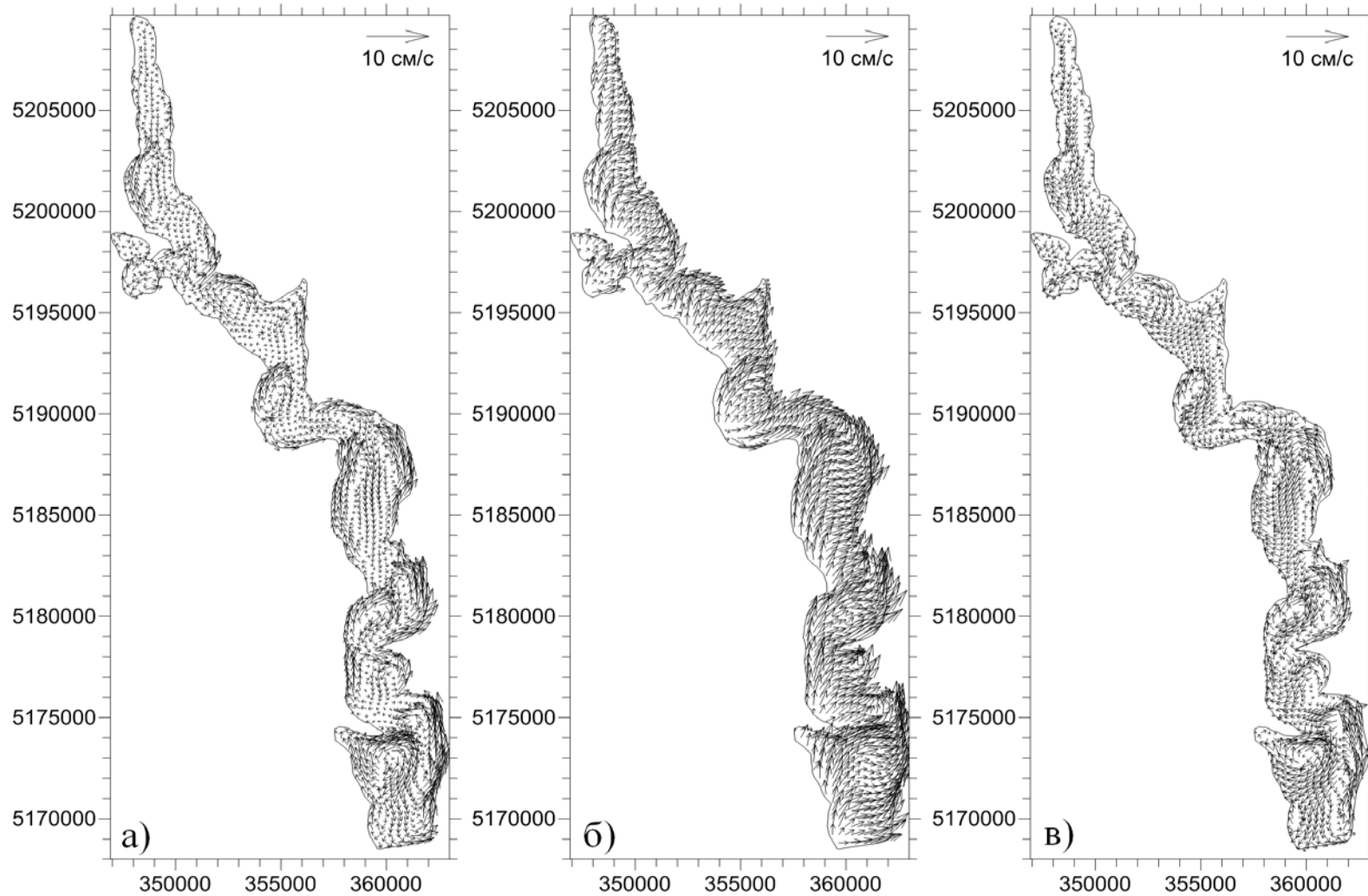


Рисунок 5.18 – Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) и придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі південно-західного напрямку швидкістю 5 м/с. * Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

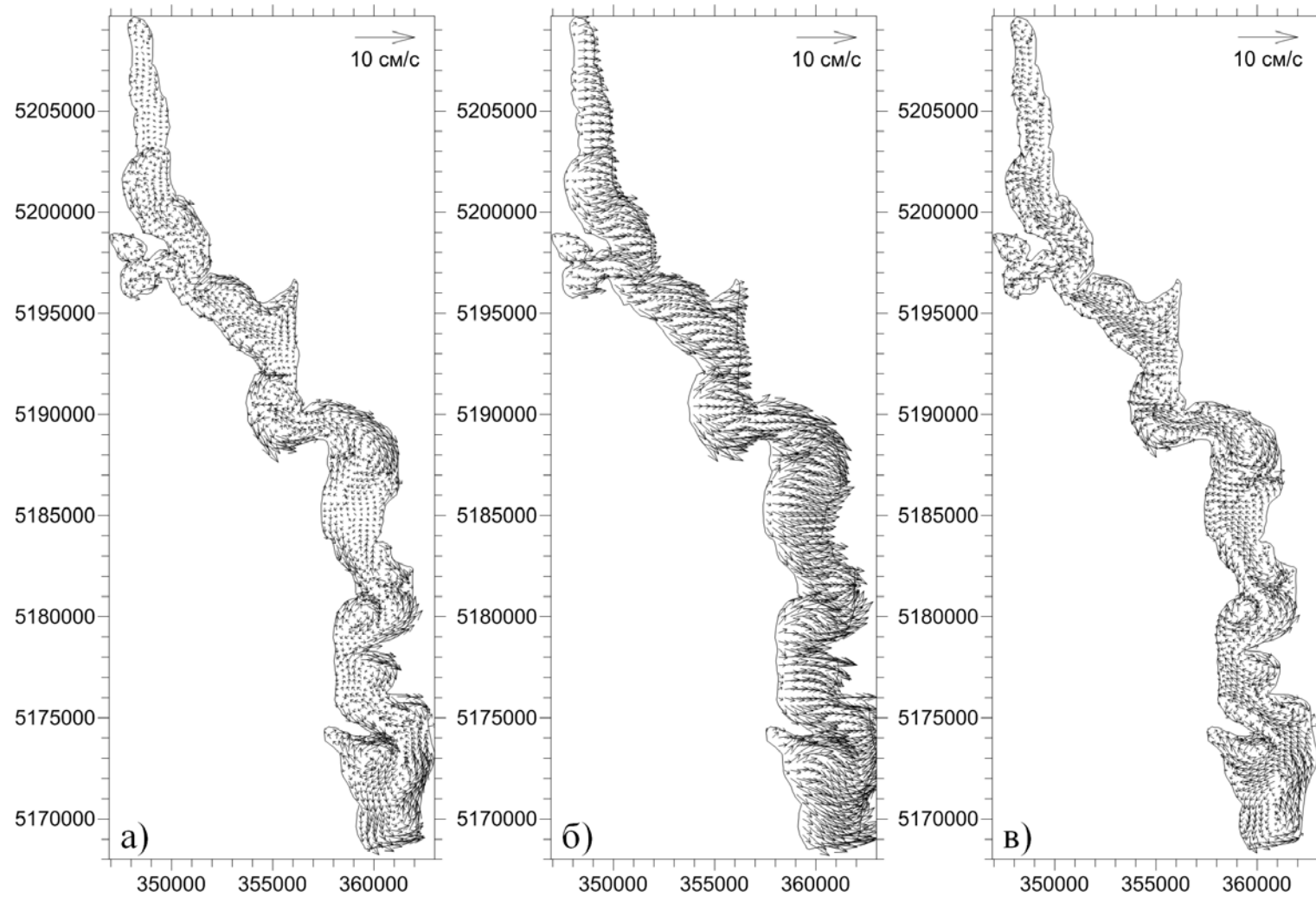


Рисунок 5.19 – Поля векторів * середніх за глибиною (а), поверхневих (б) и придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі західного напрямку швидкістю 5 м/с. * Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

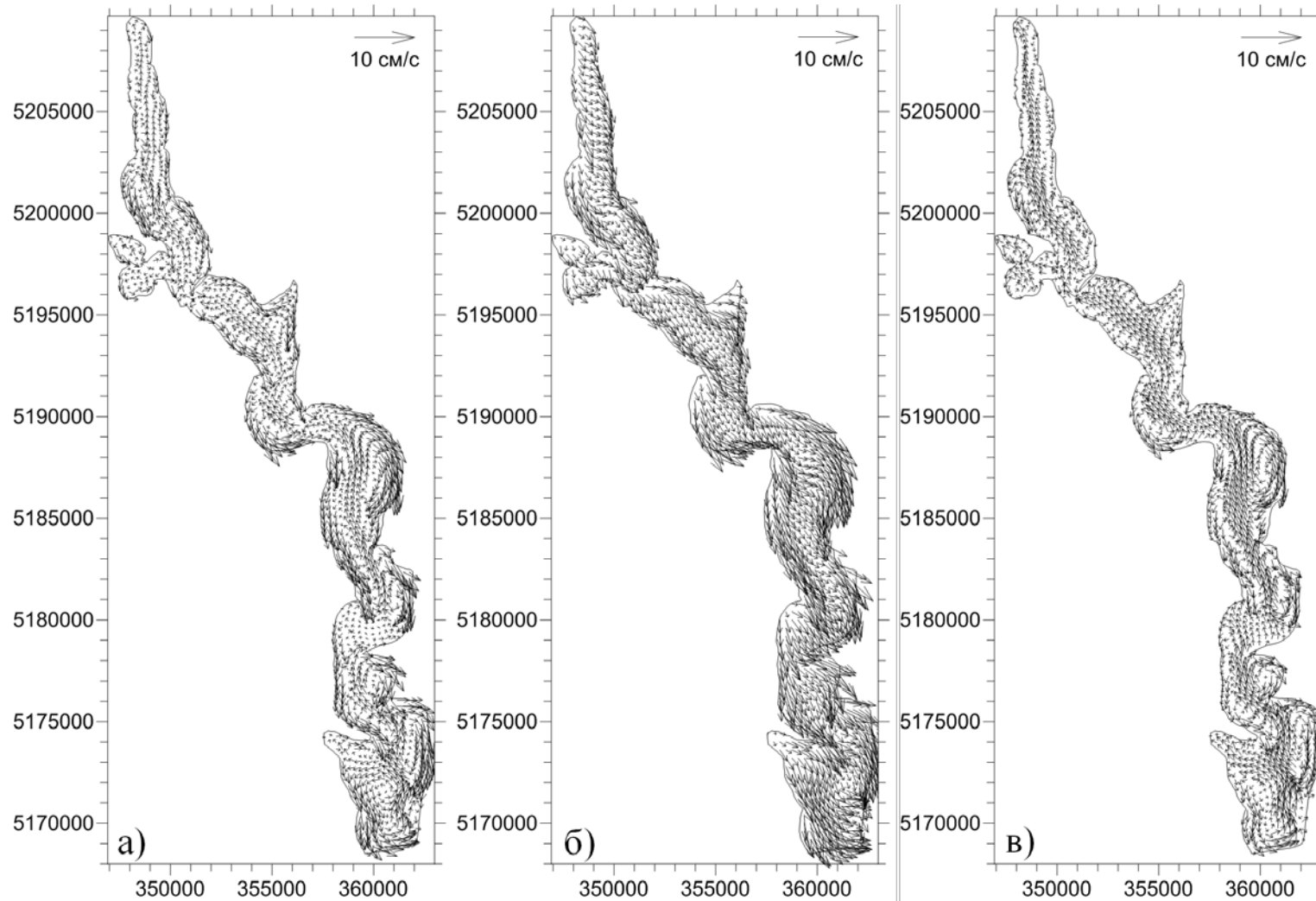


Рисунок 5.20 – Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) и придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі північно-західного напрямку швидкістю 5 м/с. * Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

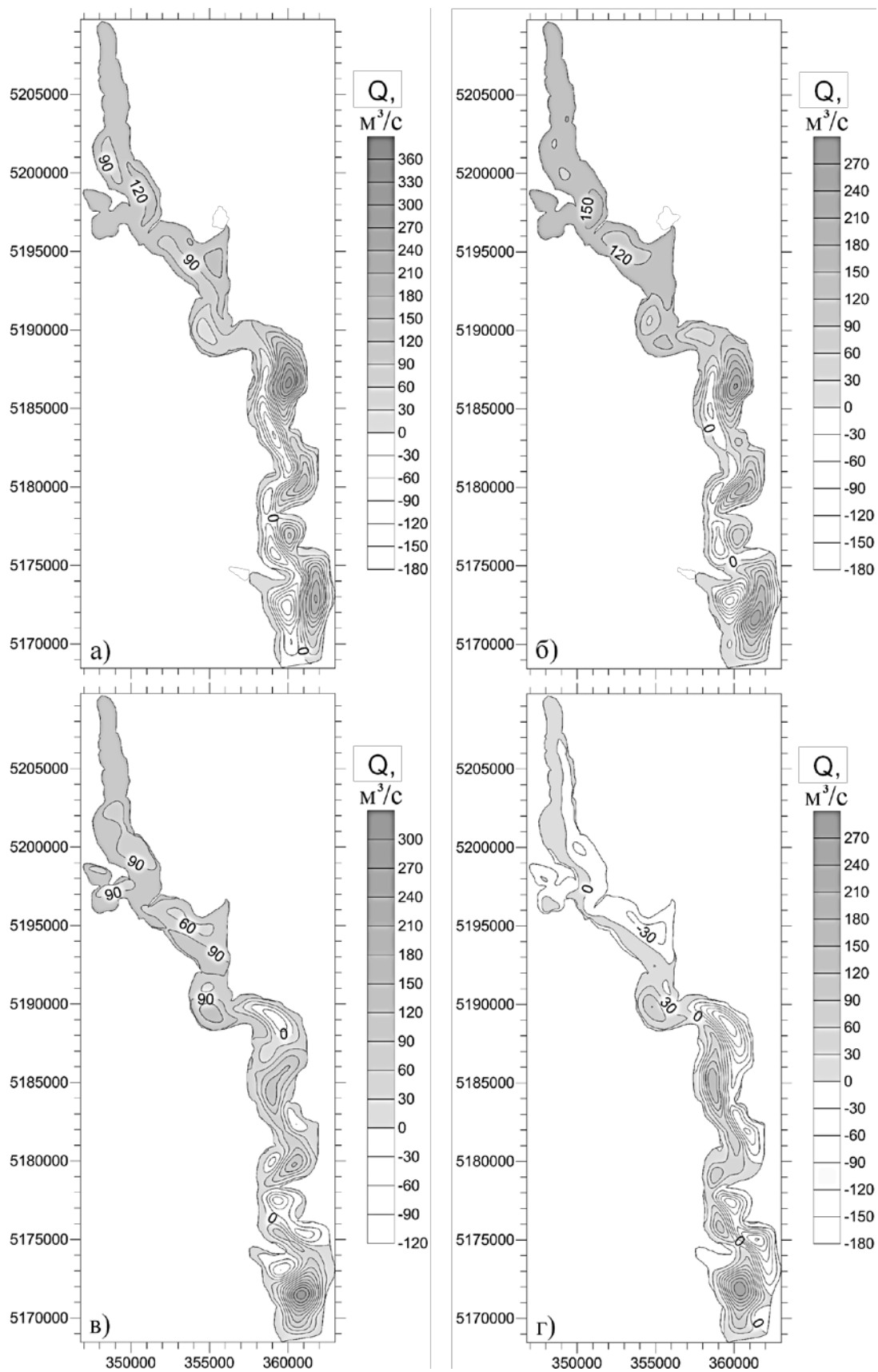


Рисунок 5.21 – Функції повних потоків, $\text{m}^3/\text{с}$, при стаціонарних вітрах північного (а), північно-східного (б), східного (в) та південно-східного (г) напрямків

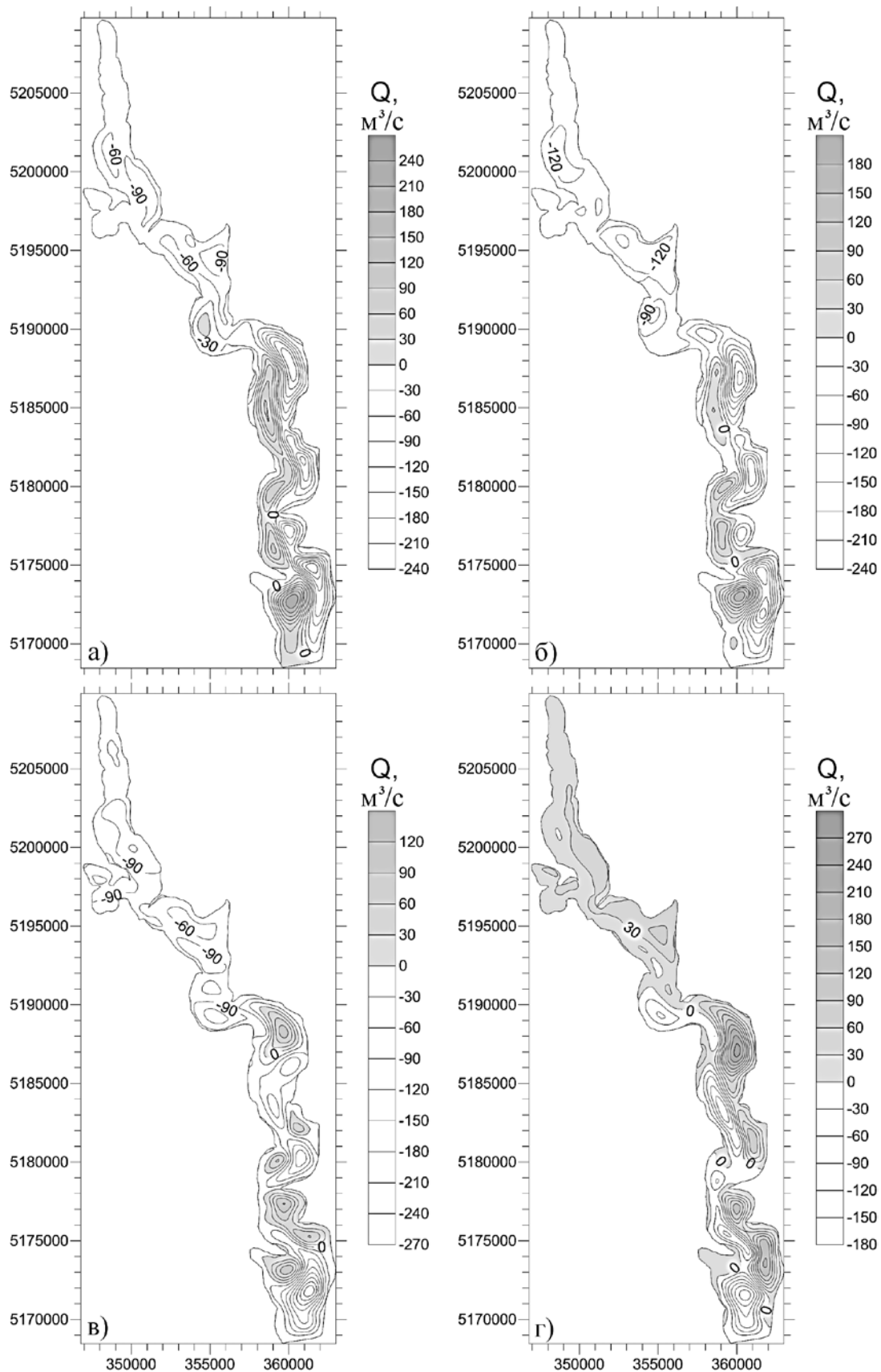


Рисунок 5.22 – Функції повних потоків, m^3/c , при стаціонарних вітрах південного (а), південно-західного (б), західного (в) і північно-західного (г) напрямків

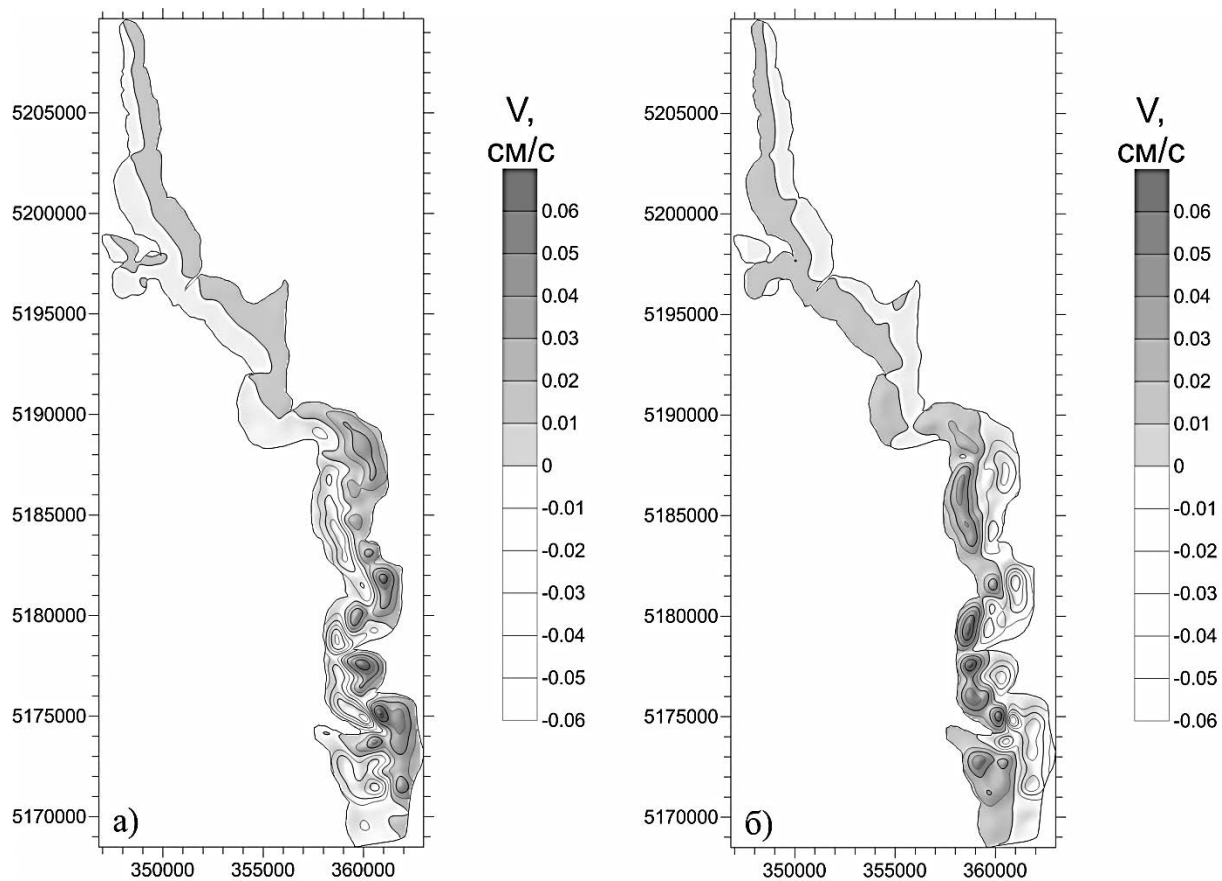


Рисунок 5.23 – Поля вертикальної складової швидкості вітрових течій у лимані*, см/с, при стаціонарних вітрах північно-східного (а) та західного (б) напрямків. * Додатні значення відповідають зонам підйому глибинних вод

6 ГІДРОХІМІЧНИЙ РЕЖИМ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

6.1 Характеристика іонного складу

Для оцінки іонного (хімічного) складу вод гідроекосистеми Тилігульського лиману та чинників формування його гідрохімічного режиму використані дані про хімічний склад вод головних джерел водного живлення лиману, а саме:

- руслових вод в гирловій ділянці р. Тилігул, що надходять у північну (верхню) частину лиману [108-124];
- морських вод, що надходять через з'єднувальний канал у південну (нижню) частину лиману [18];
- атмосферних опадів, що випадають на водну поверхню лиману [125, 126];
- вод в різних частинах акваторії Тилігульського лиману [18, 127].

Для оцінки сучасного гідрохімічного режиму Тилігульського лиману у другому кварталі (квітень, травень, червень) 2015 року були виконані натурні гідроекологічні експедиційні дослідження лиману.

За результатами цих досліджень на чотирьох гідрохімічних станціях в акваторії лиману, на одній станції в гирловій ділянці річки Тилігул та на одній станції в прилеглий до з'єднувального каналу частині Чорного моря (рис. 6.1) відібрані 90 проб (54 проби – в поверхневому шарі води; 36 проб – в придонному шарі води) для визначення сучасного хімічного складу води різних частин лиману, річки Тилігул та морських вод, що надходили до лиману.

З них: 30 проб – відібрані для визначення сухого залишку розчинених у воді речовин, прожареного залишку розчинених у воді речовин, вмісту розчинених органічних речовин, NaCl, рН, хлору, гідрокарбонату, сульфату, кальцію, магнію, натрію та калію, жорсткості (загальної, карбонатної, некарбонатної), суми аніонів, суми катіонів, суми іонів [128-131]; 30 проб – для визначення вмісту біогенних елементів та органічних речовин; 30 проб – для визначення вмісту розчиненого у воді кисню.

Крім того, на кожній станції вимірювалися наступні гідрофізичні показники води: температура, прозорість, колір, мутність або вміст завислих у воді речовин, густина води, питома електропровідність.

6.1.1 Руслові води в гирлі р.Тилігул

Оцінка хімічного складу вод, що надходять з басейну р. Тилігул у верхів'я Тилігульського лиману, виконувалась за ретроспективними даними гідрохімічних спостережень в гирловій ділянці річки в районі смт. Березівка за період з 1980 по 2011 р. [108-124] та даними гідрохімічних вимірювань, виконаних ОДЕКУ, за період з квітня по червень 2015 р.

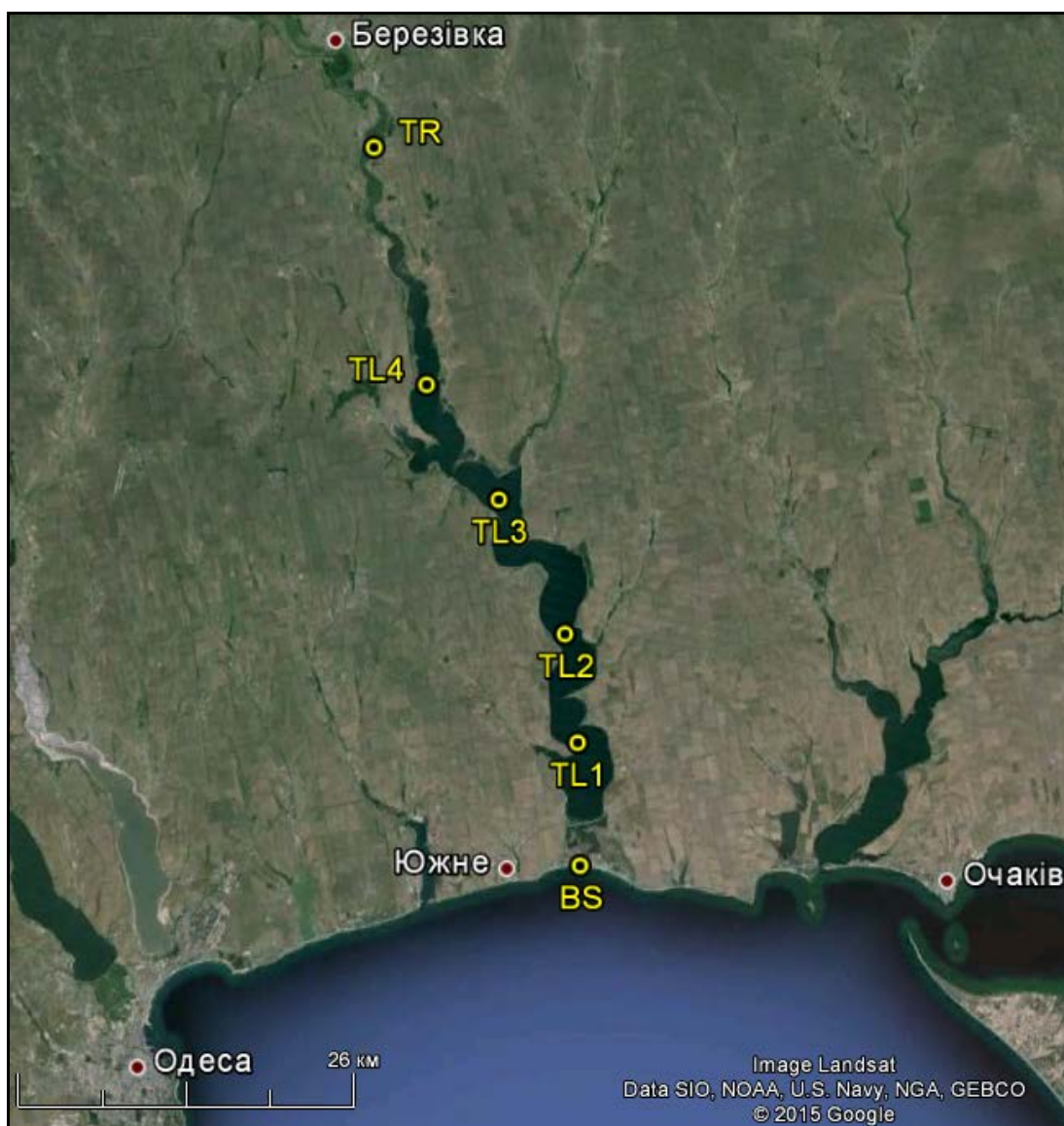


Рисунок 6.1 – Місцезнаходження гідрохімічних станцій ОДЕКУ в акваторії Тилігульського лиману, гирлі р. Тилігул та на початку каналу з сторони Чорного моря в квітні-червні 2015 р. Координати гідрохімічних станцій:

- TL1** – 46°42'47,4" півн. ш., 31°10'24,5" сх. д. (середина I частини лиману);
- TL2** – 46°47'19,6" півн. ш., 31°09'35,7" сх. д. (середина II частини лиману);
- TL3** – 46°52'55,5" півн. ш., 31°05'28,1" сх. д. (середина III частини лиману);
- TL4** – 46°57'42,4" півн. ш., 31°00'57,8" сх. д. (середина IV частини лиману);
- TR** – 47°07'37,6" півн. ш., 30°57'34,8" сх. д. (гирлова ділянка р. Тилігул);
- BS** – 46°37'39,0" півн. ш., 31°10'36,0" сх. д. (початок каналу з сторони моря)

За період 1980-2011 рр. на р. Тилігул (сmt. Березівка) хімічний склад води визначався підрозділами Державної гідрометеорологічної служби (ГМС) [108-123] та Одеської гідрогеолого-меліоративної експедиції (ОГГМЕ) [124]:

1) у період з 1980 по 1983 рр. в двох створах (ств.):

- ГМС в пункті (п.) 81, в ств. гідрологічного поста (г/п), в межах смт.;
- ГМС в ств. в 4 км нижче г/п, нижче смт.;

2) у період з 1984 по 1985 рр. в одному ств.:

- ГМС в п. 13081, ств. 130810102, в ств. г/п, в межах смт., 0,5 км нижче скиду стічних вод сиромаслозаводу, на середині річки, з глибин 0,1-0,3 м;

3) у період з 1986 по 1999 рр. в двох ств.:

- ГМС в п. 13221, ств. 132210102, 0,5 км вище смт., на середині річки, з глибини 0,2-0,3 м;

- ГМС в п. 13221, ств. 132210202, 0,1 км нижче смт., 2 км нижче скиду стічних вод сиромаслозаводу, на середині річки, з глибини 0,2-0,3 м;

4) у період з 2000 по 2010 рр. в трьох ств. (ГМС – 2 ств., ОГГМЕ – 1 ств.):

- ГМС в п. 13221, ств. 132210102, 0,5 км вище смт., на середині річки, з глибини 0,2-0,3 м;

- ГМС в п. 13221, ств. 132210202, 0,1 км нижче смт., 2 км нижче скиду стічних вод сиромаслозаводу, на середині річки, з глибини 0,2-0,3 м;

- ОГГМЕ в 17,5 км вище гирла річки, ств. г/п, в межах смт.

Всього за період з 1980 по 2011 рр. в гирловій ділянці р. Тилігул в районі смт. Березівка (16-19 км від гирла – лінія між південною межею с. Сахарове та південною межею с. Донська Балка) хімічний склад води визначався 198 разів (ГМС – 169, ОГГМЕ – 29). З них:

- на ділянці г/п в центрі смт. – 53 (ГМС – 24, ОГГМЕ – 29);

- в 4 км нижче г/п – 4 (ГМС);

- в 1,5 км вище г/п, 0,5 км вище смт. – 73 (ГМС);

- в 1,2 км нижче г/п, 0,1 км нижче смт. – 68 (ГМС).

Для оцінки хімічного складу вод, що надходять з басейну р. Тилігул у верхів'я Тилігульського лиману, використані дані гідрохімічних спостережень лише в тих ств., які знаходяться найближче до місця впадіння річки в лиман та нижче місця скиду стічних вод сиромаслозаводу в русло річки, а саме:

- на г/п в центрі смт.;

- в ств., що розташований в 1,2 км нижче г/п (0,1 км нижче смт.);

- в ств., який був в 4 км нижче г/п, нижче смт.

Всього за період з 1980 по 2011 рр. хімічний склад води р. Тилігул в цих ств. визначався 125 разів. З них:

- при відсутності стоку води (середньодобова витрата води дорівнювала 0,000 м³/с) – 84 рази (ГМС – 64, ОГГМЕ – 20);

- при наявності стоку води (середньодобова витрата води дорівнювала 0,48-50,0 м³/с) – 41 раз (ГМС – 32, ОГГМЕ – 9).

Для оцінки хімічного складу вод, що у період 1980-2011 рр. надходили з басейну р. Тилігул у верхів'я Тилігульського лиману, використані лише дані тих гідрохімічних спостережень, які виконані при наявності стоку в руслі річки.

Узагальнені дані про показники хімічного складу води р. Тилігул, кількість вимірювань по кожному з них при наявності стоку води в руслі річки, їх найбільше і найменше значення та дати, в які вони спостерігалися, за період з 1980 по 2011 рр. представлені в табл. 6.1.

Таблиця 6.1 – Узагальнені дані про показники хімічного складу води в гирлі р. Тилігул, при наявності стоку в руслі річки, за період з 1980 по 2011 рр. (визначені за даними ГМС [108-123] та ОГГМЕ [124])

№ п/п	Показник, його позначення та розмірність	Роки або дати вимірювань	Кількість вимірювань показника	Середнє значення показника	Найбільше		Найменше	
					значення	дати	значення	дата або кількість разів та роки вимірювань
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Температура (при відборі проби води), °С	1980-2009	33	7,4	22,6	26.07.1982, 06.07.1989	0,0	25.02.2003, 04.02.2005
2	Завислі речовини, мг/дм ³	1982-2009	33	77,5	517,0	20.03.1985	6,3	01.04.1992
3	Прозорість (за стандартним шрифтом), см	1984-2009	29	20	50	04.08.2004	1	19.03.1985
4	Запах (при 20 та 60 °С), бал	1982-2009	21	0	–	–	–	–
5	рН, одиниці рН	1982-2009	36	7,81	8,40	17.03.2004	7,00	19.03.1985, 20.03.1985
6	Вуглекислий газ, СО ₂ , мг/дм ³	1984-2009	25	6,00	8,80	20.03.1985	1,10	23.03.1986
7	Розчинений кисень, О ₂ , мгО ₂ /дм ³	1982-2009	33	10,94	16,36	17.03.2004	4,70	04.08.2004
8	Насичення води киснем, %О ₂	1982-2009	27	94	167	06.07.1989	64	17.03.1984, 09.03.1988
9	Карбонат, СО ₃ ⁻ , мг/дм ³	2000-2006	9	0,67	6,00	27.03.2000	0,00	8 разів (2001-2006)
10	Гідрокарбонат, НСО ₃ ⁻ , мг/дм ³	1984-2009	34	464	757	20.07.1988	121	19.03.1985
11	Сульфат, SO ₄ ²⁻ , мг/дм ³	1980-2009	37	202	572	06.02.2009	32,7	22.03.2005

Продовження табл. 6.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
12	Хлор, Cl ⁻ , мг/дм ³	1980-2009	37	149	335	06.02.2009	14,5	19.03.1985
13	Кальцій, Ca ²⁺ , мг/дм ³	1984-2009	34	94,0	176	13.03.2009	20,0	25.05.2003
14	Магній, Mg ²⁺ , мг/дм ³	1980-2009	37	76,6	124	25.05.2003	12,2	19.03.1985, 20.03.1985
15	Натрій, Na ⁺ , мг/дм ³	1984-2009	34	96,1	308	06.02.2009	1,50	10.04.1986
16	Калій, K ⁺ , мг/дм ³	1984-2006	29	32,1	94,9	05.03.2001	1,80	10.04.1986
17	Сума Na ⁺ та K ⁺ , Na ⁺ + K ⁺ , мг/дм ³	1984-2006	29	115	257	20.07.1988	3,30	10.04.1986
18	Сума іонів (або мінералізація), ΣI, мг/дм ³	1980-2009	37	1101	2042	06.02.2009	255	19.03.1985
19	Сухий залишок, СЗ, мг/дм ³	2000-2006	37	844	1651	06.02.2009	118	19.03.1985
20	Загальна жорсткість, ЗЖ, ммоль/дм ³	1984-2009	29	11,23	17,92	06.02.2009	3,00	20.03.1985
21	Загальна лужність, ЗЛ, ммоль/дм ³	2004-2006	4	7,20	7,60	04.08.2004	6,30	23.02.2005
22	Кислотність, мг/дм ³	2004-2006	3	0,17	0,20	28.05.2004, 15.03.2006	0,10	23.02.2005
23	Біхроматне окиснення (хімічне споживання кисню), БО (ХСК), мгО/дм ³	1980-2011	37	22,4	140,8	23.02.2005	3,7	26.07.1982

Продовження табл. 6.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
24	Біохімічне споживання кисню (за 5 діб), БСК ₅ , мгО ₂ /дм ³	1982-2011	38	3,43	9,47	03.04.1991	0,40	26.07.1982
25	Трифлуралін, мкг/дм ³	2005-2011	7	0,000	–	–	–	–
26	Колір води, характеристика	1980-1982	3	без кольору	–	–	–	–
27	Кольоровість, градуси Pt-Co шкали	1980-2011	38	40	181	21.07.2010	6	10.04.1986
28	Нафтопродукти, мг/дм ³	1980-2011	36	0,035	0,520	20.07.1988	0,000	16 разів (10.04.1980, 17.03.1984-18.04.1988, 06.07.1989-03.04.1997)
29	Смоли та асфальтени, мг/дм ³	1985-1997	16	0,000	–	–	–	–
30	Феноли летучі, мг/дм ³	1980-2011	32	0,000	–	–	–	–
31	Синтетичні поверхнево-активні речовини, СПАР, мг/дм ³	1980-2011	41	0,053	0,400	27.03.2000	0,000	11 разів (03.04.1991-25.02.2003)
32	Хлорорганічний пестицид α-ГХЦГ, мкг/дм ³	1985-2011	17	0,001	0,011	20.07.1987	0,000	14 разів (10.04.1986-18.04.1988, 06.07.1989-07.04.2011)
33	Хлорорганічний пестицид γ-ГХЦГ, мкг/дм ³	1985-2011	17	0,000	0,003	20.07.1987	0,000	14 разів (10.04.1986-18.04.1988, 03.04.1991-07.04.2011)
34	Хлорорганічний пестицид п, п'-ДДЕ, мкг/дм ³	1985-2011	17	0,000	–	–	–	–

Продовження табл. 6.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
35	Хлорорганічний пестицид п, п'-ДДТ, мкг/дм ³	1985-2011	17	0,000	–	–	–	–
36	Хлорорганічний пестицид п, п'-ДДД, мкг/дм ³	1985-2011	17	0,000	–	–	–	–
37	Ліндан, мкг/дм ³	04.04.1993	1	0,019	–	–	–	–
38	Азот амонійний, NH ₄ ⁺ , мгN/дм ³	1980-2011	40	0,366	1,840	01.04.1992	0,000	20.03.1985, 27.03.2000, 28.05.2004, 07.04.2011
39	Азот нітритний, NO ₂ ⁻ , мгN/дм ³	1980-2011	40	0,022	0,202	09.03.2002	0,000	15 разів (1982, 1988, 1991, 1992, 2000, 2001, 2003, 2004, 2005, 2007, 2009, 2010, 2011)
40	Азот нітратний, NO ₃ ⁻ , мгN/дм ³	1980-2011	40	2,090	17,000	07.02.2001	0,000	04.08.2004, 22.03.2007
41	Сума азоту, ΣN, мгN/дм ³	1980-2011	40	2,459	17,304	07.02.2001	0,011	21.07.2010
42	Нітрати, мгNO ₃ ⁻ /дм ³	1980-2011	40	9,195	74,800	07.02.2001	0,000	04.08.2004
43	Фосфати (фосфор мінеральний), P _{мін} , мгP/дм ³	1980-2011	37	0,300	1,600	26.07.1982	0,017	04.02.2005
44	Фосфор загальний, P _{заг} , мгP/дм ³	1980-2011	31	0,379	2,314	03.04.1991	0,024	10.04.1980
45	Кремній, Si, мг/дм ³	1985-2011	28	2,6	9,3	09.03.2002	0,2	19.03.1985
46	Залізо двоцвалентне, Fe ²⁺ , мг/дм ³	1991-1992	3	0,08	0,15	28.04.1992	0,05	03.04.1991, 01.04.1992

Продовження табл. 6.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
47	Залізо загальне, Fe _{заг} , мг/дм ³	1980-2011	40	0,22	3,24	10.04.1986	0,00	7 разів (2000-2006)
48	Мідь, Cu, мкг/дм ³	1982-2011	30	5,7	12,7	07.04.2011	2,0	19.03.1985, 20.03.1985
49	Цинк, Zn, мкг/дм ³	1982-2011	30	7,1	20,0	26.07.1982	0,0	06.07.1982, 19.03.1985, 03.04.1997
50	Нікель, Ni, мкг/дм ³	2003-2006	6	0,0	–	–	–	–
51	Марганець, Mg, мкг/дм ³	2003-2006	6	0,0	–	–	–	–
52	Хром трьохвалентний, Cr ³⁺ , мкг/дм ³	2003-2006	5	0,0	–	–	–	–
53	Хром шестивалентний, Cr ⁶⁺ , мкг/дм ³	1980-2011	31	6,5	22,0	06.07.1989	0,0	06.06.1982, 27.06.1982, 19.03.1985, 20.03.1985
54	Алюміній, Al, мг/дм ³	2003-2004	2	0,0	–	–	–	–
55	Літій, Li, мг/дм ³	2003-2004	2	0,0	–	–	–	–
56	Витрата води (в день відбору проби води за даними ГМС), Q, м ³ /с	1980-2011	41	3,94	50,0	20.03.1985	0,48	06.02.2009

З табл. 6.1 видно, що з басейну р. Тилігул за період з 1980 по 2011 рр. в дні гідрохімічних спостережень вода надходила до верхів'я лиману з середньою витратою $3,94 \text{ м}^3/\text{с}$, була без запаху, з прозорістю 20 см, містила $77,5 \text{ мг}/\text{дм}^3$ завислих речовин, за величиною рН – 7,81 од. рН, належала до слабколужних вод, за мінералізацією – $1,1 \text{ г}/\text{дм}^3$, була солонуватою (слабосолонуватою), за загальною жорсткістю – $11,23 \text{ ммоль}/\text{дм}^3$, належала до дуже жорстких вод [126].

Згідно класифікації поверхневих вод за вмістом у них головних іонів, запропонованої О.О. Альокінім (1946 р.), удосконаленої В.К. Хільчевським і С.М. Курилом (2006 р.) [126], вода у гирлі р. Тилігул, при наявності стоку в руслі річки, за період з 1984 по 2009 рр., у середньому була гідрокарбонатного класу, групи магнію, кальцію та натрію, типу другого, підтипу δ ($C_{\text{II}61,1}^{\text{MgCaNa11}}$).

Наявність в групі всіх трьох головних катіонів пояснюється тим, що вміст у воді кожного з цих іонів в еквівалентній формі є більшим 25 %-екв, а саме: $\text{Mg}^{2+} = 41$ %-екв, $\text{Ca}^{2+} = 31$ %-екв, $\text{Na}^+ = 28$ %-екв. Підтип δ вказує на те, що внесок класоутворювального аніону становить 50-75 %-екв ($\text{HCO}_3^- = 72$ %-екв).

Необхідно зазначити про значну мінливість не лише підтипу та типу вод р. Тилігул за період з 1984 по 2009 рр., а навіть її групи та класу (табл. 6.2).

Середній вміст розчиненого у воді кисню – $10,94 \text{ мгO}_2/\text{дм}^3$, майже в два рази перевищував концентрацію вуглекислого газу – $6,00 \text{ мг}/\text{дм}^3$, а насичення води киснем у середньому дорівнювало 94 % O_2 (табл. 6.1).

Вміст забруднювальних речовин, таких як: трифлуоралін, смоли та асфальтени, феноли летучі, хлорорганічні пестициди (α -ГХЦГ, γ -ГХЦГ, ДДЕ, ДДТ, ДДД), нікель, марганець, хром (трьохвалентний), алюміній, літій, дорівнював $0,000 \text{ мг}/\text{дм}^3$. Концентрації нафтопродуктів та СПАР у воді річки дорівнювали відповідно: $0,035$ та $0,053 \text{ мг}/\text{дм}^3$.

Хімічне споживання кисню (біхроматне окиснення) в середньому дорівнювало $22,4 \text{ мгO}/\text{дм}^3$, а біохімічне споживання кисню за 5 діб (БСК₅) – $3,43 \text{ мгO}_2/\text{дм}^3$.

Сумарна кількість органічних речовин у воді річки ($\text{OP}_{\text{сум}}$), визначена за даними про біхроматне окиснення (БО), як: $\text{OP}_{\text{сум}} = 0,75 \cdot \text{БО}$ [126], в середньому дорівнювала $16,8 \text{ мг}/\text{дм}^3$, при цьому кількість органічного вуглецю ($\text{C}_{\text{орг}}$) становила 50 % або $8,4 \text{ мг}/\text{дм}^3$.

Сума азоту в середньому дорівнювала $2,47 \text{ мгN}/\text{дм}^3$ ($\text{NH}_4^+ = 0,36 \text{ мгN}/\text{дм}^3$, $\text{NO}_2^- = 0,02 \text{ мгN}/\text{дм}^3$, $\text{NO}_3^- = 2,09 \text{ мгN}/\text{дм}^3$). Середній вміст фосфатів (фосфору мінерального) дорівнював $0,300 \text{ мгP}/\text{дм}^3$, фосфору загального – $0,379 \text{ мгP}/\text{дм}^3$, а кремнію – $2,6 \text{ мг}/\text{дм}^3$.

Вміст заліза загального в середньому дорівнювала $0,22 \text{ мг}/\text{дм}^3$. Середні концентрації міді, хрому (шестивалентного) та цинку дорівнювали відповідно: $0,22$, $6,5$ та $7,1 \text{ мкг}/\text{дм}^3$.

Між мінералізацією ΣI та витратою води Q в гирлі р. Тилігул визначено зворотній ступеневий зв'язок (рис. 6.2). Для розрахунку вмісту головних іонів встановлені їх зв'язки з мінералізацією води (табл. 6.3).

Таблиця 6.2 – Характеристика хімічного складу вод у гирлі р. Тилігул, при наявності стоку в руслі річки, за період з 1984 по 2009 рр., за класифікацією О.О. Альокіна (1946 р.), удосконаленої В.К. Хільчевським і С.М. Курилом (2006 р.) [126]

№ п/п	Дата	HCO ₃ ⁻			SO ₄ ²⁻			Cl ⁻			Клас вод (символ класу) за домінуючими аніонами
		мг/дм ³	ммоль/дм ³	%-екв	мг/дм ³	ммоль/дм ³	%-екв	мг/дм ³	ммоль/дм ³	%-екв	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	17.03.1984	326,00	5,34	43	289,00	6,02	48	39,30	1,11	9	сульфатно-гідрокарбонатний (SC)
2	19.03.1985	121,00	1,98	56	54,30	1,13	32	14,50	0,41	12	гідрокарбонатний (C)
3	20.03.1985	127,00	2,08	48	88,40	1,84	42	15,20	0,43	10	гідрокарбонатний (C)
4	16.04.1985	400,00	6,56	76	54,30	1,13	13	35,10	0,99	11	гідрокарбонатний (C)
5	23.03.1986	362,00	5,93	64	102,00	2,12	23	41,50	1,17	13	гідрокарбонатний (C)
6	10.04.1986	333,00	5,46	53	208,00	4,33	42	20,60	0,58	6	гідрокарбонатний (C)
7	09.03.1988	462,00	7,57	35	343,00	7,14	33	236,00	6,66	31	гідрокарбонатно-сульфатно-хлоридний (CSCl)
8	20.03.1988	459,00	7,52	36	333,00	6,93	33	234,00	6,60	31	гідрокарбонатно-сульфатно-хлоридний (CSCl)
9	18.04.1988	494,00	8,10	44	231,00	4,81	26	190,00	5,36	29	гідрокарбонатний (C)
10	20.07.1988	757,00	12,41	54	191,00	3,98	17	230,00	6,49	28	гідрокарбонатний (C)
11	03.04.1989	538,00	8,82	43	269,00	5,60	27	213,00	6,01	29	гідрокарбонатний (C)
12	06.07.1989	535,00	8,77	43	219,00	4,56	22	258,00	7,28	35	гідрокарбонатний (C)
13	03.04.1991	527,00	8,64	49	394,00	8,20	47	27,30	0,77	4	гідрокарбонатно-сульфатний (CS)
14	01.04.1992	339,00	5,56	34	200,00	4,16	26	233,00	6,57	40	хлоридний (Cl)
15	28.04.1992	353,00	5,79	41	156,00	3,25	23	179,00	5,05	36	гідрокарбонатно-хлоридний (CCl)
16	04.04.1993	503,00	8,25	46	227,00	4,73	26	176,00	4,96	28	гідрокарбонатний (C)
17	03.04.1997	312,00	5,11	58	95,60	1,99	23	61,00	1,72	19	гідрокарбонатний (C)
18	27.03.2000	488,00	8,00	43	254,40	5,30	28	195,00	5,50	29	гідрокарбонатний (C)
19	07.02.2001	536,80	8,80	66	50,40	1,05	8	124,10	3,50	26	гідрокарбонатний (C)
20	05.03.2001	453,00	7,43	44	247,80	5,16	31	151,00	4,26	25	гідрокарбонатний (C)
21	01.03.2002	512,40	8,40	52	211,20	4,40	27	115,00	3,24	20	гідрокарбонатний (C)
22	09.03.2002	540,00	8,85	50	228,60	4,76	27	147,70	4,17	23	гідрокарбонатний (C)
23	25.02.2003	357,00	5,85	35	280,00	6,00	35	171,00	5,00	29	гідрокарбонатно-сульфатний (CS)

Продовження табл. 6.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
24	25.05.2003	695,40	11,40	65	122,40	2,55	15	124,10	3,50	20	гідрокарбонатний (С)
25	17.03.2004	457,50	7,50	56	132,00	2,75	20	115,00	3,24	24	гідрокарбонатний (С)
26	28.05.2004	591,70	9,70	56	168,00	3,50	20	151,00	4,26	24	гідрокарбонатний (С)
27	04.08.2004	463,60	7,60	64	69,60	1,45	12	97,49	2,75	23	гідрокарбонатний (С)
28	04.02.2005	750,00	12,29	50	282,40	5,88	24	234,40	6,61	27	гідрокарбонатний (С)
29	23.02.2005	384,30	6,30	39	249,60	5,20	32	159,53	4,50	28	гідрокарбонатний (С)
30	22.03.2005	448,00	7,34	59	32,70	0,68	5	158,80	4,48	36	гідрокарбонатний (С)
31	15.03.2006	451,40	7,40	48	195,36	4,07	26	141,80	4,00	26	гідрокарбонатний (С)
32	22.03.2007	600,00	9,84	56	142,10	2,96	17	174,30	4,92	28	гідрокарбонатний (С)
33	06.02.2009	543,00	8,90	29	571,70	11,90	39	334,80	9,44	31	сульфатний (S)
34	13.03.2009	552,00	9,05	39	370,60	7,72	33	229,90	6,48	28	гідрокарбонатний (С)

Продовження табл. 6.2

№ п/п	Дата	Ca ²⁺			Mg ²⁺			Na ⁺			Група вод (символ групи) за домінуючими катіонами
		мг/дм ³	ммоль/дм ³	%-екв	мг/дм ³	ммоль/дм ³	%-екв	мг/дм ³	ммоль/дм ³	%-екв	
1	2	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
1	17.03.1984	60,10	3,00	33	27,00	2,22	24	90,20	3,92	43	натрію і кальцію (Na, Ca)
2	19.03.1985	44,10	2,20	66	12,20	1,00	30	2,60	0,11	4	кальцію і магнію (Ca, Mg)
3	20.03.1985	40,10	2,00	52	12,20	1,00	26	20,00	0,87	22	кальцію і магнію (Ca, Mg)
4	16.04.1985	68,10	3,40	41	55,90	4,60	55	8,00	0,35	4	магнію і кальцію (Mg, Ca)
5	23.03.1986	84,20	4,20	51	36,50	3,00	36	24,00	1,04	13	кальцію і магнію (Ca, Mg)
6	10.04.1986	80,20	4,00	39	75,60	6,22	60	1,50	0,07	1	магнію і кальцію (Mg, Ca)
7	09.03.1988	101,00	5,04	25	97,50	8,02	41	155,00	6,74	34	магнію і натрію та кальцію (Mg, Na, Ca)
8	20.03.1988	100,00	4,99	25	105,00	8,64	44	141,00	6,13	31	магнію і натрію та кальцію (Mg, Na, Ca)

Продовження табл. 6.2

1	2	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
9	18.04.1988	80,20	4,00	24	90,20	7,42	44	125,00	5,44	32	магнію і натрію (Mg, Na)
10	20.07.1988	100,00	4,99	24	99,90	8,22	40	167,00	7,26	36	магнію і натрію (Mg, Na)
11	03.04.1989	125,00	6,24	35	92,40	7,60	42	96,00	4,18	23	магнію і кальцію (Mg, Ca)
12	06.07.1989	133,00	6,64	35	102,00	8,39	45	88,00	3,83	20	магнію і кальцію (Mg, Ca)
13	03.04.1991	137,00	6,84	39	112,00	9,22	53	31,00	1,35	8	магнію і кальцію (Mg, Ca)
14	01.04.1992	121,00	6,04	39	97,20	8,00	51	36,50	1,59	10	магнію і кальцію (Mg, Ca)
15	28.04.1992	96,20	4,80	36	87,70	7,22	53	34,50	1,50	11	магнію і кальцію (Mg, Ca)
16	04.04.1993	153,00	7,63	44	97,20	8,00	46	38,00	1,65	10	магнію і кальцію (Mg, Ca)
17	03.04.1997	47,50	2,37	38	36,70	3,02	48	20,00	0,87	14	магнію і кальцію (Mg, Ca)
18	27.03.2000	95,00	4,74	25	97,20	8,00	42	144,90	6,30	33	магнію і натрію та кальцію (Mg, Na, Ca)
19	07.02.2001	90,00	4,49	34	72,90	6,00	45	65,09	2,83	21	магнію і кальцію (Mg, Ca)
20	05.03.2001	94,90	4,74	32	58,80	4,84	33	118,00	5,13	35	натрію і магнію та кальцію (Na, Mg, Ca)
21	01.03.2002	90,00	4,49	28	85,05	7,00	44	105,11	4,57	28	магнію і натрію та кальцію (Mg, Na, Ca)
22	09.03.2002	88,00	4,39	28	72,50	5,97	38	123,00	5,35	34	магнію і натрію та кальцію (Mg, Na, Ca)
23	25.02.2003	140,90	7,03	46	92,20	7,59	50	15,50	0,67	4	магнію і кальцію (Mg, Ca)
24	25.05.2003	20,00	1,00	6	124,50	10,24	59	142,60	6,20	35	магнію і натрію (Mg, Na)
25	17.03.2004	105,00	5,24	39	45,56	3,75	27	105,11	4,57	34	кальцію і натрію та магнію (Ca, Na, Mg)
26	28.05.2004	90,00	4,49	26	91,13	7,50	43	124,89	5,43	31	магнію і натрію та кальцію (Mg, Na, Ca)
27	04.08.2004	75,00	3,74	32	39,49	3,25	27	109,94	4,78	41	натрію і кальцію та магнію (Na, Ca, Mg)
28	04.02.2005	129,90	6,48	25	116,10	9,55	37	220,30	9,58	38	натрію і магнію та кальцію (Na, Mg, Ca)
29	23.02.2005	70,00	3,49	22	72,90	6,00	37	149,96	6,52	41	натрію і магнію (Na, Mg)
30	22.03.2005	24,40	1,22	10	105,80	8,71	68	64,50	2,81	22	магнію (Mg)
31	15.03.2006	75,00	3,74	24	78,98	6,50	42	120,06	5,22	34	магнію і натрію (Mg, Na)
32	22.03.2007	94,40	4,71	25	107,60	8,85	47	120,00	5,22	28	магнію і натрію та кальцію (Mg, Na, Ca)
33	06.02.2009	169,20	8,44	27	115,20	9,48	30	308,00	13,40	43	натрію і магнію та кальцію (Na, Mg, Ca)
34	13.03.2009	175,50	8,76	37	101,20	8,33	35	153,00	6,66	28	кальцію і магнію та натрію (Ca, Mg, Na)

Продовження табл. 6.2

№ п/п	Дата	Тип вод (символ типу)	Підтип вод (символ підтипу)	Мінералізація води, г/дм ³	Загальна жорсткість, ммоль/дм ³	Символ хімічного складу води
1	2	23	24	25	26	27
1	17.03.1984	II	<i>в</i>	0,9	5	SC ^{NaCa5} _{IIδ0,9}
2	19.03.1985	III	<i>б</i>	0,3	3	C ^{CaMg3} _{IIIδ0,3}
3	20.03.1985	II	<i>в</i>	0,3	3	C ^{CaMg3} _{IIδ0,3}
4	16.04.1985	III	<i>а</i>	0,6	8	C ^{MgCa8} _{IIIα0,6}
5	23.03.1986	III	<i>б</i>	0,7	7	C ^{CaMg7} _{IIIδ0,7}
6	10.04.1986	III	<i>б</i>	0,7	10	C ^{MgCa10} _{IIIδ0,7}
7	09.03.1988	II	<i>в</i>	1,5	13	CSCI ^{MgNaCa13} _{IIδ1,5}
8	20.03.1988	III	<i>в</i>	1,4	14	CSCI ^{MgNaCa14} _{IIδ1,4}
9	18.04.1988	II	<i>в</i>	1,3	11	C ^{MgNa11} _{IIδ1,3}
10	20.07.1988	II	<i>б</i>	1,7	13	C ^{MgNa13} _{IIδ1,7}
11	03.04.1989	III	<i>в</i>	1,4	14	C ^{MgCa14} _{IIIδ1,4}
12	06.07.1989	III	<i>в</i>	1,4	15	C ^{MgCa15} _{IIIδ1,4}
13	03.04.1991	II	<i>в</i>	1,2	16	CS ^{MgCa16} _{IIδ1,2}
14	01.04.1992	III	<i>в</i>	1,1	14	CI ^{MgCa14} _{IIIδ1,1}
15	28.04.1992	III	<i>в</i>	0,9	12	CCI ^{MgCa12} _{IIIδ0,9}
16	04.04.1993	III	<i>в</i>	1,2	16	C ^{MgCa16} _{IIIδ1,2}
17	03.04.1997	III	<i>б</i>	0,6	5	C ^{MgCa5} _{IIIδ0,6}
18	27.03.2000	II	<i>в</i>	1,3	12	C ^{MgNaCa12} _{IIδ1,3}
19	07.02.2001	III	<i>б</i>	0,9	10	C ^{MgCa10} _{IIIδ0,9}
20	05.03.2001	II	<i>в</i>	1,2	10	C ^{NaMgCa10} _{IIδ1,2}
21	01.03.2002	II	<i>б</i>	1,1	11	C ^{MgNaCa11} _{IIδ1,1}
22	09.03.2002	II	<i>б</i>	1,3	10	C ^{MgNaCa10} _{IIδ1,3}
23	25.02.2003	III	<i>в</i>	1,1	15	CS ^{MgCa15} _{IIIδ1,1}
24	25.05.2003	I	<i>б</i>	1,2	9	C ^{MgNa9} _{Iδ1,2}

Продовження табл. 6.2

1	2	23	24	25	26	27
25	17.03.2004	II	<i>б</i>	1,0	9	$C_{CaNaMg9}^{II61,0}$
26	28.05.2004	II	<i>б</i>	1,2	12	$C_{MgNaCa12}^{II61,2}$
27	04.08.2004	I	<i>б</i>	0,9	7	$C_{NaCaMg7}^{I60,9}$
28	04.02.2005	II	<i>б</i>	1,7	16	$C_{NaMgCa16}^{II61,7}$
29	23.02.2005	II	<i>в</i>	1,1	10	$C_{NaMg10}^{II61,1}$
30	22.03.2005	III	<i>б</i>	0,8	10	$C_{Mg10}^{III60,8}$
31	15.03.2006	II	<i>в</i>	1,1	10	$C_{MgNa10}^{II61,1}$
32	22.03.2007	II	<i>б</i>	1,3	14	$C_{MgNaCa14}^{II61,3}$
33	06.02.2009	II	<i>в</i>	2,0	18	$S_{NaMgCa18}^{II62,0}$
34	13.03.2009	II	<i>в</i>	1,6	17	$C_{CaMgNa17}^{II61,6}$

Ці зв'язки (рис. 6.2, табл. 6.3) використані для визначення середньої щорічної кількості речовин, які надходили з водами р. Тилігул до верхів'я Тилігульського лиману в період 1980-2011 рр.

В середньому за період з 1980 по 2011 рр. щороку з водами р. Тилігул ($Q_{1980-2011} = 0,57 \text{ м}^3/\text{с}$) до Тилігульського лиману надходило 9,7 тис. тон завислих речовин та 29,0 тис. тон розчинених хімічних речовин. З них:

- 26,55 тис. тон розчинених головних іонів (аніонів – 19,38 тис. тон, катіонів – 6,37 тис. тон), у тому числі: гідрокарбонатів – 10,62 тис. тон, сульфатів – 5,04 тис. тон, хлоридів – 3,72 тис. тон, натрію – 2,39 тис. тон, кальцію – 2,12 тис. тон, магнію – 1,86 тис. тон);

- 2,10 тис. тон сумарних розчинених органічних речовин, у тому числі 1,05 тис. тон органічного вуглецю;

- 308 тон сумарного азоту, у тому числі: NO_3^- – 260 тон, NH_4^+ – 45 тон, NO_2^- – 3 тони);

- 323 тони кремнію;

- 47 тон фосфору загального, у тому числі 37 тон фосфатів (фосфору мінерального);

- 28 тон заліза загального;

- 6,6 тон СПАР;

- 4,4 тони нафтопродуктів;

- 885 кг цинку;

- 809 кг хрому (шестивалентного);

- 28 кг міді.

За даними ОДЕКУ (табл. 6.4) в квітні-червні 2015 р. води р. Тилігул, що надходили до верхів'я лиману з витратою приблизно $1 \text{ м}^3/\text{с}$, були коричневого кольору, з середньою мутністю $11,42 \text{ г}/\text{дм}^3$ та температурою води $20,6 \text{ }^\circ\text{C}$.

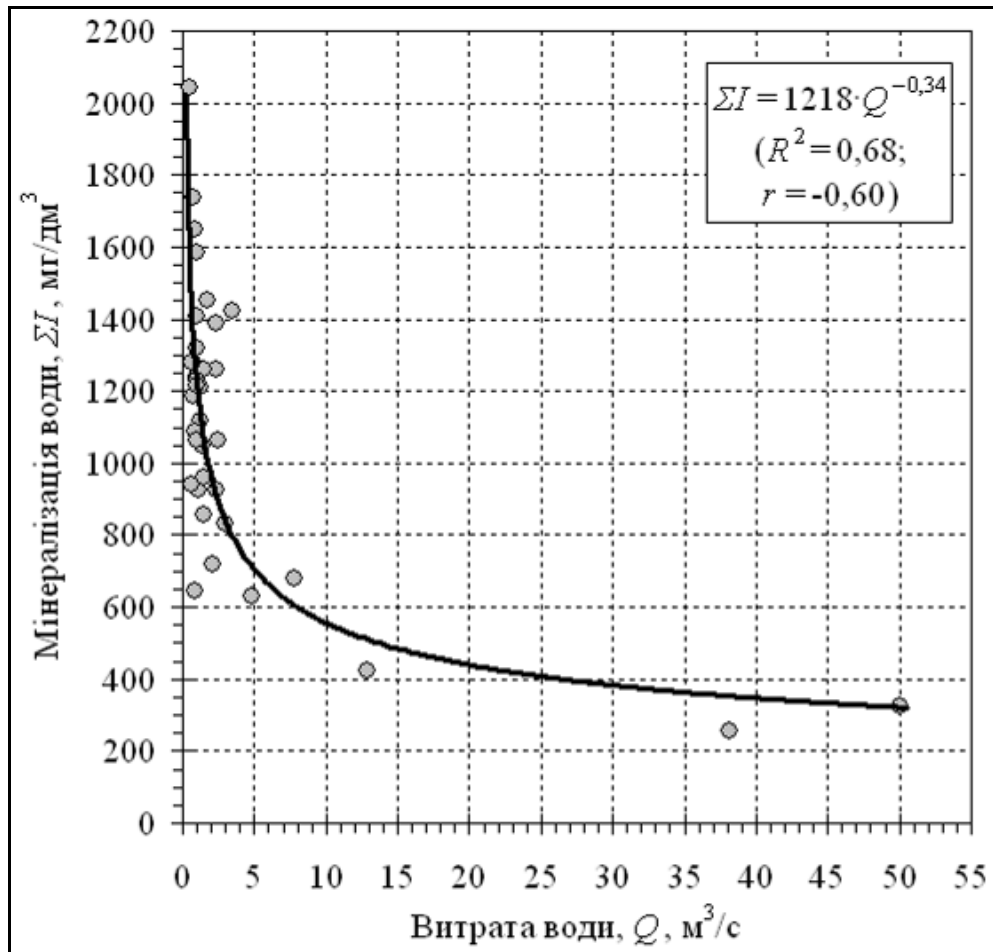


Рисунок 6.2 – Зв'язок мінералізації води (суми іонів) з витратою води $\Sigma I = f(Q)$ в гирловій частині р. Тилігул (в районі смт. Березівка) за період 1980-2009 рр.

Таблиця 6.3 – Рівняння зв'язків мінералізації води (ΣI , мг/дм³) з концентраціями головних іонів (мг/дм³) у воді в гирлі р. Тилігул, при наявності стоку в руслі річки, за період з 1984 по 2009 рр.

Назви, позначення іонів	Рівняння зв'язків з мінералізацією води	Коефіцієнти кореляції зв'язків
Гідрокарбонат, HCO_3^-	$\text{HCO}_3^- = 0,40 \cdot \Sigma I$	0,74
Сульфат, SO_4^{2-}	$\text{SO}_4^{2-} = 0,19 \cdot \Sigma I$	0,74
Хлор, Cl^-	$\text{Cl}^- = 0,14 \cdot \Sigma I$	0,82
Кальцій, Ca^{2+}	$\text{Ca}^{2+} = 0,08 \cdot \Sigma I$	0,65
Магній, Mg^{2+}	$\text{Mg}^{2+} = 0,07 \cdot \Sigma I$	0,78
Натрій, Na^+	$\text{Na}^+ = 0,09 \cdot \Sigma I$	0,76

Таблиця 6.4 – Хімічний склад води в гирлі р. Тилігул в другому кварталі (квітень, травень, червень) 2015 р. (дані ОДЕКУ)

Показники та їх розмірність	Дати натурних вимірювань і відбору проб			Середні значення
	16.04.2015	16.05.2015	12.06.2015	
1	2	3	4	5
Прозорість, м	0,5 (до дна)	0,3 (до дна)	1,0 (до дна)	—
Колір, характеристика	коричневий	коричневий	коричневий	коричневий
Температура, °С	17,2	21,0	23,5	20,6
Мутність, г/дм ³	24,31	6,16	3,80	11,42
Густина води, кг/дм ³	1,001	0,999	0,997	0,999
Сухий залишок, г/дм ³	1,696	1,621	1,435	1,584
Прожарений залишок, г/дм ³	1,256	1,114	1,073	1,148
Вміст розчинених органічних речовин, г/дм ³	0,44	0,51	0,36	0,44
Концентрація NaCl, г/дм ³	1,277	1,202	1,107	1,195
Питома електропровідність, мСм/см	2,52	2,38	2,20	2,37
pH, одиниці pH	8,17	7,91	7,91	8,00
Хлор, ммоль/дм ³	10,15	9,40	19,00	12,85
Хлор, мг/дм ³	359,80	333,20	673,50	455,50
Гідрокарбонат, ммоль/дм ³	8,60	9,80	9,20	9,20
Гідрокарбонат, мг/дм ³	524,60	597,80	561,20	561,20
Сульфат, ммоль/дм ³	12,38	10,50	0,35	7,74
Сульфат, мг/дм ³	594,40	504,30	16,80	371,83
Кальцій, ммоль/дм ³	5,95	5,90	4,45	5,43
Кальцій, мг/дм ³	119,24	118,24	89,18	108,89
Магній, ммоль/дм ³	12,18	10,85	10,68	11,24
Магній, мг/дм ³	148,11	131,94	129,87	136,64
Натрій та калій, ммоль/дм ³	13,00	3,25	13,42	9,89
Натрій та калій, мг/дм ³	324,88	81,25	335,49	247,21
Жорсткість загальна, ммоль/дм ³	18,13	16,75	15,13	16,67
Жорсткість карбонатна, ммоль/дм ³	8,60	9,80	9,20	9,20
Жорсткість некарбонатна, ммоль/дм ³	9,53	6,95	5,93	7,47
Сума аніонів, ммоль/дм ³	31,13	29,70	28,55	29,79
Сума аніонів, мг/дм ³	1478,80	1435,30	1251,50	1388,53
Сума катіонів, ммоль/дм ³	31,13	20,00	28,55	26,56
Сума катіонів, мг/дм ³	592,23	331,43	554,54	492,73
Сума іонів, ммоль/дм ³	62,26	49,70	57,10	56,35
Сума іонів (мінералізація), мг/дм ³	2071,03	1766,73	1806,04	1881,27

Мінералізація води (за сумою іонів) в середньому дорівнювала $1,88 \text{ г/дм}^3$. Найбільша мінералізація води ($2,07 \text{ г/дм}^3$) виміряна в пробі, яка була відібрана 16 квітня, а найменша ($1,77 \text{ г/дм}^3$) – в пробі, яка відібрана 16 травня.

Згідно класифікації поверхневих вод за вмістом у них головних іонів, запропонованої О.О. Альокінім (1946 р.), удосконаленої В.К. Хільчевським і С.М. Курилом (2006 р.) [126], вода у гирлі р. Тилігул в квітні-червні 2015 р., у середньому була хлоридного класу, груп магнію та натрію, типу третього, підтипу *в* ($\text{Cl}_{\text{III}61,9}^{\text{MgNa}17}$). Однак, треба зазначити, що у квітні-червні 2015 р. вода в гирлі р. Тилігул належала до хлоридного класу лише 12 червня, а в квітні та травні вона належала до перехідних класів: 16 квітня – до сульфатного класу, а 16 травня – до сульфатно-гідрокарбонатно-хлоридного класу. Наявність в групі води двох головних катіонів пояснюється тим, що вміст кожного з цих іонів в еквівалентній формі є більшим 25 %-екв ($\text{Mg}^{2+} = 44 \text{ %-екв}$, $\text{Na}^+ = 34 \text{ %-екв}$). Тип третій вказує на те, що ці води є метаморфізовані, тобто такі, в яких можливо відбувався катіонний обмін натрію на магній або кальцій. Підтип *в* вказує на те, що внесок класоутворювального аніону є меншим 50 %-екв ($\text{Cl}^- = 43 \text{ %-екв}$).

Необхідно зазначити, що за ретроспективними гідрохімічними даними за період з 1980 по 2011 рр. вода в гирлі р. Тилігул, при наявності стоку в руслі річки, належала до хлоридного класу лише один раз – 01.04.1992 р. (табл. 6.2). При цьому, домінуючим катіоном в групі води був також магній, але другим катіоном був кальцій, а не натрій. Однак, тип другий та підтип *в* – однакові. Крім того, майже однаковою є загальна жорсткість ($14\text{-}17 \text{ ммоль/дм}^3$), але мінералізація води 01.04.1992 р. була на $0,8 \text{ г/дм}^3$ меншою.

6.1.2 Морські води

Морські води, які надходили в південну (нижню) частину Тилігульського лиману в квітні-червні 2015 р., були переважно коричнювато-жовтого кольору, з середньою мутністю $28,80 \text{ г/дм}^3$ (табл. 6.5). Середня температура води за цей період складала $15,4 \text{ }^\circ\text{C}$.

Мінералізація води (за сумою головних іонів) в середньому дорівнювала $17,69 \text{ г/дм}^3$ ($17,41 \text{ ‰}$). Найбільша мінералізація ($18,12 \text{ г/дм}^3$) виміряна в пробі води, яка була відібрана 16 травня, а найменша мінералізація ($16,98 \text{ г/дм}^3$) – виміряна 12 червня. За мінералізацією морські води належать до солоних.

Згідно прийнятої класифікації [126] води моря були хлоридного класу, групи натрію, третього типу, підтипу *а* ($\text{Cl}_{\text{III}a17,7}^{\text{Na}64}$).

Порівнюючи ці дані з такими ж показниками морської води у 1968 р. (табл. 6.6) [124] необхідно відзначити, що вони є майже повністю ідентичними як за вмістом іонів, так і за їх співвідношенням ($\text{Cl}_{\text{III}a17,4}^{\text{Na}65}$).

Таблиця 6.5 – Хімічний склад води прилеглої до каналу ділянки Чорного моря в другому кварталі (квітень, травень, червень) 2015 р., погодні умови та стан водної поверхні під час натурних вимірювань і відбору проб (дані ОДЕКУ)

Показники та їх розмірність	Дати натурних вимірювань і відбору проб			Середні значення	
	15.04.2015 р.		16.05.2015 р.		12.06.2015 р.
1	2	3	4	5	6
Напрямок вітру (звідкіля дує), румб	південно-південно-західний		північний	північний	–
Швидкість вітру, м/с	5-10		1-5	0-5	–
Хмарність, характеристика	хмарно з проясненнями		хмарно з проясненнями	ясно	–
Опади, характеристика	дрібний дощ		без опадів	без опадів	–
Стан водної поверхні, характеристика	хвилі		зяб	зяб	–
Висота хвиль, м	0,2-0,7		0	0	–
Прозорість (за білим диском Секкі), м	2,5 (до дна)		0,3 (до дна)	1,0 (до дна)	–
Колір (за шкалою кольорів), характеристика	зеленувато-блакитний		жовтий, коричнювато-жовтий	жовтий	коричнювато-жовтий
Час натурних вимірювань і відбору проб, год.-хв.	13-30	13-55	09-45	12-30	–
Глибина натурних вимірювань і відбору проб, м	0,2	2,5	0,2	0,2	–
Температура, °С	7,0	7,2	15,6	23,4	15,4
Мутність, г/дм ³	26,02	9,78	54,45	14,05	28,80
Густина води, кг/дм ³	1.018	1.014	1,012	1,010	1,013
Сухий залишок, г/дм ³	18,72	19,05	18,11	17,62	18,20
Прожарений залишок, г/дм ³	16,07	16,17	15,58	15,02	15,57
Вміст розчинених органічних речовин, г/дм ³	2,65	2,88	2,54	2,59	2,63
Концентрація NaCl, г/дм ³	16,50	16,50	16,40	15,40	16,10
Питома електропровідність, мСм/см	29,38	29,36	29,31	27,33	28,67
pH, одиниці pH	8,24	8,28	8,32	8,36	8,31

Продовження табл. 5.5

1	2	3	4	5	6
Хлор, ммоль/дм ³	281,50	284,00	281,50	264,00	276,08
Хлор, мг/дм ³	9977,80	10066,40	9977,80	9357,50	9785,80
Гідрокарбонат, ммоль/дм ³	4,00	3,60	3,40	4,00	3,73
Гідрокарбонат, мг/дм ³	244,00	219,60	207,40	244,00	227,73
Сульфат, ммоль/дм ³	21,00	17,63	21,50	18,62	19,81
Сульфат, мг/дм ³	1008,60	846,50	1032,60	894,60	951,60
Кальцій, ммоль/дм ³	11,30	11,80	11,70	11,25	11,50
Кальцій, мг/дм ³	226,45	236,47	234,47	225,45	230,46
Магній, ммоль/дм ³	55,95	52,33	55,30	48,75	52,73
Магній, мг/дм ³	680,35	636,33	672,45	592,80	641,20
Натрій та калій, ммоль/дм ³	239,25	241,10	236,10	226,63	234,30
Натрій та калій, мг/дм ³	5981,25	6027,38	5902,50	5665,63	5857,48
Жорсткість загальна, ммоль/дм ³	67,25	64,13	67,00	60,00	64,23
Жорсткість карбонатна, ммоль/дм ³	4,00	3,60	3,40	4,00	3,73
Жорсткість некарбонатна, ммоль/дм ³	63,25	60,53	63,60	56,00	60,50
Сума аніонів, ммоль/дм ³	306,50	305,23	306,40	286,62	299,63
Сума аніонів, мг/дм ³	11230,40	11132,50	11217,80	10496,10	10965,13
Сума катіонів, ммоль/дм ³	306,50	305,23	303,10	286,63	298,53
Сума катіонів, мг/дм ³	6888,05	6900,18	6809,42	6483,88	6729,14
Сума іонів, ммоль/дм ³	613,00	610,46	609,50	573,25	598,16
Сума іонів (мінералізація), мг/дм ³	18118,45	18032,68	18027,22	16979,98	17694,27

Таблиця 6.6 – Солоність та вміст головних іонів у воді північно-західної частини (ПЗЧ) Чорного моря та південної частини Тилігульського лиману в серпні 1968 р. (за даними М.Ш. Розенгурта) [18]

Показник, позначення	Розмірність показника	Чорне море (ПЗЧ)	Тилігульський лиман (південна частина)
Хлор, Cl^-	ммоль/дм ³	269,09	174,32
	мг/дм ³	9540	6180
	%-екв	90	90
Гідрокарбонат, HCO_3^-	ммоль/дм ³	3,11	3,93
	мг/дм ³	190	240
	%-екв	1	2
Сульфат, SO_4^{2-}	ммоль/дм ³	26,86	16,45
	мг/дм ³	1290	790
	%-екв	9	8
Сума аніонів, Σ_a	ммоль/дм ³	299,06	194,70
	мг/дм ³	11020	7210
	%-екв	100	100
Кальцій, Ca^{2+}	ммоль/дм ³	12,48	7,49
	мг/дм ³	250	150
	%-екв	4	4
Магній, Mg^{2+}	ммоль/дм ³	52,66	33,74
	мг/дм ³	640	410
	%-екв	19	19
Натрій та калій, $\text{Na}^+ + \text{K}^+$	ммоль/дм ³	217,20	141,20
	мг/дм ³	5430	3530
	%-екв	77	77
Сума катіонів, Σ_k	ммоль/дм ³	282,34	182,43
	мг/дм ³	6320	4090
	%-екв	100	100
Жорсткість загальна, $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$	ммоль/дм ³	65,14	41,23
Солоність, S	‰	17,37	11,20

6.1.3 Атмосферні опади

Оцінка іонного складу вод, що надходили на водну поверхню лиману з атмосферними опадами, виконувалася з використанням середніх і фонових даних багаторічних гідрохімічних спостережень в районі м. Одеса (табл. 6.7) [125, 126] та результатів вимірювань ОДЕКУ в 2013-2015 рр. (рис. 6.3-6.5).

Таблиця 6.7 – Середні та фонові значення показників хімічного складу атмосферних опадів в районі м. Одеса за період з 1962 по 1985 рр. [125]

Показник	Значення показника	
Гідрокарбонат, HCO_3^- , мг/дм ³	Середні	6,0
	Фонові	0,00-30,0
Сульфат, SO_4^{2-} , мг/дм ³	Середні	18,2
	Фонові	4,2-40,0
Хлор, Cl^- , мг/дм ³	Середні	6,0
	Фонові	1,3-26,0
Кальцій, Ca^{2+} , мг/дм ³	Середні	3,4
	Фонові	1,2-12,0
Магній, Mg^{2+} , мг/дм ³	Середні	2,1
	Фонові	0,4-11,0
Натрій, Na^+ , мг/дм ³	Середні	2,6
	Фонові	0,6-9,0
Калій, K^+ , мг/дм ³	Середні	1,0
	Фонові	0,2-3,9
Азот амонійний, NH_4^+ , мг/дм ³	Середні	0,8
	Фонові	0,1-3,7
Сума іонів (мініралізація), ΣI , мг/дм ³	Середні	35,1

Згідно прийнятої класифікації [126] атмосферні опади в районі м. Одеса в другій половині ХХ ст. належали до сульфатного класу, групи магнію та кальцію, другого типу, підтипу б ($S_{\text{II}b0,035}^{\text{MgCa}0,34}$). За середньою мінералізацією атмосферні опади були прісні (дуже прісні), за твердістю – дуже м'якими.

За величиною рН, що в середньому за період з 1996 по 2005 рр. дорівнювала 6,0 од. рН (від 5,9 до 6,1) атмосферні опади як в районі м. Одеси, так і в районі Тилігульського лиману, належали до слабкокислих вод [126].

Однак, за даними ОДЕКУ (рис. 6.3), виміряними в період 2013-2015 рр., за середнім значенням рН води, що дорівнювало 6,78, атмосферні опади в районі м. Одеса були нейтральними, змінюючись від слабкокислих (5,46 – березень 2015 р.) до слабколужних (7,68 – жовтень 2014 р.).

Крім того, за даними ОДЕКУ, виміряними в період 2013-2015 рр., встановлено, що вміст розчинених у воді солей та мінералізація води атмосферних опадів в районі м. Одеса зменшується при збільшенні їх щомісячних шарів (рис. 6.4 та 6.5). Також, визначено, що між вмістом NaCl у воді атмосферних опадів (C_{NaCl} , мг/дм³) та їх мінералізацією (ΣI , мг/дм³) є тісний кореляційний зв'язок, який апроксимується аналітичним рівнянням прямої: $\Sigma I = 1,63 \cdot C_{\text{NaCl}} - 15,8$ ($R^2 = 0,872$ – детермінант кореляції; $r = 0,934$ – коефіцієнт кореляції). 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. м²) з водами атмосферних опадів надходить приблизно 200 тис. тон розчинених мінеральних речовин.

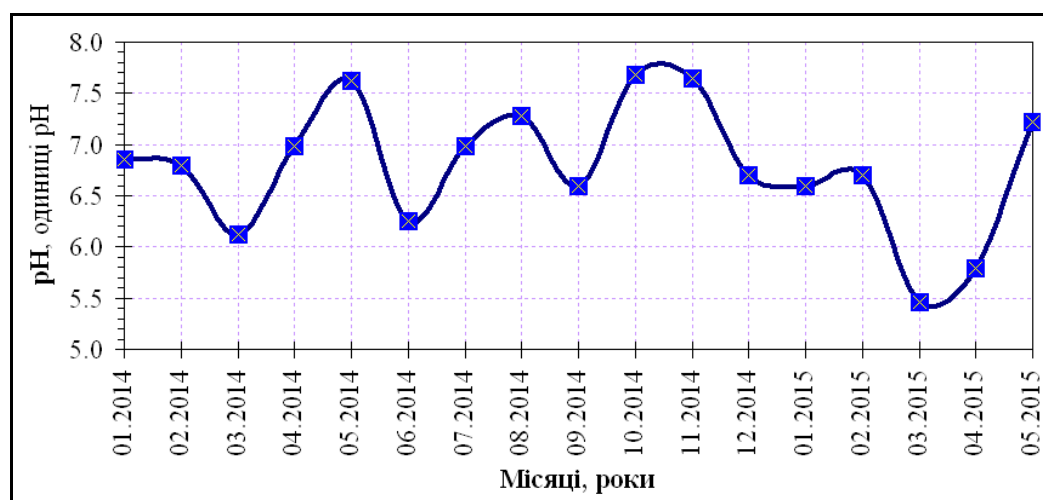


Рисунок 6.3 – Мінливість рН води атмосферних опадів в районі м. Одеса за період з січня 2014 р. по травень 2015 р. (дані ОДЕКУ)

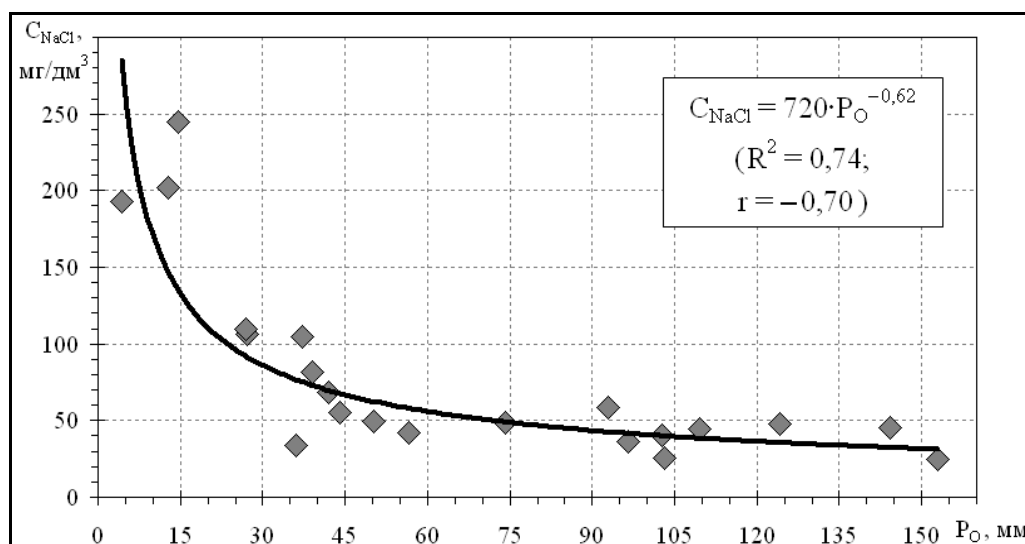


Рисунок 6.4 – Зв'язок вмісту NaCl у воді атмосферних опадів (C_{NaCl} , мг/дм³) та їх щомісячних шарів (P_0 , мм) в районі м. Одеси за період з березня по липень 2013 р. та з січня 2014 р. по травень 2015 р. (P_0 – за даними метеостанції «Одеса-Обсерваторія» [26]; C_{NaCl} – дані ОДЕКУ)

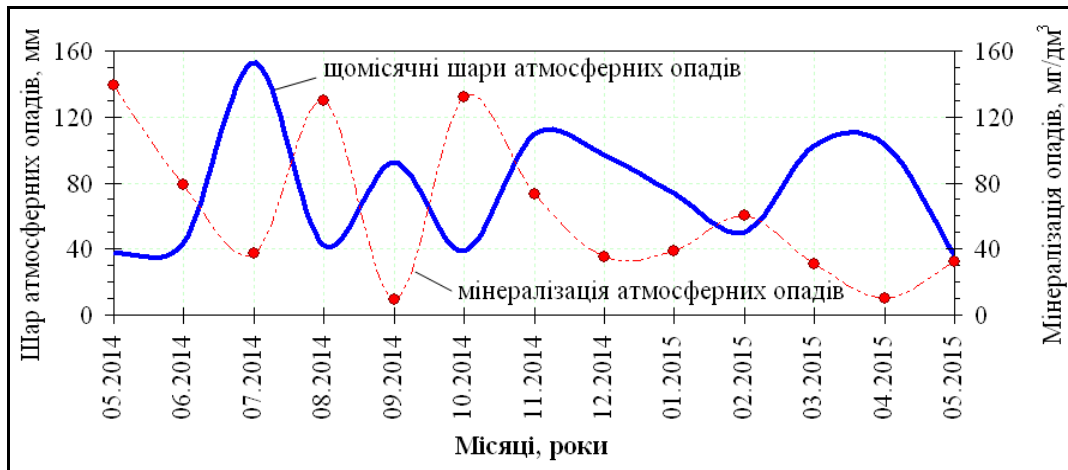


Рисунок 6.5 – Мінливість мінералізації води (ΣI , мг/дм³) та щомісячних шарів атмосферних опадів (P_0 , мм) в районі м. Одеса за період 05.2014-05.2015 рр. (P_0 – за даними метеостанції «Одеса-Обсерваторія» [133]; C_{NaCl} – дані ОДЕКУ)

6.1.4 Води в акваторії лиману

Вода Тілігульського лиману в квітні-червні 2015 р. (табл. 6.8-6.12) мала середню прозорість 3,2 м (рис. 6.6), була коричнювато-жовтого кольору, з середньою мутністю 20,84 г/дм³. Температура води в лимані під час відбору проб в середньому дорівнювала 17,2 °С (рис. 6.7).

Мінералізація води лиману (за сумою головних іонів) в середньому складала 24,71 г/дм³, причому сумарний вміст аніонів (хлоридів, сульфатів і гідрокарбонатів) в 1,61 разів перевищував сумарний вміст катіонів (кальцію, магнію, натрію і калію). Найбільша мінералізація води (27,31 г/дм³) виміряна в пробі, яка відібрана 16 травня у дна в третій частині лиману, а найменша мінералізація (23,44 г/дм³) – в пробах води від 16 травня, відібраних в четвертій (верхній) частині лиману (рис. 6.8). За мінералізацією лиманні води є солоні.

Згідно прийнятої класифікації [126] води лиману належать до хлоридного класу, групи натрію, третього типу, підтипу a ($Cl_{IIIa}^{Na96}_{24,7}$), тобто є змішаними та метаморфозізованими, якими є води морів, лиманів і багатьох соляних озер.

Порівнюючи дані про вміст головних іонів у воді лиману в 2015 р. з такими ж показниками в 1968 р. (табл. 6.6) [124] необхідно відзначити, що мінералізація та загальна жорсткість води збільшилися в два рази, проте еквівалентне співвідношення між головними іонами (аніонами та катіонами) практично не змінилося ($Cl_{IIIa}^{Na41}_{11,2}$).

Таким чином, надходження морських вод в Тілігульський лиман після реконструкції і запуску сполучного каналу «лиман-море» практично не змінить співвідношення між головними іонами у воді лиману.

Таблиця 6.8 – Хімічний склад води I частини Тилігульського лиману в другому кварталі (квітень, травень, червень) 2015 р., погодні умови та стан водної поверхні під час натурних вимірювань і відбору проб (дані ОДЕКУ)

Показники та їх розмірність	Дати натурних вимірювань і відбору проб					
	16.04.2015 р.		16.05.2015 р.		12.06.2015 р.	
1	2	3	4	5	6	7
Напрямок вітру (звідкіля дує), румб	південно-південно-західний		північний		штиль	
Швидкість вітру, м/с	1-5		0-1		0	
Хмарність, характеристика	хмарно з проясненнями		ясно		ясно	
Опади, характеристика	без опадів		без опадів		без опадів	
Стан водної поверхні, характеристика	хвилі		хвилі		зяб	
Висота хвиль, м	0,1-0,2		0,1-0,2		0	
Прозорість (за білим диском Секкі), м	5,1		5,8		1,4	
Колір (за шкалою кольорів), характеристика	жовтий		зеленувато-жовтий		жовтувато-коричневий, жовтий	
Час натурних вимірювань і відбору проб, год.-хв.	09-45	09-55	13-45	14-25	15-10	15-30
Глибина натурних вимірювань і відбору проб, м	0,2	15,0	0,2	19,5	0,2	20,9
Температура, °С	9,2	8,2	17,6	17,3	23,6	18,9
Мутність, г/дм ³	14,67	16,60	4,09	12,48	20,50	35,20
Густина води, кг/дм ³	1,018	1,017	1,018	1,018	1,015	1,017
Сухий залишок, г/дм ³	27,19	27,37	27,04	27,06	26,38	27,38
Прожарений залишок, г/дм ³	22,83	23,16	22,77	23,07	23,03	23,09
Вміст розчинених органічних речовин, г/дм ³	4,36	4,22	4,28	4,19	3,35	4,29
Концентрація NaCl, г/дм ³	23,00	23,10	22,70	22,80	22,80	22,80
Питома електропровідність, мСм/см	40,70	40,91	40,13	40,31	40,40	40,31
pH, одиниці pH	8,26	8,24	7,24	7,43	8,60	8,00

Продовження табл. 6.8

1	2	3	4	5	6	7
Хлор, ммоль/дм ³	406,50	406,50	394,00	394,00	419,00	404,00
Хлор, мг/дм ³	14408,40	14408,40	13965,30	13965,30	14851,50	14319,80
Гідрокарбонат, ммоль/дм ³	4,80	4,40	4,40	4,80	4,80	4,80
Гідрокарбонат, мг/дм ³	292,80	268,40	268,40	292,80	292,80	292,80
Сульфат, ммоль/дм ³	16,50	17,38	17,75	19,38	18,62	19,00
Сульфат, мг/дм ³	792,50	834,50	852,50	930,60	894,60	912,60
Кальцій, ммоль/дм ³	8,90	8,95	5,80	6,45	8,45	9,05
Кальцій, мг/дм ³	178,36	179,36	116,23	129,26	169,34	181,36
Магній, ммоль/дм ³	85,35	86,05	87,95	88,30	87,55	86,95
Магній, мг/дм ³	1037,86	1046,37	1069,47	1073,73	1064,61	1057,31
Натрій та калій, ммоль/дм ³	333,55	333,28	318,10	318,73	346,43	331,80
Натрій та калій, мг/дм ³	8338,75	8331,88	7952,50	7968,13	8660,63	8295,00
Жорсткість загальна, ммоль/дм ³	94,25	95,00	93,75	94,75	96,00	96,00
Жорсткість карбонатна, ммоль/дм ³	4,80	4,40	4,40	4,80	4,80	4,80
Жорсткість некарбонатна, ммоль/дм ³	89,45	90,60	89,35	89,95	91,20	91,20
Сума аніонів, ммоль/дм ³	427,80	428,28	416,15	418,18	442,42	427,80
Сума аніонів, мг/дм ³	15493,70	15511,30	15086,20	15188,70	16038,90	15525,20
Сума катіонів, ммоль/дм ³	427,80	428,28	411,85	413,48	442,43	427,80
Сума катіонів, мг/дм ³	9554,97	9557,61	9138,20	9171,12	9894,58	9533,67
Сума іонів, ммоль/дм ³	855,60	856,56	828,00	831,66	884,85	855,60
Сума іонів (мінералізація), мг/дм ³	25048,67	25068,91	24224,40	24359,82	25933,48	25058,87

Таблиця 6.9 – Хімічний склад води II частини Тилігульського лиману в другому кварталі (квітень, травень, червень) 2015 р., погодні умови та стан водної поверхні під час натурних вимірювань і відбору проб води (дані ОДЕКУ)

Показники та їх розмірність	Дати натурних вимірювань і відбору проб					
	16.04.2015 р.		16.05.2015 р.		12.06.2015 р.	
1	2	3	4	5	6	7
Напрямок вітру (звідкіля дує), румб	південно-західний		північно-північно-західний		штиль	
Швидкість вітру, м/с	5-10		2-5 (пориви до 10)		0	
Хмарність, характеристика	ясно		хмарно		ясно	
Опади, характеристика	без опадів		без опадів		без опадів	
Стан водної поверхні, характеристика	хвилі		хвилі		зяб	
Висота хвиль, м	0,3-0,5		0,2-0,5		0	
Прозорість (за білим диском Секкі), м	7,2		4,6		2,4	
Колір (за шкалою кольорів), характеристика	жовтий		жовтий, коричнювато-жовтий		зеленувато-жовтий	
Час натурних вимірювань і відбору проб, год.-хв.	10-45	11-00	15-10	15-25	16-20	16-40
Глибина натурних вимірювань і відбору проб, м	0,2	15,0	0,2	13,9	0,2	13,2
Температура, °С	9,2	8,8	17,0	16,9	23,9	21,0
Мутність, г/дм ³	13,60	68,35	4,51	13,05	0,00	94,47
Густина води, кг/дм ³	1,018	1,018	1,018	1,017	1,018	1,018
Сухий залишок, г/дм ³	27,86	27,23	27,62	27,50	28,40	27,99
Прожарений залишок, г/дм ³	23,57	23,50	23,26	23,17	23,69	23,34
Вміст розчинених органічних речовин, г/дм ³	4,29	3,74	4,36	4,32	4,71	4,66
Концентрація NaCl, г/дм ³	23,40	23,50	23,10	23,00	23,20	23,10
Питома електропровідність, мСм/см	41,44	41,58	40,77	40,61	41,05	40,84
pH, одиниці pH	8,25	8,22	7,51	7,56	8,44	8,10

Продовження табл. 6.9

1	2	3	4	5	6	7
Хлор, ммоль/дм ³	409,00	404,00	404,00	401,50	409,00	399,00
Хлор, мг/дм ³	14497,00	14319,80	14319,80	14231,20	14497,00	14142,60
Гідрокарбонат, ммоль/дм ³	4,50	4,30	4,60	4,40	4,80	4,80
Гідрокарбонат, мг/дм ³	274,50	262,30	280,60	268,40	292,80	292,80
Сульфат, ммоль/дм ³	18,00	29,00	16,63	18,50	18,50	17,50
Сульфат, мг/дм ³	864,50	1392,90	798,50	888,60	888,60	840,50
Кальцій, ммоль/дм ³	8,80	7,50	7,30	8,00	8,80	8,90
Кальцій, мг/дм ³	176,35	150,30	146,29	160,32	176,35	178,36
Магній, ммоль/дм ³	87,95	100,63	87,33	88,13	88,33	87,35
Магній, мг/дм ³	1069,47	1223,66	1061,93	1071,66	1074,09	1062,18
Натрій та калій, ммоль/дм ³	334,75	329,17	326,10	323,97	335,17	325,05
Натрій та калій, мг/дм ³	8368,75	8229,25	8152,38	8099,25	8379,25	8126,25
Жорсткість загальна, ммоль/дм ³	96,75	108,13	94,63	96,13	97,13	96,25
Жорсткість карбонатна, ммоль/дм ³	4,50	4,30	4,60	4,40	4,80	4,80
Жорсткість некарбонатна, ммоль/дм ³	92,25	103,83	90,03	91,73	92,33	91,45
Сума аніонів, ммоль/дм ³	431,50	437,30	425,23	424,40	432,30	421,30
Сума аніонів, мг/дм ³	15636,00	15975,00	15398,90	15388,20	15678,40	15275,90
Сума катіонів, ммоль/дм ³	431,50	437,30	420,73	420,10	432,30	421,30
Сума катіонів, мг/дм ³	9614,57	9603,21	9360,60	9331,23	9629,69	9366,79
Сума іонів, ммоль/дм ³	863,00	874,60	845,96	844,50	864,60	842,60
Сума іонів (мінералізація), мг/дм ³	25250,57	25578,21	24759,50	24719,43	25308,09	24642,69

Таблиця 6.10 – Хімічний склад води III частини Тилігульського лиману в другому кварталі (квітень, травень, червень) 2015 р., погодні умови та стан водної поверхні під час натурних вимірювань і відбору проб води (дані ОДЕКУ)

Показники та їх розмірність	Дати натурних вимірювань і відбору проб					
	16.04.2015 р.		16.05.2015 р.		12.06.2015 р.	
1	2	3	4	5	6	7
Напрямок вітру (звідкіля дує), румб	західний		північно-західний		штиль	
Швидкість вітру, м/с	10-15		5-10		0	
Хмарність, характеристика	ясно		хмарно з проясненнями		ясно	
Опади, характеристика	без опадів		без опадів		без опадів	
Стан водної поверхні, характеристика	хвилі		хвилі		зяб	
Висота хвиль, м	0,5-0,7		0,4-0,6		0	
Прозорість (за білим диском Секкі), м	3,2 (до дна)		1,6		3,3 (до дна)	
Колір (за шкалою кольорів), характеристика	жовтий		жовтий, коричнювато-жовтий		жовтувато-зелений	
Час натурних вимірювань і відбору проб, год.-хв.	11-55	12-05	16-25	16-40	17-40	17-50
Глибина натурних вимірювань і відбору проб, м	0,2	3,2	0,2	2,9	0,2	3,3
Температура, °С	11,4	11,4	18,9	18,2	24,9	24,5
Мутність, г/дм ³	51,91	30,66	2,00	4,60	0,00	1,69
Густина води, кг/дм ³	1,018	1,017	1,018	1,016	1,018	1,018
Сухий залишок, г/дм ³	26,94	27,21	27,81	27,89	28,54	29,08
Прожарений залишок, г/дм ³	23,24	23,24	23,29	23,50	24,30	24,17
Вміст розчинених органічних речовин, г/дм ³	3,70	3,97	4,53	4,39	4,24	4,91
Концентрація NaCl, г/дм ³	22,90	23,20	23,20	23,10	23,70	23,70
Питома електропровідність, мСм/см	40,57	41,02	40,94	40,89	41,80	41,97
pH, одиниці pH	8,20	8,15	7,61	7,84	8,50	8,53

Продовження табл. 6.10

1	2	3	4	5	6	7
Хлор, ммоль/дм ³	396,50	404,00	406,50	444,00	421,50	426,50
Хлор, мг/дм ³	14053,90	14319,80	14408,40	15737,60	14940,10	15117,30
Гідрокарбонат, ммоль/дм ³	4,50	4,60	4,80	4,80	4,80	5,40
Гідрокарбонат, мг/дм ³	274,50	280,60	292,80	292,80	292,80	329,40
Сульфат, ммоль/дм ³	18,13	16,75	18,88	18,75	20,00	17,00
Сульфат, мг/дм ³	870,50	804,50	906,60	900,60	960,60	816,50
Кальцій, ммоль/дм ³	6,75	7,40	7,70	7,35	9,70	7,95
Кальцій, мг/дм ³	135,27	148,30	154,31	147,29	194,39	159,32
Магній, ммоль/дм ³	89,50	88,35	88,93	90,28	90,30	91,18
Магній, мг/дм ³	1088,32	1074,34	1081,39	1097,80	1098,05	1108,75
Натрій та калій, ммоль/дм ³	322,88	329,60	328,85	365,22	346,30	349,77
Натрій та калій, мг/дм ³	8071,88	8240,00	8221,13	9130,50	8657,50	8744,25
Жорсткість загальна, ммоль/дм ³	96,25	95,75	96,63	97,63	100,00	99,13
Жорсткість карбонатна, ммоль/дм ³	4,50	4,60	4,80	4,80	4,80	5,40
Жорсткість некарбонатна, ммоль/дм ³	91,75	91,15	91,83	92,83	95,20	93,73
Сума аніонів, ммоль/дм ³	419,13	425,35	430,18	467,55	446,30	448,90
Сума аніонів, мг/дм ³	15198,90	15404,90	15607,80	16931,00	16193,50	16263,20
Сума катіонів, ммоль/дм ³	419,13	425,35	425,48	462,85	446,30	448,90
Сума катіонів, мг/дм ³	9295,47	9462,64	9456,83	10375,59	9949,94	10012,32
Сума іонів, ммоль/дм ³	838,26	850,70	855,66	930,40	892,60	897,80
Сума іонів (мініралізація), мг/дм ³	24494,37	24867,54	25064,63	27306,59	26143,44	26275,52

Таблиця 6.11 – Хімічний склад води IV частини Тилігульського лиману в другому кварталі (квітень, травень, червень) 2015 р., погодні умови та стан водної поверхні під час натурних вимірювань і відбору проб води (дані ОДЕКУ)

Показники та їх розмірність	Дати натурних вимірювань і відбору проб					
	16.04.2015 р.		16.05.2015 р.		12.06.2015 р.	
1	2	3	4	5	6	7
Напрямок вітру (звідкіля дує), румб	західний		північно-північно-західний		північний	
Швидкість вітру, м/с	10-15		2-5 (пориви до 10)		0-2	
Хмарність, характеристика	ясно		хмарно з проясненнями		ясно	
Опади, характеристика	без опадів		без опадів		без опадів	
Стан водної поверхні, характеристика	хвилі		хвилі		хвилі	
Висота хвиль, м	0,7-1,0		0,1-0,2		0,1-0,2	
Прозорість (за білим диском Секкі), м	0,4		1,3		1,9	
Колір (за шкалою кольорів), характеристика	коричнювато-жовтий		коричнювато-жовтий		жовтувато-зелений, зеленувато-жовтий	
Час натурних вимірювань і відбору проб, год.-хв.	13-00	–	17-25	17-45	18-30	18-40
Глибина натурних вимірювань і відбору проб, м	0,2	–	0,2	1,7	0,2	1,9
Температура, °С	12,6	–	19,9	19,9	25,4	25,2
Мутність, г/дм ³	49,55	–	10,67	8,17	0,88	7,34
Густина води, кг/дм ³	1,018	–	1,015	1,015	1,015	1,017
Сухий залишок, г/дм ³	25,45	–	25,34	25,27	26,91	28,12
Прожарений залишок, г/дм ³	21,83	–	20,94	21,06	22,73	23,43
Вміст розчинених органічних речовин, г/дм ³	3,62	–	4,40	4,21	4,18	4,69
Концентрація NaCl, г/дм ³	21,90	–	21,10	21,00	22,50	22,80
Питома електропровідність, мСм/см	38,82	–	37,42	37,18	39,73	40,35
pH, одиниці pH	8,20	–	8,48	7,73	8,77	8,81

Продовження табл. 6.11

1	2	3	4	5	6	7
Хлор, ммоль/дм ³	379,00	–	379,00	379,00	394,00	401,50
Хлор, мг/дм ³	13433,70	–	13433,70	13433,70	13965,30	14231,20
Гідрокарбонат, ммоль/дм ³	4,80	–	5,60	5,40	6,40	6,20
Гідрокарбонат, мг/дм ³	292,80	–	341,60	329,40	390,40	378,20
Сульфат, ммоль/дм ³	17,38	–	17,38	17,50	18,75	17,00
Сульфат, мг/дм ³	834,50	–	834,50	840,50	900,60	816,50
Кальцій, ммоль/дм ³	6,80	–	7,45	8,40	9,25	9,75
Кальцій, мг/дм ³	136,27	–	149,30	168,34	185,37	195,39
Магній, ммоль/дм ³	85,33	–	81,68	80,48	87,00	87,50
Магній, мг/дм ³	1037,61	–	993,23	978,64	1057,92	1064,00
Натрій та калій, ммоль/дм ³	309,05	–	307,35	307,72	322,90	327,45
Натрій та калій, мг/дм ³	7726,13	–	7683,63	7693,00	8072,50	8186,25
Жорсткість загальна, ммоль/дм ³	92,13	–	89,13	88,88	96,25	97,25
Жорсткість карбонатна, ммоль/дм ³	4,80	–	5,60	5,40	6,40	6,20
Жорсткість некарбонатна, ммоль/дм ³	87,33	–	83,53	83,48	89,85	91,05
Сума аніонів, ммоль/дм ³	401,18	–	401,98	401,90	419,15	424,70
Сума аніонів, мг/дм ³	14561,00	–	14609,80	14603,60	15256,30	15425,90
Сума катіонів, ммоль/дм ³	401,18	–	396,48	396,60	419,15	424,70
Сума катіонів, мг/дм ³	8900,01	–	8826,16	8839,98	9315,79	9445,64
Сума іонів, ммоль/дм ³	802,36	–	798,46	798,50	838,30	849,40
Сума іонів (мініралізація), мг/дм ³	23461,01	–	23435,96	23443,58	24572,09	24871,54

Таблиця 6.12 – Хімічний склад води Тилігульського лиману (середні значення) в другому кварталі (квітень, травень, червень) 2015 р. (дані ОДЕКУ)

Показники хімічного складу води та їх розмірність	Дати відбору проб води			Середнє значення
	16.04.2015	16.05.2015	12.06.2015	
Прозорість, м	4,0	3,3	2,3	3,2
Колір, характеристика	жовтий	коричнювато-жовтий	зеленувато-жовтий	коричнювато-жовтий
Температура, °С	10,1	18,2	23,4	17,2
Мутність, г/дм ³	35,05	7,45	20,02	20,84
Густина води, кг/дм ³	1,018	1,017	1,017	1,017
Сухий залишок, г/дм ³	27,04	26,96	27,85	27,28
Прожарений залишок, г/дм ³	23,05	22,63	23,47	23,05
Вміст розчинених органічних речовин, г/дм ³	3,99	4,34	4,38	4,24
Концентрація NaCl, г/дм ³	23,00	22,50	23,08	22,86
Питома електропровідність, мСм/см	40,72	39,78	40,81	40,44
pH, одиниці pH	8,22	7,68	8,47	8,12
Хлор, ммоль/дм ³	400,79	400,25	409,31	403,45
Хлор, мг/дм ³	14205,90	14186,90	14508,10	14300,30
Гідрокарбонат, ммоль/дм ³	4,56	4,85	5,25	4,89
Гідрокарбонат, мг/дм ³	278,00	295,90	320,30	298,07
Сульфат, ммоль/дм ³	19,02	18,09	18,30	18,47
Сульфат, мг/дм ³	913,40	169,10	878,80	653,77
Кальцій, ммоль/дм ³	7,87	7,31	8,98	8,05
Кальцій, мг/дм ³	157,74	146,42	179,99	161,38
Магній, ммоль/дм ³	89,02	86,64	88,27	87,98
Магній, мг/дм ³	1082,52	1053,48	1073,36	1069,79
Натрій та калій, ммоль/дм ³	327,47	324,50	335,61	329,19
Натрій та калій, мг/дм ³	8186,66	8112,56	8390,20	8229,81
Жорсткість загальна, ммоль/дм ³	96,89	93,94	97,25	96,03
Жорсткість карбонатна, ммоль/дм ³	4,56	4,85	5,25	4,89
Жорсткість некарбонатна, ммоль/дм ³	92,34	89,09	92,00	91,14
Сума аніонів, ммоль/дм ³	424,37	423,19	432,86	426,81
Сума аніонів, мг/дм ³	15397,30	14651,90	15707,20	15252,13
Сума катіонів, ммоль/дм ³	424,36	418,45	432,86	425,22
Сума катіонів, мг/дм ³	9426,92	9312,46	9643,55	9460,98
Сума іонів, ммоль/дм ³	848,73	841,64	865,72	852,03
Сума іонів (мініералізація), мг/дм ³	24824,22	23964,36	25350,75	24713,11

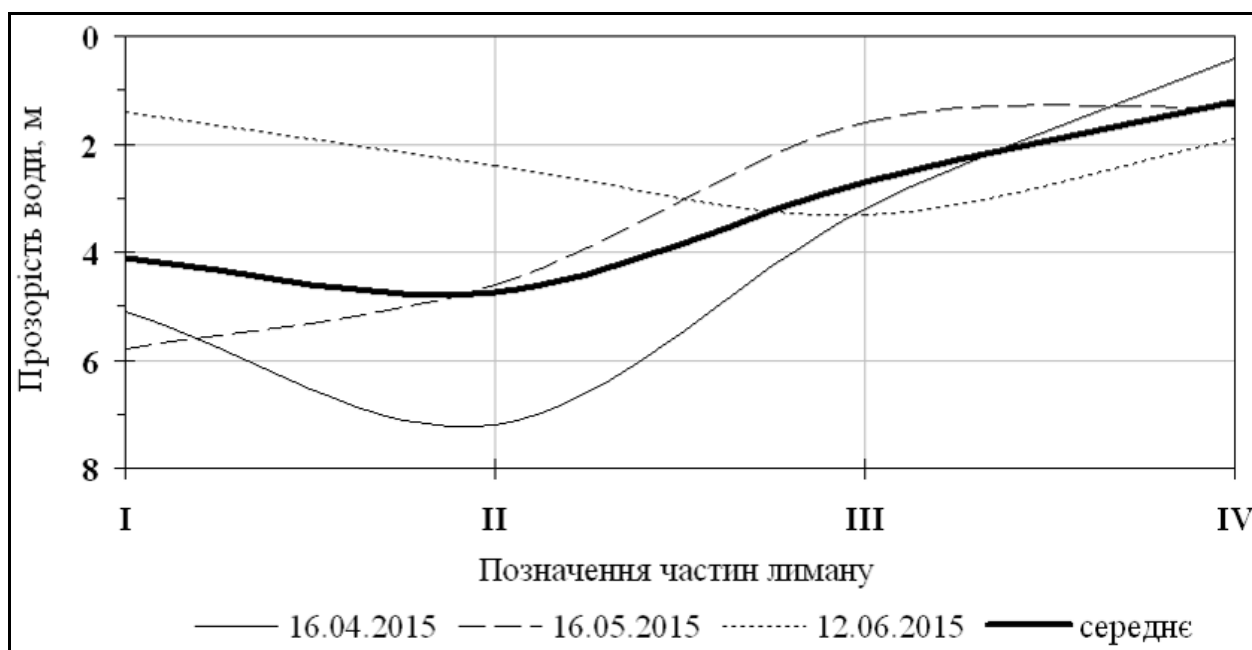


Рисунок 6.6 – Мінливість прозорості води (за стандартним білим диском Секкі) в різних частинах Тилігульського лиману в квітні-червні 2015 р. (дані ОДЕКУ)

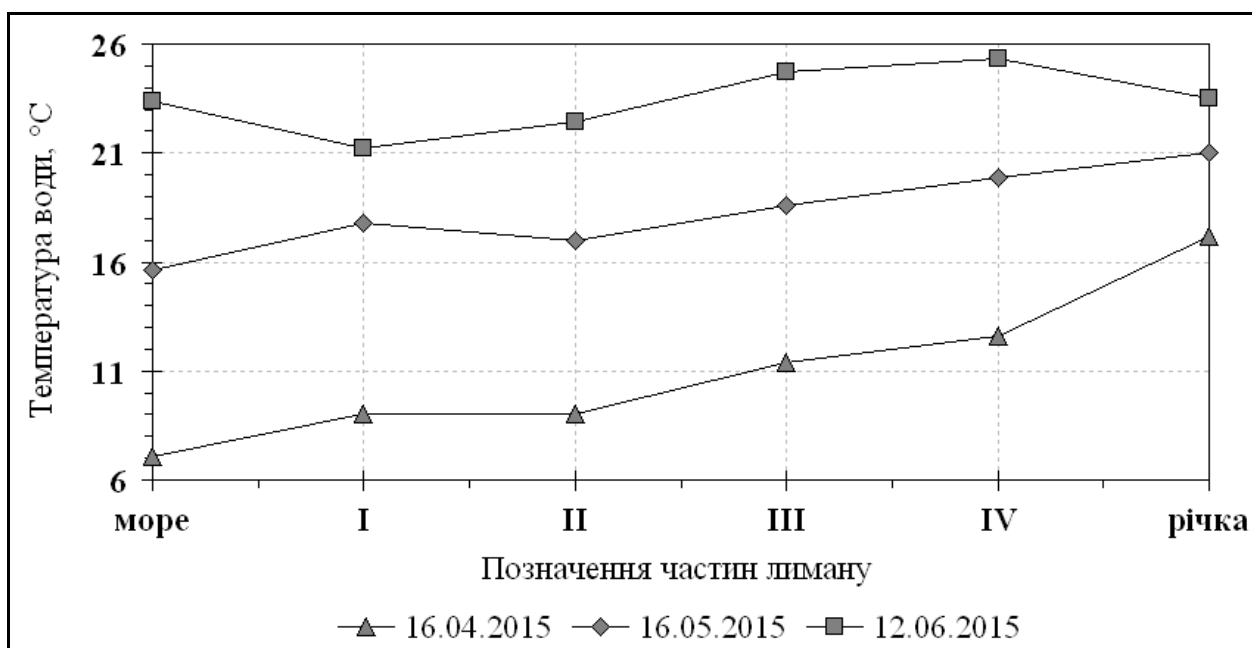


Рисунок 6.7 – Мінливість температури води прилеглої до сполучного каналу ділянки Чорного моря, різних частин Тилігульського лиману та р. Тилігул у квітні-червні 2015 р. (дані ОДЕКУ)

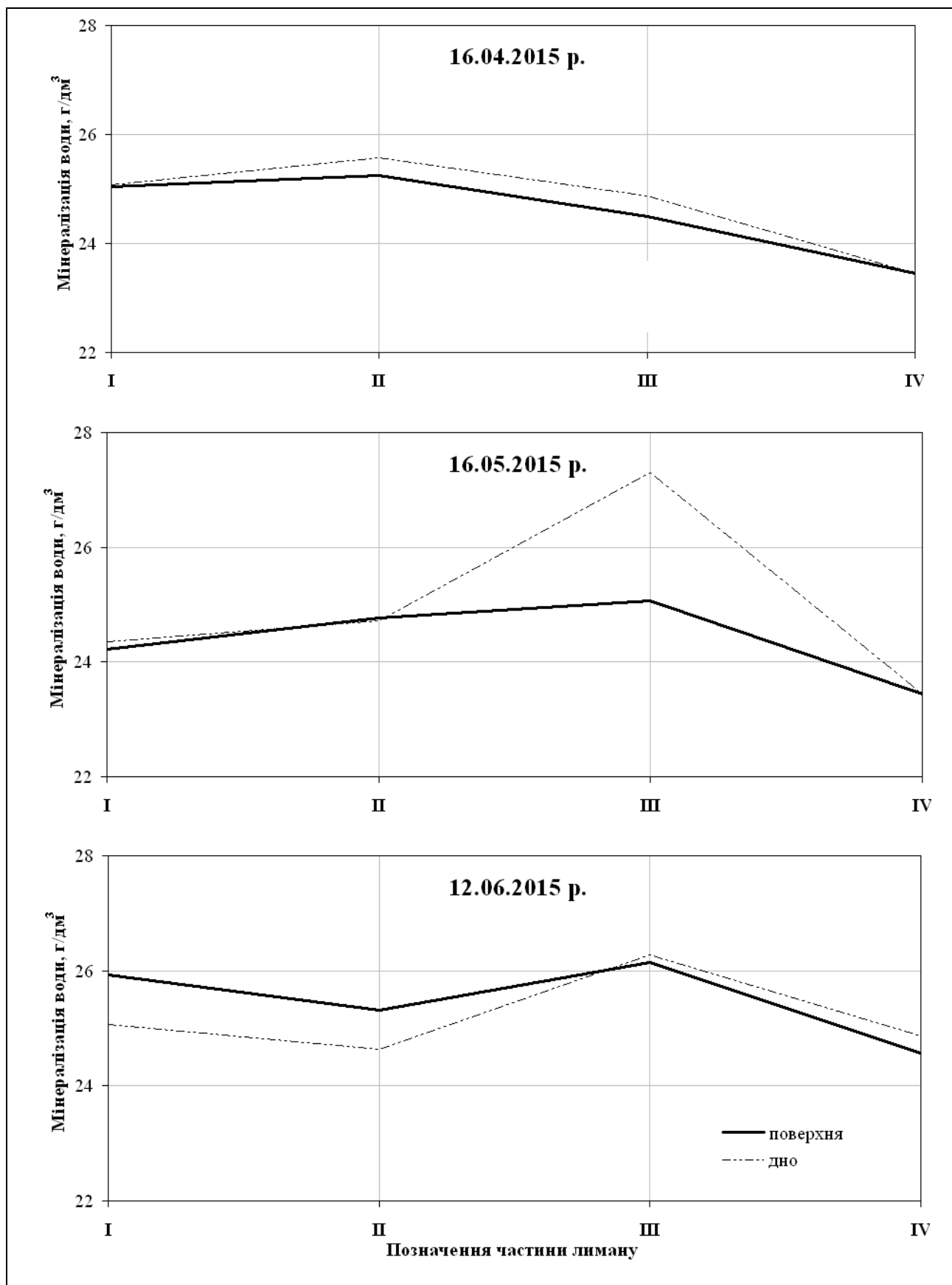


Рисунок 6.8 – Мінливість мінералізації води (за сумою іонів) у поверхні та на глибині (поблизу дна) в різних частинах Тилігульського лиману в квітні-червні 2015 р. (дані ОДЕКУ)

6.2 Гідрохімічна характеристика сучасного ступеня трофності вод лиману та чинники, які визначають його

У період 1979-1987 рр. особливості формування гідрохімічного режиму Тилігульського лиману досліджувалися Інститутом гідробіології Академії наук УРСР. Результати цих досліджень опубліковані в монографії [99]. У роботі наведені дані про мінливість концентрацій мінеральних форм азоту і фосфору, органічної речовини (на основі спостережених значень перманганатної окиснюваності, концентрації органічного вуглецю, БСК₅).

У 90-х роках минулого сторіччя гідрологічні та комплексні екосистемні спостереження в Тилігульському лимані не проводилися через важке соціально-економічного становища в країні.

Починаючи з 2001 р. і по теперішній час моніторинг характеристик гідрохімічного режиму вод Тилігульського лиману проводиться Інститутом біології моря (до 2014 р - Одеським філіалом Інституту біології південних морів) НАН України. Узагальнені матеріали спостережень, одержані в період 2001-2003 рр., опубліковані в монографії [1], У монографії [2], на основі даних гідрохімічних спостережень, отриманих в період 2002-2010 рр., дана характеристика сучасного гідрохімічного режиму вод Тилігульського лиману і чинників, які його визначають. У 2012 та 2015 рр. гідрохімічний моніторинг вод лиману виконувався Одеським державним екологічним університетом (ОДЕКУ).

На жаль, спостереження за мінливістю гідрохімічних характеристик прибережних морських вод на акваторії, прилеглої до пересипу Тилігульського лиману в районі виходу з'єднувального каналу в море, почали виконуватися тільки з 2014 р. Оцінки імовірнісних характеристик мінливості гідрохімічних параметрів морських вод північно-західній частині Чорного моря в Дніпровсько-Бузькому пригирловому районі (прилеглому до пересипу Тилігульського лиману), отримані на основі наявних даних спостережень за період 1990-2005 рр., наведені в довіднику [132].

Комплекс спостережень за гідрохімічними характеристиками вод лиману включав в себе, зокрема, визначення концентрацій розчинених мінеральних форм азоту (амонійного NH_4^+ , нітритного NO_2^- , нітратного NO_3^-) і фосфору (фосфатів PO_4^{3-}), загального азоту (N_{TOT}) і фосфору (P_{TOT}), розчиненої органічної речовини (POP) за перманганатною окиснюваністю, розчиненого кисню (O_2). Концентрації органічного азоту і фосфору обчислювалися за різницею між загальним вмістом і концентрацією мінеральних форм: $P_{org} = P_{TOT} - P_{MIN}$, $N_{org} = N_{TOT} - N_{MIN}$. Дані 3 гідроекологічних зйомок Тилігульського лиману, виконаних у квітні-липні 2015 р. наведені в табл. 6.13-6.15.

Таблиця 6.13 – Гідрохімічні показники екологічного стану вод Тилігульського лиману у квітні 2015 р. (за даними ОДЕКУ).
Схема станцій приведена на рис. 6.1

Дата	Станція	Н, м	Т°С	S, ‰	O ₂		POP	NH ₄ ⁺	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	N _{ТОТ}	PO ₄ ³⁻	P _{ТОТ}	Si
					мг/л	% нас.	мгО·дм ⁻³	мгN·дм ⁻³			мгP·дм ⁻³		мг·дм ⁻³	
15.04.2015	1 (море)	0	7,0	17,303	11,43	105,41	1,35	0,013	0,002	0,020	3,00	0,040	0,044	0,77
		2,5	7,2	17,339	11,73	108,62	1,86	0,013	0,001	0,017	2,09	0,047	0,066	0,90
16.04.2015	2	0	9,2	24,911	9,43	96,20	4,56	0,019	0,002	0,017	2,12	1,896	0,547	1,03
		15	8,2	24,979	9,46	94,29	4,39	0,019	0,001	0,018	2,32	1,896	0,611	1,07
16.04.2015	3	0	9,2	25,174	9,61	98,10	4,56	0,019	0,002	0,012	3,15	1,703	0,363	1,19
		15	8,8	25,118	8,76	88,71	4,56	0,019	0,003	0,026	3,27	1,008	0,418	1,22
16.04.2015	4	0	11,4	24,814	8,94	95,71	4,56	0,019	0,002	0,032	3,29	1,221	0,328	1,21
		3,2	11,4	24,807	8,57	91,73	4,73	0,019	0,003	0,034	3,48	0,255	0,179	0,90
16.04.2015	5	0	12,6	23,091	8,24	89,44	4,73	0,018	0,006	0,014	3,81	0,152	0,119	1,50
16.04.2015	6	0	17,2	< 0,5	9,23	96,13	5,74	0,008	0,003	0,030	2,93	0,233	0,137	6,00

Таблиця 6.14 – Гідрохімічні показники екологічного стану вод Тилігульського лиману у травні 2015 р. (за даними ОДЕКУ).
Схема станцій приведена на рис. 6.1

Дата	Станція	Н, м	Т°С	S, ‰	O ₂		POP	NH ₄ ⁺	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	N _{ТОТ}	PO ₄ ³⁻	P _{ТОТ}	Si
					мг/л	% нас.	мгО·дм ⁻³	мгN·дм ⁻³			мгP·дм ⁻³		мг·дм ⁻³	
16.05.2015	1 (море)	0	15,6	16,944	6,24	99,5	2,69	0,005	0,004	0,033	1,69	0,019	0,006	1,10
16.05.2015	2	0	17,6	24,369	5,69	98,8	5,37	0,008	0,003	0,026	2,33	0,528	0,076	1,33
		19,5	17,3	24,425	4,71	81,4	4,87	0,015	0,002	0,011	2,53	0,513	0,162	1,61
16.05.2015	3	0	17,0	24,765	5,55	95,52	5,03	0,009	0,003	0,016	3,93	0,358	0,220	1,45
		13,9	16,9	24,717	5,35	91,8	5,20	0,012	0,004	0,018	3,98	0,524	0,087	1,60
16.05.2015	4	0	18,9	24,866	5,38	96,2	4,70	0,008	0,004	0,017	4,59	0,530	0,103	1,43
		2,9	18,2	24,866	5,66	99,8	4,87	0,006	0,004	0,006	4,47	0,548	0,095	1,48
16.05.2015	5	0	19,9	22,532	5,84	104,9	5,20	0,008	0,005	0,011	4,21	0,355	0,223	1,45
		1,7	19,9	21,634	5,95	106,8	5,37	0,007	0,005	0,012	4,96	0,244	0,077	1,54
16.05.2015	6	0	21,0	< 1,0	2,93	47,3	5,54	0,005	0,006	0,007	4,80	0,186	0,109	5,95

Таблиця 6.15 – Гідрохімічні показники екологічного стану вод Тилігульського лиману у червні 2015 р. (за даними ОДЕКУ).
Схема станцій приведена на рис. 6.1

Дата	Станція	Н, м	Т°С	S, ‰	O ₂		POP мгО·дм ⁻³	NH ₄ ⁺	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	N _{тот}	PO ₄ ³⁻	P _{орг}	Si
					мг/л	% нас.								
12.06.2015	1 (море)	0	23,4	15,784	8,39	108,1	2,78	0,021	0,002	0,154	0,97	0,017	0,006	0,71
12.06.2015	2	0	23,6	24,328	12,99	176,5	5,73	0,025	0,002	0,017	4,43	0,608	0,048	1,21
		20,9	18,9	24,309	1,92	23,9	5,57	0,022	0,002	0,014	4,68	0,752	0,048	1,61
12.06.2015	3	0	23,9	24,720	10,22	139,9	5,90	0,019	0,002	0,015	4,24	0,656	0,039	1,05
		13,2	21,0	24,657	3,91	50,9	5,90	0,028	0,002	0,033	3,84	0,948	0,064	1,44
12.06.2015	4	0	24,9	25,301	7,75	108,4	5,57	0,013	следи	0,020	3,45	0,714	0,431	1,27
		3,3	24,5	24,616	7,98	110,3	5,90	0,007	0,002	0,020	1,98	0,752	0,157	1,17
12.06.2015	5	0	25,4	23,884	7,99	111,8	5,73	0,011	0,001	0,015	1,56	0,591	0,219	0,96
		1,9	25,2	24,130	9,65	134,7	6,22	0,011	0,004	0,011	1,26	0,723	0,884	1,11
12.06.2015	6	0	23,5	< 2,0	0,43	5,1	6,72	0,010	0,003	0,108	1,20	0,190	0,061	5,46

Н – глибина, Т – температура води, S – солоність води

Головним недоліком гідроекологічного моніторингу вод Тилігульського лиману в сучасний період, є те, що він проводиться не регулярно. Спостереження мають епізодичний характер, нерівномірно розподілені по акваторії лиману. Їх кількість значно розрізняється по роках і місяцях. В окремі місяці й роки спостереження взагалі не проводились або поодинокі. Переважна частина спостережень відноситься до поверхневого шару вод.

Для оцінки впливу зовнішніх чинників, що формують гідрохімічний режим лиману, використовувалися дані гідрохімічних спостережень за концентрацією біогенних речовин у водах р.Тилігул в період 2001-2011 рр., виконані з дискретністю 1 раз в сезон на посту «Березівка», розташованому в 15 км від верхів'я лиману, підрозділами Гідрометеорологічної служби України, дані гідрохімічних спостережень на акваторії північно-західній частині Чорного моря поблизу Григорівського лиману, виконані науковцями ІБМ, за період 2004-2014 рр., а також дані спостережень на морській станції гідрохімічних зйомок лиману, виконаних у 2014-2015 рр. ОДЕКУ.

Для встановлення характеру внутрішньорічної мінливості гідрохімічних характеристик екосистеми Тилігульського лиману, отримані у ХХІ сторіччі дані спостережень в поверхневому шарі води групувалися по місяцях і надалі обчислювалися їх багаторічні середньомісячні значення. Інформація про кількість спостережень, які припадають на кожен місяць, та роки, в які вони були виконані, наведена в таблиці 6.16.

Таблиця 6.16 – Інформація про кількість гідрохімічних спостережень в поверхневому шарі вод Тилігульського лиману, виконаних в період 2002-2015 рр. та їх розподіл по місяцях і роках

Місяць	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Кількість спостер.	3	9	18	14	18	13	8	4
Роки	2003, 2015	2003, 2015	2006, 2008, 2012, 2015	2002, 2004, 2005, 2010, 2015	2003, 2004, 2005, 2010, 2014	2002, 2012	2003, 2004, 2014	2003, 2005

Оцінки статистичних характеристик внутрішньорічної мінливості концентрацій мінеральних і органічних форм азоту і фосфору, а також розчиненої органічної речовини (*POP*) в поверхневому шарі вод Тилігульського лиману, отримані узагальненням помісячно даних спостережень за період 2002-2015 рр., представлені на рис. 6.9. У порівнянні з кінцем 70-х - початком 80-х років ХХ ст. в лимані значно зменшилися концентрації амонійного азоту і збільшилися концентрації мінерального фосфору (рис. 6.10). Характерна

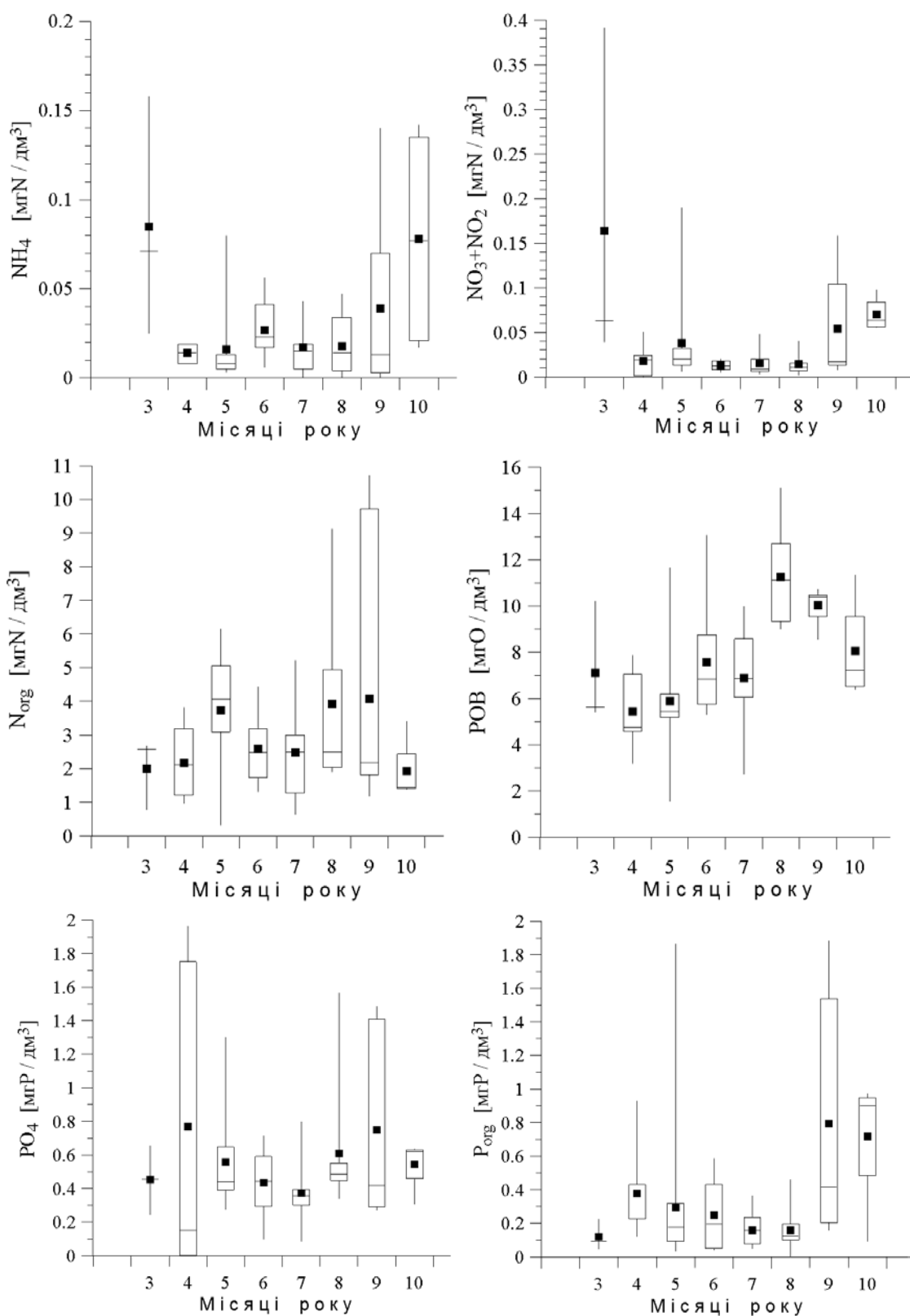


Рисунок 6.9 – Характеристики внутрішньорічної мінливості мінеральних та органічних форм азоту і фосфору, POP в Тилігульському лимані, встановлена помісячним узагальненням даних спостережень за період 2002-2015 рр. Наведені мінімальні, максимальні, медіанні (риска) і середні (чорні квадрати) значення, а також значення 25 % та 75 % квантилей (нижня та верхня межі прямокутників)

особливість гідрохімічного режиму вод лиману полягає в незбалансованості екосистеми за вмістом основних біогенних елементів – азоту и фосфору.

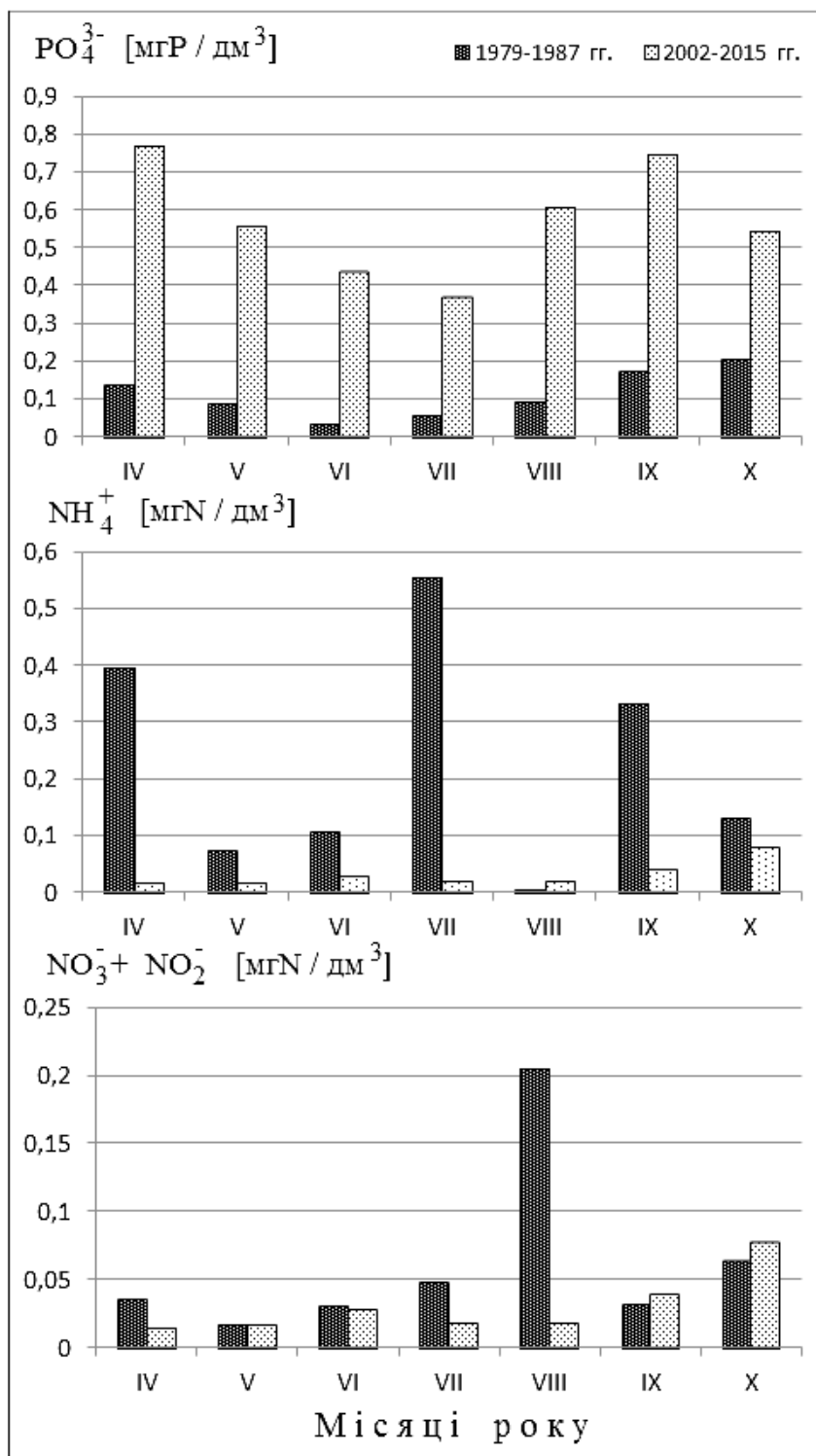


Рисунок 6.10 – Внутрішньорічна мінливість середньомісячних концентрацій мінеральних форм азоту і фосфору у водах Тилігульського лиману за даними моніторингу 1979-1987 рр. [99] і 2002-2015 рр.

Співвідношення між концентраціями азоту і фосфору N : P у водах лиману, розраховане за медіанними значеннями узагальнених помісячно даних наявних спостережень за період 2002-2015 рр., в середньому становить 1: 12 для неорганічних форм, 13 : 1 – для органічних форм, 4 : 1 – для загальних азоту і фосфору, при стандартному співвідношенні для органічної речовини планктону 7,2 : 1 [133]. Це свідчить про лімітування мінеральним азотом первинного продукування органічної речовини автотрофами, а також про домінування в складі органічного азоту стійкої до біохімічному окислюванню фракції, зі значно меншою швидкістю мінералізації, ніж для органічного фосфору. Наслідком обмеження первинної продукції органічної речовини в лимані відносно низькими концентраціями мінерального азоту є накопичення в ньому мінеральних і органічних сполук фосфору.

Порівняння узагальнених за період 2001-2011 рр. сезонних концентрацій біогенних речовин у водах р.Тилігул (за даними спостережень в пункті «Березівка», рис. 6.11) з відповідними даними для вод Тилігульського лиману свідчить, що річковий стік є визначальним джерелом надходження в лиман мінеральних форм азоту. Цим, зокрема, можна пояснити спалах біомаси фітопланктону влітку 2010 р., коли через сильні зливи стік р.Тилігул спостерігався в липні. Водночас, концентрації органічного і, особливо, мінерального фосфору в річкових водах протягом усього року нижчі, ніж в лимані.

З порівняння усереднених за період 2002-2015 рр. щомісячних значень концентрацій мінеральних і органічних форм азоту і фосфору, *POP* у водах Тилігульського лиману, з відповідними гідрохімічними параметрами морської води на ділянці моря поблизу Григорівського лиману, узагальненими за період 2004-2014 рр., витікає, що в морських водах міститься менше фосфатів, органічного азоту і фосфору, *POP*, ніж у водах лиману (рис. 6.12). У той же час надходження морських в лиман може сприяти підвищенню концентрацій мінеральних форм азоту.

Польові дослідження, виконані в 2014-2015 рр., підтвердили висновок про те, що концентрації в морській воді мінеральних форм азоту перевищують типові для вод Тилігульського лиману значення (рис. 6.13). Отже, інтенсивне надходження в лиман морських вод через сполучний канал сприятиме збільшенню продукції органічної речовини водоростями. Однак, через особливості динаміки вод в лимані (утруднений водообмін між різними частинами лиману), цей вплив явно буде проявлятися лише в південній частині лиману. Крім того, ефект зростання первинної продукції органічної речовини в результаті підвищення концентрацій у водах лиману форм мінерального азоту, які надходять з морськими водами, компенсуватиметься зменшенням концентрації органічної речовини за рахунок розбавлення лиманних вод морськими, в яких концентрація органічних речовин менше. З урахуванням того, що в морській воді міститься менше фосфатів, органічних азоту і фосфору, *POP*, ніж у водах лиману, можна зробити висновок, що

інтенсифікація надходження в лиман морських вод буде надавати «оздоровчий» вплив на екосистему лиману з позицій евтрофікації.

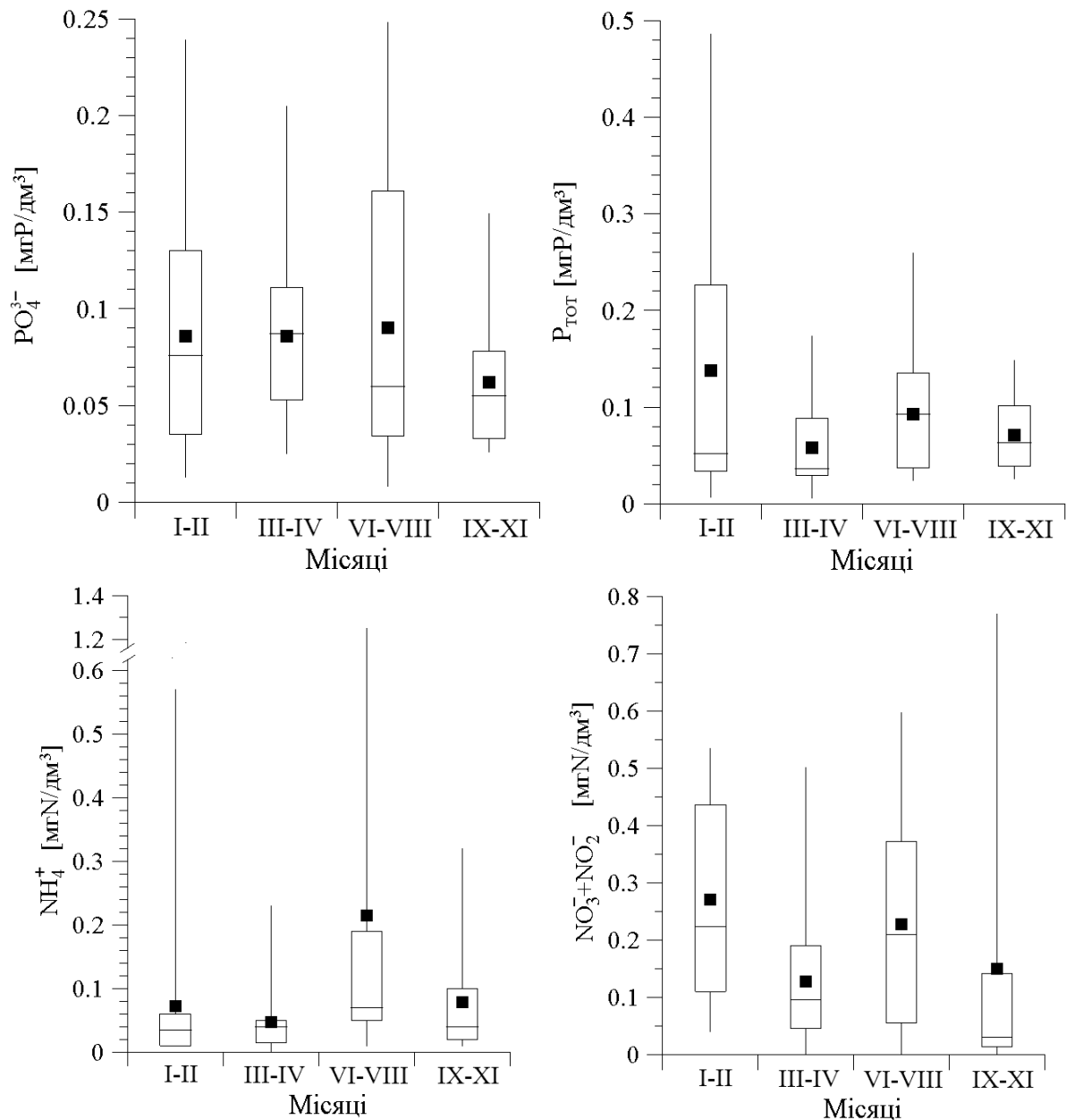


Рисунок 6.11 – Характеристики сезонної мінливості концентрацій мінерального та органічного фосфору, мінеральних форм азоту в водах р. Тилігул в період 2001 - 2011 рр. за даними спостережень в пункті «с/мт Березівка». Наведені мінімальні, максимальні, медіанні (риска) і середні (чорні квадрати) значення, а також значення 25 % та 75 % квантилей (нижня та верхня межі прямокутників)

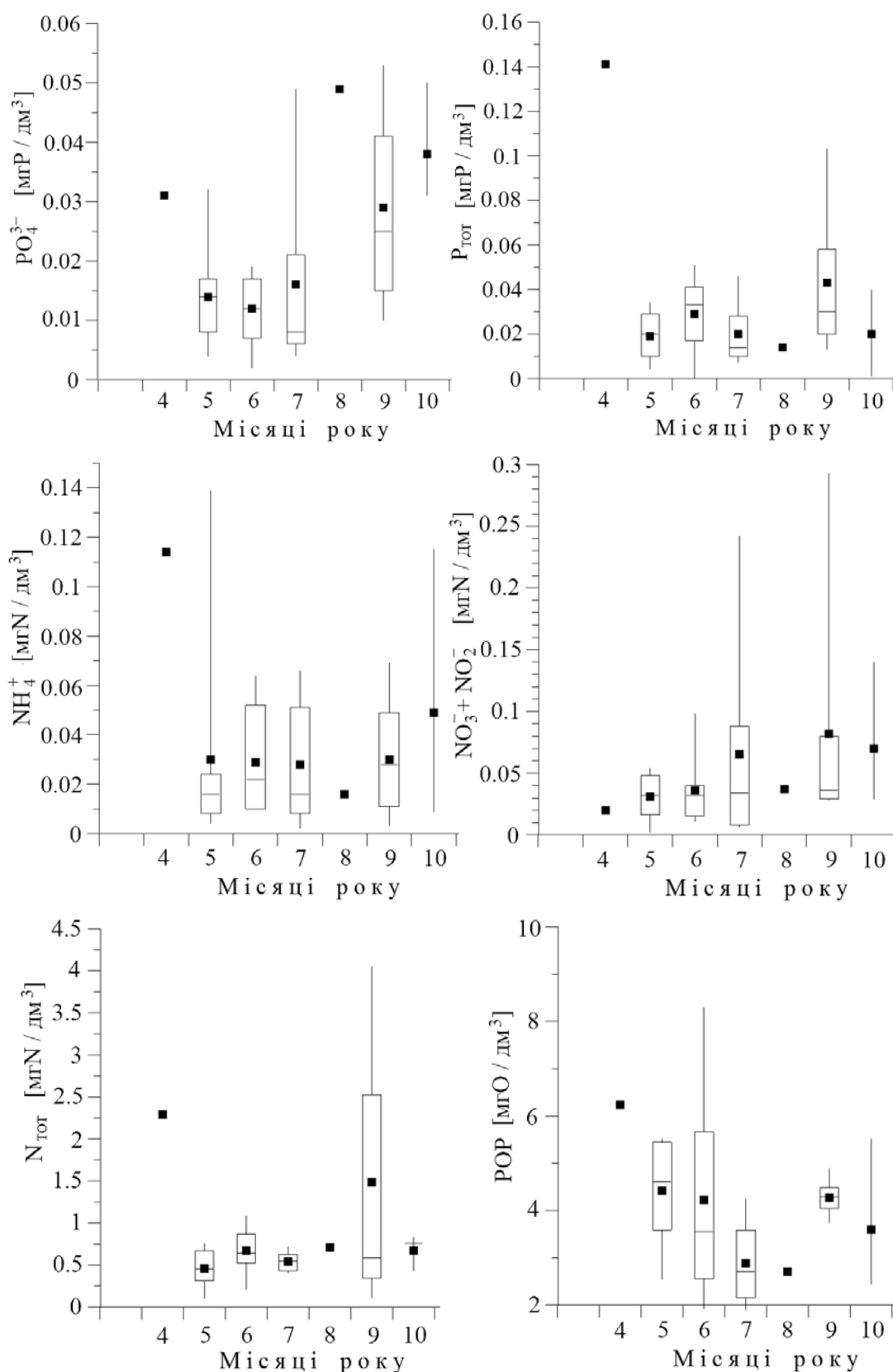


Рисунок 6.12 – Характеристики внутрішньорічної мінливості мінеральних та органічних форм азоту і фосфору, POP на ділянці моря поблизу Григорівського лиману, встановлена помісячним осередненням даних спостережень за період 2004-2014 рр. Наведені мінімальні, максимальні, медіанні (риска) і середні (чорні квадрати) значення, а також значення 25 % та 75 % квантилей (нижня та верхня межі прямокутників)

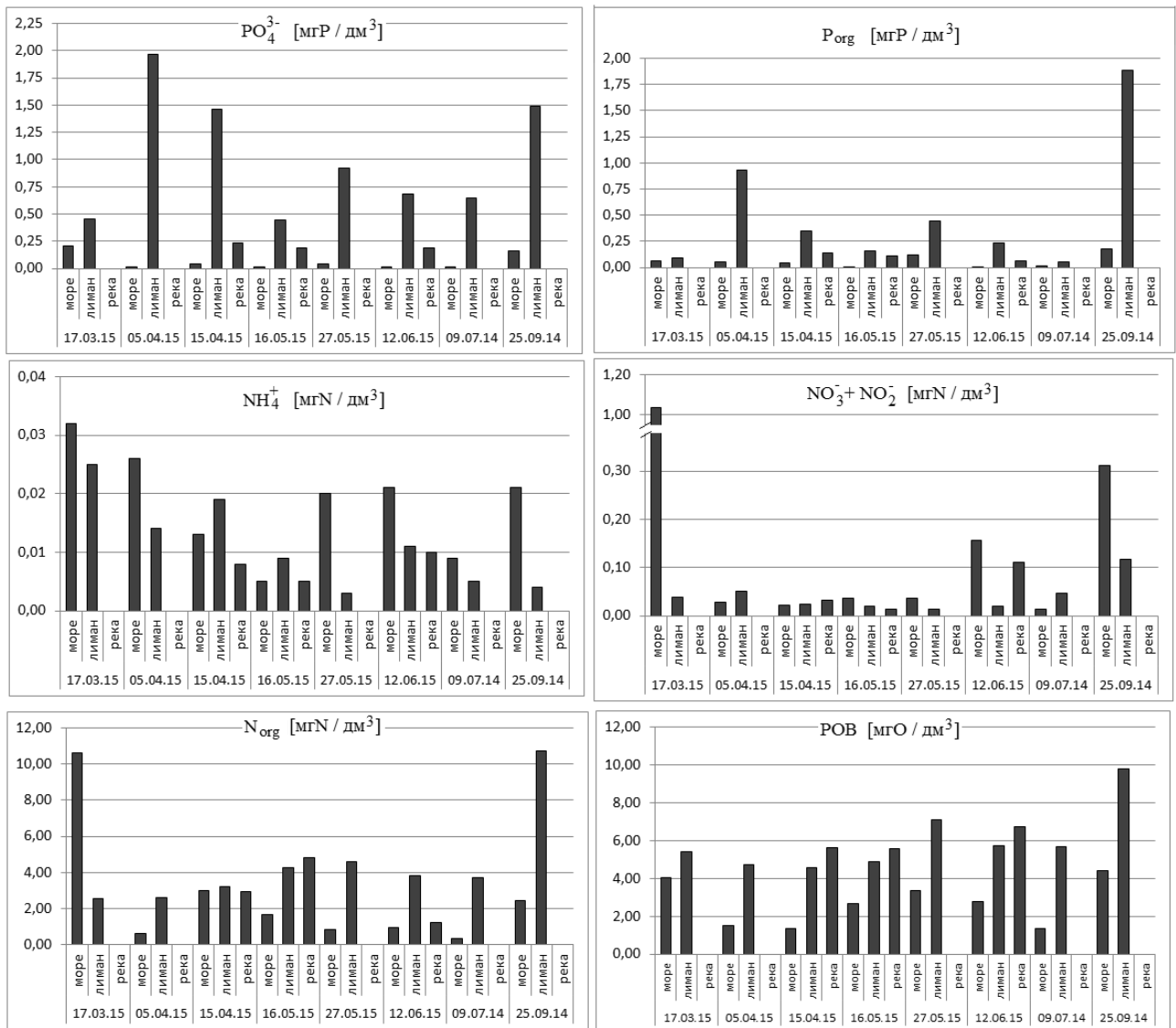


Рисунок 6.13 – Концентрації мінеральних і органічних форм азоту і фосфору, *POP* у водах Тилігульського лиману, річки Тилігул і морській воді, виміряні в період моніторингу 2014-2015 рр.

З іншого боку, епізодичні гідрохімічні спостереження виконані в 2014-2015 рр. на станції розташованій в гирловій частини р.Тилігул показали, що річковий стік в лиман є джерелом додаткового надходження до нього нітратного азоту і, особливо, *POP*. Концентрації в річковій воді амонійного азоту, мінерального і органічного фосфору були меншими, ніж в лимані в період спостережень.

Однією з головних гідроекологічних проблем Тилігульського лиману є розвиток влітку дефіциту вмісту кисню (гіпоксії) у водах придонного шару глибоких ділянок акваторії лиману, а також на мілководді в нічний час при штилі і сильному прогріві вод. На ділянках центральної і південної частин лиману, де розташовані глибокі улоговини в рельєфі дна, наявність навіть слабо вираженої температурної стратифікації вод в літній період року

призводить до розвитку гіпоксії (див. розділ 5.2), а при наявності різко вираженого термоклину, як наприклад у 2010 р., виникає аноксія. На прибережному мілководді, при штильових умовах влітку, в результаті інтенсивного дихання і біохімічного окислення відмерлих залишків макрофітів, вміст у воді розчиненого кисню в нічний час може знижуватися до мінімальних значень, які відповідають гіпоксійним умовам (рис. 6.14).

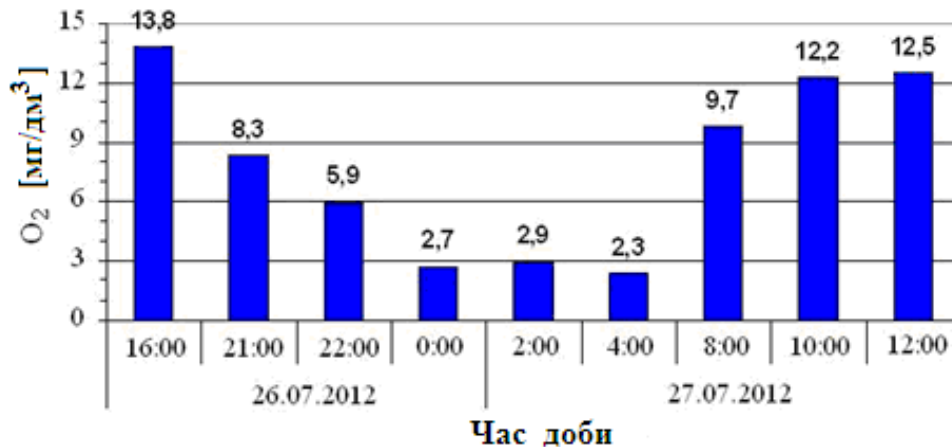


Рисунок 6.14 – Добовий хід вмісту розчиненого у воді кисню в прибережній мілководній зоні південної частини лиману в серпні 2012 р. (інформація Є.В. Соколова)

Отже, порівняння гідрохімічних характеристик морських, лиманних і річкових вод дозволяє зробити висновок, що основні риси гідрохімічного режиму Тилігульського лиману значною мірою визначаються особливостями формування його водного балансу. Біогенні елементи, що надходять із зовнішніх джерел – з поверхневим стоком з водозбірного басейну лиману, морськими водами через сполучний канал, протягом багатьох років акумулюються в ньому через інтенсивні втрати водного об'єму на випаровування влітку. Цьому сприяють сучасний режим експлуатації та морфометричні характеристики з'єднувального каналу, при яких в період функціонування каналу у травні-липні домінує односпрямований (з моря в лиман) водообмін з морем. При цьому компенсується дефіцит прісного балансу лиману, але не забезпечується витікання води з лиману, разом з біогенними речовинами, які містяться в ній, в море в значущих об'ємах, тобто відсутня "промивка" лиману.

Аналіз гідрохімічних характеристик порових розчинів донних відкладів Тилігульського лиману свідчить, що в них накопичені значні запаси сполук біогенних елементів і органічної речовини (табл. 6.17). Ці запаси постійно поповнюються за рахунок надходження органічних речовин з водної товщі в результаті гравітаційного осадження. Вміст сполук азоту і фосфору, *POP* у

порових розчинах стабільно високий і більш ніж в декілька разів перевищує їх концентрації у водній товщі. При певних сприятливих умовах (високій температурі води влітку, вітро-хвильовому скаламучуванні донних відкладів на мілководді, виникненні відновлювальних умов в придонному шарі) інтенсивне їх надходження до водної товщі може значно змінювати гідрохімічні характеристики вод лиману, сприяти додатковому продукуванню органічної речовини, розвитку гіпоксії.

Таблиця 6.17 – Характеристика порових розчинів донних відкладів Тилігульського лиману

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

Для оцінки якості вод Тилігульського лиману використовувалася методика екологічної оцінки якості поверхневих вод [134]. Індекси показників вмісту сполук біогенних елементів і органічних речовин, розраховані за середньобагаторічними місячними значеннями гідрохімічних характеристик вод, дозволяють класифікувати лиман як евтрофну, β"- мезосапробну, слабо забруднену водойму III класу, 4 категорії якості води. Це зумовлено високими концентраціями в водах лиману мінерального і загального фосфору (V клас, 7 категорія якості води), органічного азоту (II-III клас, 3-4 категорія), розчиненої органічної речовини (II-III клас, 3-5 категорія). В той же час, середні концентрації мінерального азоту відповідають I класу, 1 категорії якості вод. Загальний екологічний стан вод лиману класифікується як задовільний. За значенням індексу E-TRIX = 4,6 трофічний рівень лиману відповідає класу «середній» [135].

Таким чином, поряд з тенденцією підвищення солоності вод, однією з головних гідроекологічних проблем Тилігульського лиману є евтрофікація його вод, яка набуває особливої небезпеки для екосистеми лиману у зв'язку зі значним порушенням природного співвідношення між мінеральними сполуками азоту та фосфору в його водах. На даний час первинне продукування органічної речовини в лимані влітку стримується відносно низькими концентраціями мінерального азоту. Але наслідком цього є накопичення в лимані мінеральних і органічних сполук фосфору. Збільшення надходження в лиман морських вод може призводити до зростання первинної продукції

органічної речовини водоростями в південній частині лиману, за рахунок додаткових поставок мінерального азоту. Однак, з іншого боку, збільшення надходження морських вод в лиман сприятиме зменшенню вмісту в його водах *POP*, органічного і мінерального фосфору, концентрації яких у морській воді значно менші, ніж в лимані.

Високі концентрації розчиненої органічної речовини в порових водах донних відкладів, сприяють швидкому розвитку влітку гіпоксійних явищ в придонному шарі вод при зменшенні інтенсивності вертикального турбулентного перемішування вод за слабких вітрів або штильових умов, а також за наявності сезонного термоклинну. Скаламучування донних відкладів на мілководді при сильних вітрах призводить до значного зростання концентрації у воді мінеральних та органічних форм азоту і фосфору.

При інтенсифікації різноспрямованого водообміну з морем через поглиблений з'єднувальний канал біогенні речовини, *POP* будуть не тільки надходити до лиману з поверхневим стоком та морськими водами і акумулюватися в ньому, але й виводитися з лиману в море.

7 ВОДНО-СОЛЬОВИЙ БАЛАНС ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ В РЕТРОСПЕКТИВНИЙ ПЕРІОД

Модель водного балансу Тилігульського лиману може бути представлена у вигляді наступної блок-схеми (рис. 7.1).

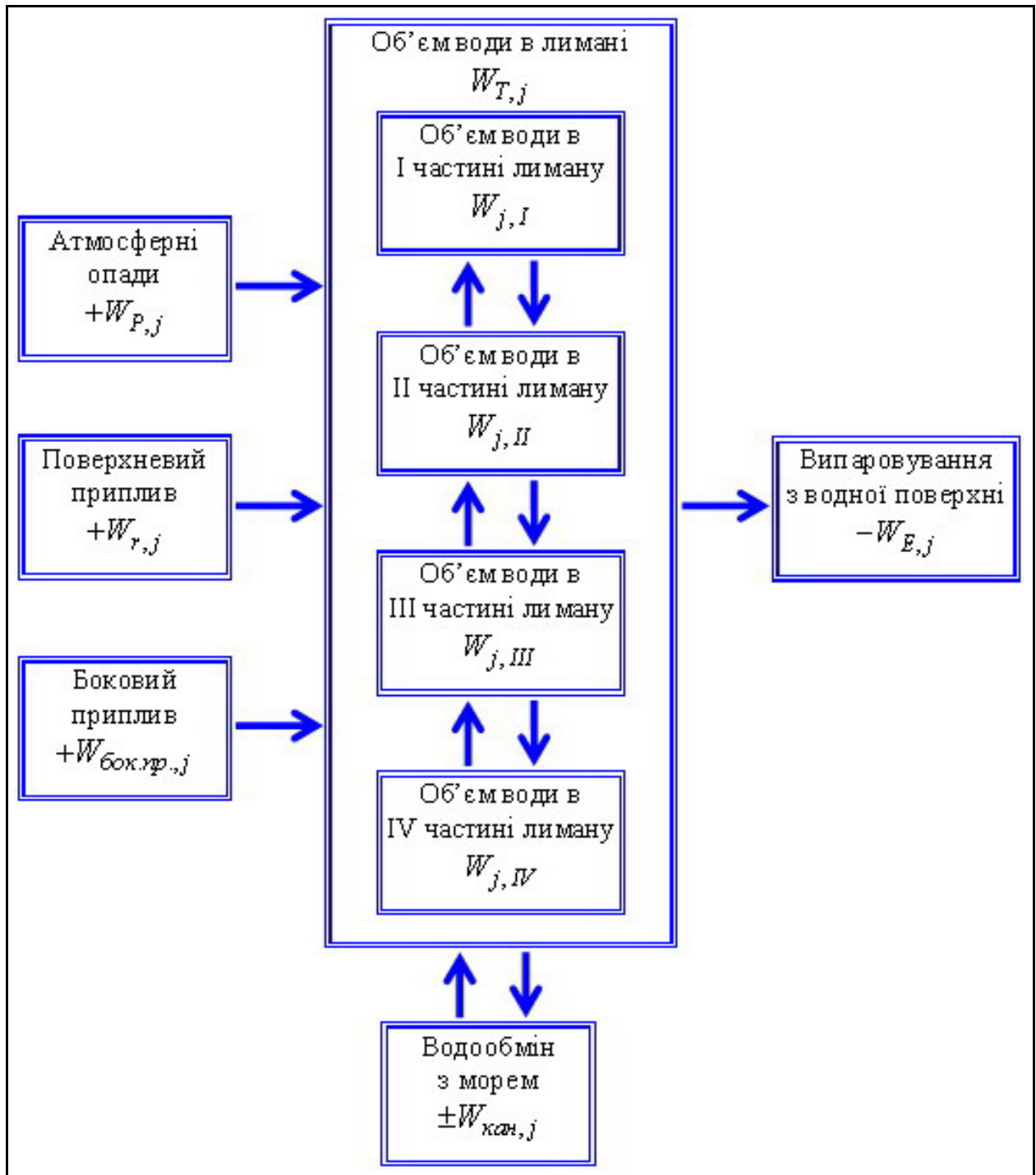


Рисунок 7.1 – Блок-схема моделі водного балансу Тилігульського лиману

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

- водного балансу:

$$W_{T,j} = W_{T,j-1} + (W_{P,j} + W_{r,j} - W_{E,j} \pm W_{кан,j}) \Delta t; \quad (7.1)$$

та

- балансу маси солей:

$$C_{T,j} = C_{T,j-1} + (W_{P,j}S_{P,j} + W_{r,j}S_{r,j} \pm W_{кан,j}S_{кан,j}) \Delta t \quad (7.2)$$

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. м³;

$W_{T,j}$ – об'єм води в лимані наприкінці місяця (j), який розраховується, млн. м³;

$W_{P,j}$ – об'єм атмосферних опадів, що випали на водну поверхню лиману за розрахунковий період (місяць (j)), млн. м³;

$W_{r,j}$ – об'єм припливу води (поверхневого, схилового, підземного стоку) з водозбірного басейну до лиману за місяць (j), млн. м³;

$W_{E,j}$ – об'єм води, що випарився з водної поверхні лиману за місяць (j), млн. м³;

$W_{кан,j}$ – об'єм припливу-стоку води через канал «лиман-море» за місяць (j), млн. м³;

$C_{T,j-1} = W_{T,j-1}S_{T,j-1}$ – маса солей в лимані наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця ($j-1$), тис. т;

$C_{T,j} = W_{T,j}S_{T,j}$ – маса солей в лимані наприкінці місяця (j), за який виконується розрахунок, тис. т;

$S_{T,j-1}$ – мінералізація води в лимані наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця ($j-1$), г/дм³;

$S_{T,j}$ – мінералізація води в лимані наприкінці місяця (j), який розраховується, г/дм³;

$S_{P,j}$ – середня мінералізація атмосферних опадів, що випали на водну поверхню лиману за розрахунковий період (місяць (j)), г/дм³;

$S_{r,j}$ – середня мінералізація припливних вод (поверхневих, схилових, підземних), що надійшли до лиману з його басейну за місяць (j), г/дм³;

$S_{кан,j}$ – мінералізація води, що надходить або витікає через канал «лиман-море» за місяць (j), г/дм³. 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 $\zeta_{T,j} = f(W_{T,j})$ та $F_{T,j} = f(\zeta_{T,j})$ (рис. 2.7) (див. розділ 2) визначаються площа водної поверхні $F_{T,j}$ (млн. м²) і відмітка рівня води у лимані $\zeta_{T,j}$ (м БС) наприкінці місяцю (j).

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

$$S_{T,j} = \frac{C_{T,j}}{W_{T,j}} \quad (7.3)$$

7.1 Розрахунок водно-сольових балансів різних частин лиману

З урахуванням поділу Тилігульського лиману на чотири частини (див. розділи 2, 5.3), які розрізняються за морфометричними характеристиками [2, 9], моделювання водно-сольового балансу виконувалося окремо для кожної з них.

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

$$W_{j,I} = W_{j-1,I} + W_{P,j,I} + W_{r,j,I} - W_{E,j,I} \pm W_{кан,j} \pm W_{j,I-II}, \quad (7.4)$$

$$W_{j,I} S_{j,I} = W_{j-1,I} S_{j-1,I} + W_{P,j,I} S_{P,j,I} + W_{r,j,I} S_{r,j,I} \pm W_{кан,j} S_{кан,j} \pm W_{j,I-II} S_{j-1,I-II}, \quad (7.5)$$

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. м³ (додатні значення $W_{j,I-II}$ відповідають надходженню вод з II частини лиману до I, від'ємні значення – витоку вод з I частини до II);

$S_{j-1,I-II}$ – 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/дм³.

Інші складові рівнянь (7.4), (7.5) мають той же зміст, що і в рівняннях (7.1), (7.2), але відносяться до I частини лиману.

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

$$W_{j,II} = W_{j-1,II} + W_{P,j,II} + W_{r,j,II} - W_{E,j,II} \pm W_{j,II-III} \pm W_{j,II-I}, \quad (7.6)$$

$$W_{j,II} S_{j,II} = W_{j-1,II} S_{j-1,II} + W_{P,j,II} S_{P,j,II} + W_{r,j,II} S_{r,j,II} \pm \pm W_{j,II-III} S_{j,II-III} \pm W_{j,II-I} S_{j-1,II-I}, \quad (7.7)$$

де II – індекс другої частини лиману;

$W_{j,II-I}$ – об'єм водообміну між I та II частинами лиману за розрахунковий місяць (j), млн. м³, $W_{j,II-I} = -W_{j,I-II}$;

$W_{j,II-III}$ – об'єм водообміну між II та III частинами лиману за розрахунковий період (j), млн. м³, (додатні значення $W_{j,II-III}$ відповідають надходженню вод з III частини лиману до II, від'ємні значення – витоку вод з II частини до III);

$S_{j-1,II-I}$ – 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/дм³.

$S_{j-1,II-III}$ – 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/дм³.

Відповідно до (7.4)-(7.7) записуються рівняння водно-солевого балансу для III та IV частин лиману:

$$W_{j,III} = W_{j-1,III} + W_{P,j,III} + W_{r,j,III} - W_{E,j,III} \pm W_{j,III-II} \pm W_{j,III-IV}, \quad (7.8)$$

$$W_{j,III} S_{j,III} = W_{j-1,III} S_{j-1,III} + W_{P,j,III} S_{P,j,III} + W_{r,j,III} S_{r,j,III} \pm \pm W_{j,III-II} S_{j,III-II} \pm W_{j,III-IV} S_{j-1,III-IV}, \quad (7.9)$$

$$W_{j,IV} = W_{j-1,IV} + W_{P,j,IV} + W_{r,j,IV} - W_{E,j,IV} \pm W_{j,IV-III}, \quad (7.10)$$

$$W_{j,IV} S_{j,IV} = W_{j-1,IV} S_{j-1,IV} + W_{P,j,IV} S_{P,j,IV} + W_{r,j,IV} S_{r,j,IV} \pm \pm W_{j,IV-III} S_{j-1,IV-III}. \quad (7.11)$$

Складові рівнянь (7.4)-(7.11), 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. м³, та загальна для всіх частин відмітка рівня води у лимані $\zeta_{T,j}$, мБС, наприкінці розрахункового місяця (j).

2. Із застосуванням функціональних залежностей $W_{i,j} = f(\zeta_{T,j})$ (рис. 2.3-2.6) та рівняння (2.1) (див. розділ 2) визначалися об'єми води в кожній з чотирьох частин лиману $W_{i,j}$ (де $i = I, II, III, IV$), млн. м³, при середній для всього лиману відмітці рівня води $\zeta_{T,j}$, мБС.

3. З використанням рівнянь (7.4), (7.6), (7.8), (7.10), але без врахування водообміну між різними частинами Тилігульського лиману ($W_{j,I-II} = W_{j,II-I} = W_{j,II-III} = W_{j,III-II} = W_{j,III-IV} = W_{j,IV-III} = 0$), обчислювались нові об'єми води $W'_{j,i}$ в кожній з частин лиману. Тобто водні баланси i -х частин лиману розраховувались 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. м³, 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. 7.1.

На другому етапі: В зв'язку з тим, що шар випаровування з водної поверхні $E_{j,i}$ залежить від мінералізації води $E_{j,i} = f(S_{j,i})$, на другому етапі з урахуванням середньомісячної мінералізації води $S_{j,i}$, визначеної на першому етапі, для кожної i -ої частини лиману уточнювались об'єми випаровування з водної поверхні $W_{E,j,i}$ (див. пп. 7.4) та повторювались розрахунки, що виконувались на першому етапі.

7.2 Визначення об'єму та мінералізації атмосферних опадів

Об'єм атмосферних опадів $W_{P,j}$, млн. м³, що випали на водну поверхню Тилігульського лиману за розрахунковий період (місяць (j)), визначався за формулою

Таблиця 7.1 – Послідовність визначення об'ємів водообміну окремих частин лиману з кожною із суміжних частин лиману та з Чорним морем (для I частини) та значень солоності вод, що 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. ← 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. → III ч.
якщо $\Delta W'_{j, IV} = 0$, то	$W_{j, IV-III} = 0$	водообмін між IV та III частинами відсутній	IV ч. ↔ 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. ← III ч. ← 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. ↔ III ч. ← II ч.

Продовження табл. 7.1

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. \rightarrow III ч. \rightarrow II ч.
	при $\Delta W'_{j,III} > -\Delta W'_{j,IV}$: $W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,III} + \Delta W'_{j,IV}$	вода надходить із IV та II частин до III частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,IV}$ і $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,II}$	IV ч. \rightarrow III ч. \leftarrow II ч.
	при $\Delta W'_{j,III} < -\Delta W'_{j,IV}$: $W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,III} + \Delta W'_{j,IV}$	вода надходить із IV до III частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,IV}$, а далі витікає до II частини з солоністю $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,III}$	IV ч. \rightarrow III ч. \rightarrow II ч.
якщо $\Delta W'_{j,III} < 0$ та $\Delta W'_{j,IV} < 0$, то	$W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,III} + \Delta W'_{j,IV}$	вода надходить із IV до III частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,IV}$, а далі витікає до II частини з солоністю $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,III}$	IV ч. \rightarrow III ч. \rightarrow II ч.

Продовження табл. 7.1

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. \leftarrow III ч. III ч. II ч.
	при $\Delta W'_{j,III} > -\Delta W'_{j,IV}$: $W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,III} + \Delta W'_{j,IV}$	вода витікає із III до IV та II частин з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,III}$ і $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,III}$	IV ч. \leftarrow III ч. \rightarrow II ч.
	при $\Delta W'_{j,III} < -\Delta W'_{j,IV}$: $W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,IV} - \Delta W'_{j,III}$	вода надходить із II до III частини з солоністю $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,II}$, а далі витікає до IV частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,III}$	IV ч. \leftarrow III ч. \leftarrow II ч.
якщо $\Delta W'_{j,III} < 0$ та $\Delta W'_{j,IV} = 0$, то	$W_{j,III-IV} = 0$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,III}$	вода витікає із III до II частини з солоністю $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,III}$	IV ч. III ч. \rightarrow 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. III ч. II ч.

Продовження табл. 7.1

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. \leftarrow III ч. \leftarrow II ч.
якщо $\Delta W'_{j,III} = 0$ та $\Delta W'_{j,IV} < 0$, то	$W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,IV}$	вода надходить із IV до III частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,IV}$, а далі витікає до II частини з солоністю $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,III}$	IV ч. \rightarrow III ч. \rightarrow II ч.
для II частини лиману			
так само, як і для III частини лиману, тільки з заміною: IV на III, III на II, II на I			
для I частини лиману (при наявності водообміну з морем)			
так само, як і для III частини лиману, тільки з заміною: IV на II, III на I, II на м (море)			
для I частини лиману (при відсутності водообміну з морем)			
так само, як і для IV частини лиману, тільки з заміною: IV на I, III на II			

$$W_{P,j} = \sum_{i=I}^{IV} W_{P,j,i}, \quad (7.12)$$

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

$$W_{P,j,i} = P_{j,i} F_{j-1,i}, \quad (7.13)$$

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. м².

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. [136] та з січня 1996 р. по грудень 2012 р. [2, 137]; «Сербка» – за період з листопада 1976 р. по грудень 2012 р. [136, 138]; «порт-Одеса» – за період з січня 1953 р. по грудень 2012 р. [136, 139-141] (рис. 7.2 та 7.3).

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.

Середня мінералізація атмосферних опадів, що випали на водну поверхню водойми $S_{P,j,i}$ (г/дм³), для всіх розрахункових періодів (місяців року) та всіх частин лиману приймалась однаковою: $S_{P,j,i} = 0,035$ г/дм³ [124].

7.3 Визначення об'єму та мінералізації припливних вод (поверхневих, схилових, підземних), що надійшли в лиман з його водозбірною басейну

Об'єм припливу вод $W_{r,j}$ (поверхневих, схилових, підземних), млн. м³, з водозбірною басейну до Тилігульського лиману за розрахунковий період визначався за формулою

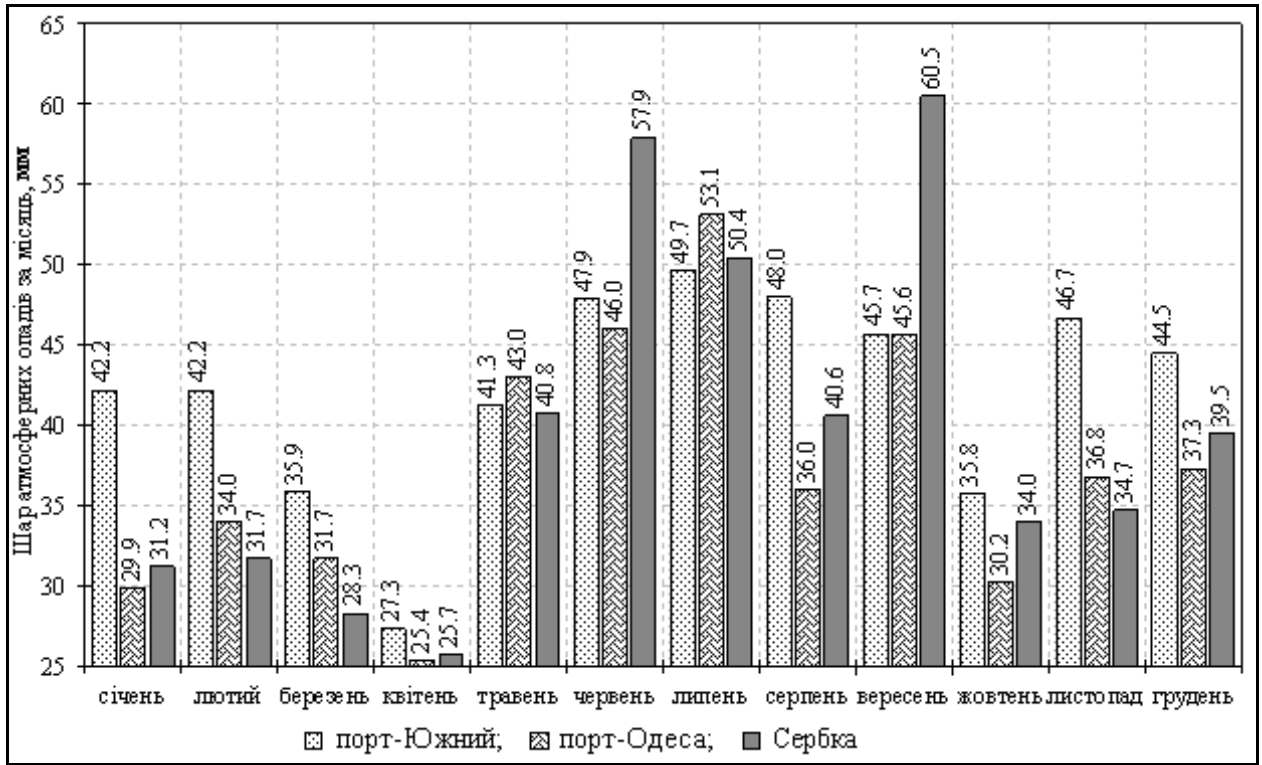


Рисунок 7.2 – Внутрішньорічний розподіл атмосферних опадів на метеостанціях «порт-Южний», «Сербка» та «порт-Одеса»

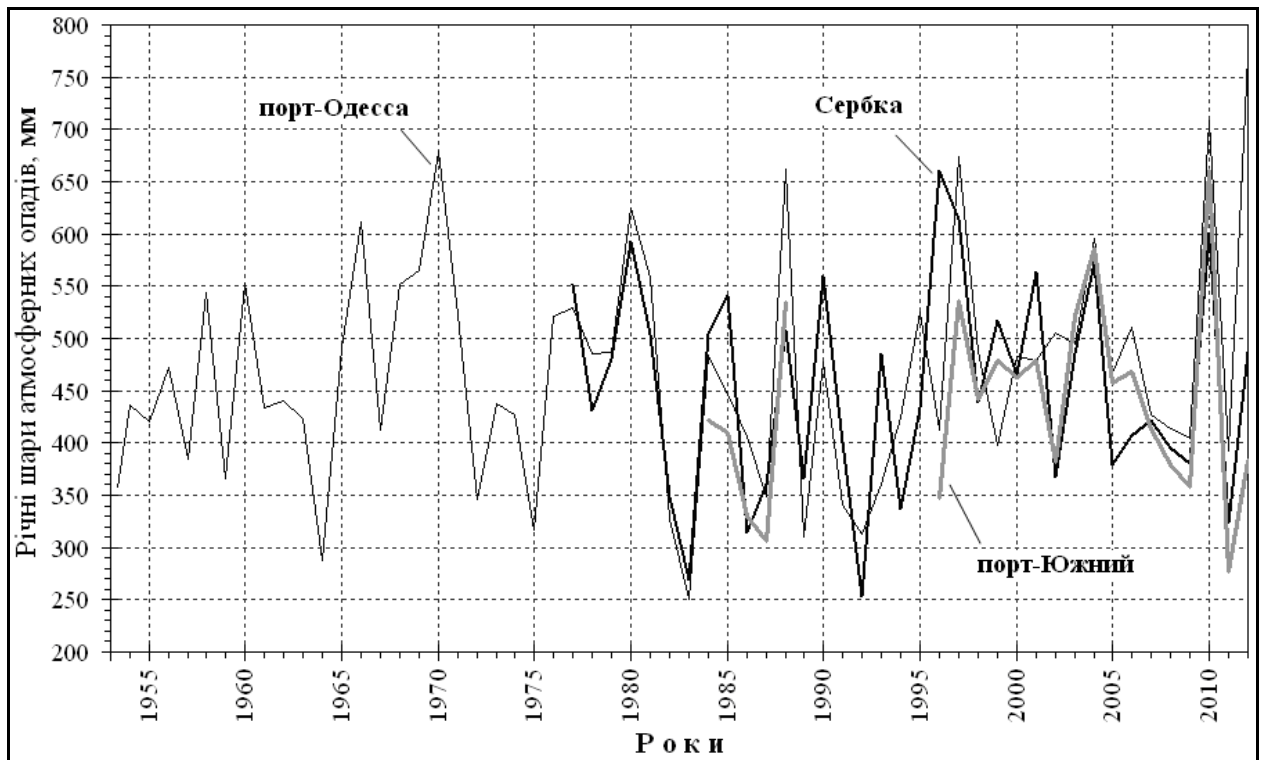


Рисунок 7.3 – Річні шари атмосферних опадів на метеостанціях «порт-Южний», «Сербка» та «порт-Одеса»

$$W_{r,j} = \sum_{i=I}^{IV} W_{r,j,i}, \quad (7.14)$$

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

$$W_{r,j,I} = W_{\text{б.Кам},j} + W_{\text{б.Бес},j} + W_{\text{б.Лен},j} + W_{\text{бок.пр.},j,I} \quad (7.15)$$

де $W_{\text{б.Кам},j}, W_{\text{б.Бес},j}, W_{\text{б.Лен},j}$ – об'єми стоку за розрахунковий місяць (j) балок Кам'янистої (Кам'яної), Бесарабської та Ленінської, відповідно;

$W_{\text{бок.пр.},j,I}$ – об'єми бокового припливу води до I частини лиману.

Приплив до II частини лиману визначався таким чином

$$W_{r,j,II} = W_{\text{б.Кеф},j} + W_{\text{б.Хут},j} + W_{\text{б.Чаб},j} + W_{\text{бок.пр.},j,II}, \quad (7.16)$$

де $W_{\text{б.Кеф},j}, W_{\text{б.Хут},j}, W_{\text{б.Чаб},j}$ – об'єми стоку за місяць (j) балок Кефалевої, Хуторської та Чабанської, відповідно;

$W_{\text{бок.пр.},j,II}$ – об'єм бокового припливу до II частини;

Приплив до III частини лиману розраховувався як

$$W_{r,j,III} = W_{\text{р.Цар},j} + W_{\text{бок.пр.},j,III}, \quad (7.17)$$

де $W_{\text{р.Цар},j}$ – об'єм стоку за місяць (j) р. Царега;

$W_{\text{бок.пр.},j,III}$ – 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

$$W_{r,j,IV} = W_{\text{р.Тил},j} + W_{\text{р.Бал},j} + W_{\text{бок.пр.},j,IV}, \quad (7.18)$$

де $W_{\text{р.Тил},j}, W_{\text{р.Бал},j}$ – відповідно, об'єми стоку за розрахунковий місяць (j) річок Тилігул і Балай;

$W_{\text{бок.пр.},j,IV}$ – 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. 7.4) [10], об'єми припливу вод, що надійшли за місяць до лиману з водозбірного басейну річки або балки, $W_{r,j,i}$, млн. м³, розраховувалися за формулою

$$W_{r,j,k} = 86400n_j Q_{r,j,k} 10^{-6}, \quad (7.19)$$

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

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 .

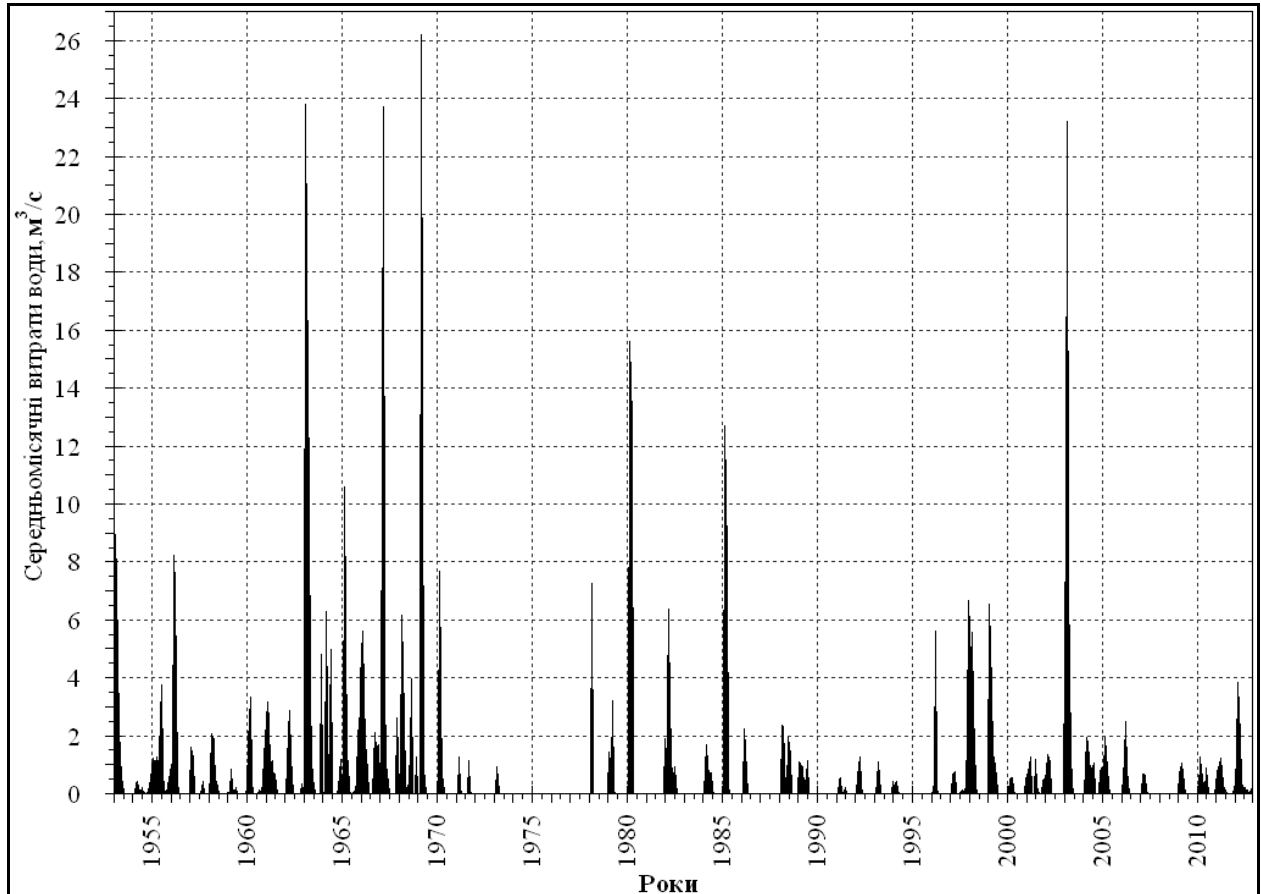


Рисунок 7.4 – Середньомісячні витрати води, р. Тилігул – смт Березівка, за період з січня 1953 р. по грудень 2012 р.

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. 7.2).

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» [2]. Останні свідчать, що у роки із забезпеченістю $P=50\%$ побутовий (порушений господарською діяльністю) річний приплив прісних вод з водозбірного басейну лиману на більш ніж 90 % складається зі стоку р. Тилігул. Тому для уникнення зайвих похибок при моделюванні водно-сольового балансу лиману та його частин вважалось, що приплив води до них визначається тільки стоком р. Тилігул,

мінералізація вод якої для усіх місяців року в період з 1953 по 2012 рр. приймалась рівною $S_{r,j,Tул} = 1,30 \text{ г/дм}^3$ [6].

Таблиця 7.2 – Середні багаторічні витрати води $Q_{r,j,Tул}$ та об'єми стоку $W_{r,j,Tул}$ 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
$Q_{r,j,Tул}$, м ³ /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
$W_{r,j,Tул}$, млн. м ³	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

7.4 Визначення випаровування з водної поверхні лиману

З урахуванням поділу лиману на чотири частини, об'єм води, що випарився з його поверхні за кожен місяць (j) $W_{E,j}$, млн. м³, визначається за формулою

$$W_{E,j} = \sum_{i=I}^{IV} W_{E,j,i}, \quad (7.20)$$

де $W_{E,j,i}$ – об'єми води, що випарились з водної поверхні кожної з чотирьох ($i = I, II, III, IV$) частин лиману за j -й (розрахунковий) місяць, млн. м³.
Об'єми випаровування $W_{E,j,i}$ розраховувалися наступним чином:

$$W_{E,j,i} = E_{S,j,i} F_{j-1,i}, \quad (7.21)$$

$$E_{S,j,i} = k_{S,j,i} E_{Ю,j}, \quad (7.22)$$

$$k_{S,j,i} = 1 - 0,0033 S_{j-1,i}, \quad (7.23)$$

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. м²;

$E_{Ю,j}$ – 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, 16,143-145];

$S_{j-1,i}$ – солоність води в лимані наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця, яка змінюється від 0 до 40 ‰ (г/дм³).

У зв'язку з тим, що ні на Тілігульському 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. 7.5).

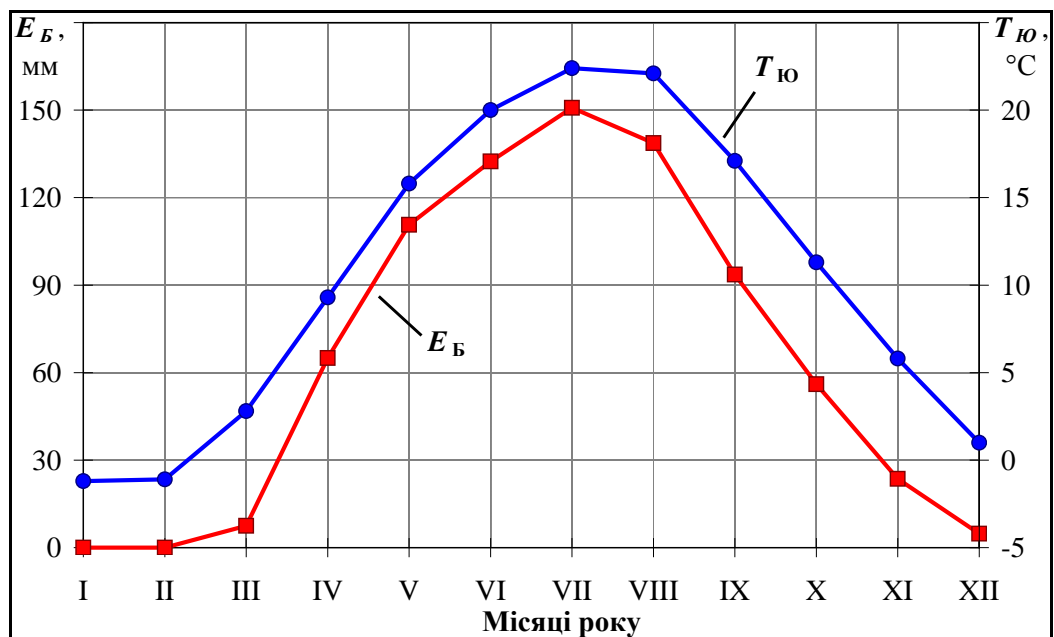


Рисунок 7.5 – Внутрішньорічний розподіл величин випаровування з водної поверхні за місяць $E_{Б}$, мм, на м./ст. «Болград» та середньомісячних температур повітря $T_{Ю}$, °C, на м./ст. «порт-Южний» [2, 146]

Для підвищення точності визначення випаровування з водної поверхні Тілігульського 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. 7.6) [144].

Зв'язки між випаровуванням з водної поверхні та середньомісячними значеннями температури і відносної вологості повітря встановлено ще в 1948 р. М.М. Івановим [147, 148], а пізніше (в 1968 р.) О.Р. Константиновим [149] подібні зв'язки рекомендовані, як найбільш зручні для практичного використання при визначенні випаровування з водної поверхні, оскільки не потребують введення додаткових поправок.

З рис. 7.6 видно, що при збільшенні температури та зменшенні відносної вологості повітря шар випаровування збільшується, а при зменшенні температури та збільшенні відносної вологості повітря – зменшується. При $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ або від’ємних температурах повітря й відносній вологості повітря більшій ніж 85-90 %, випаровування з поверхні лиману не відбувається навіть за відсутністю льодового покриву.

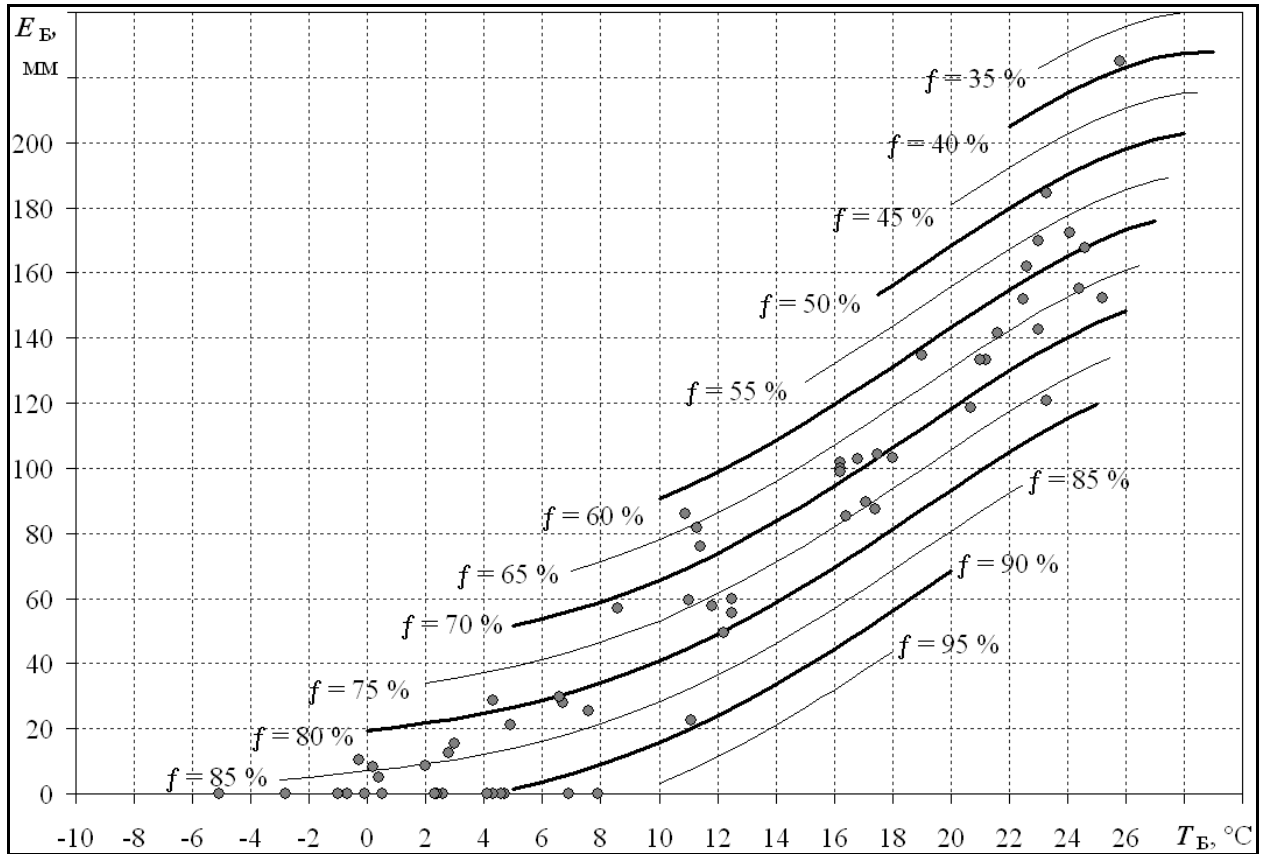


Рисунок 7.6 – Зв'язок випаровування з водної поверхні E_B , мм, з середньомісячними температурами повітря T_B , $^{\circ}\text{C}$, та відносною вологістю повітря f_B , % (підписи поблизу ліній), за даними метеостанції «Болград» [2, 146]

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. 7.7), встановлених для окремих місяців року (табл. 7.3).

7.5 Визначення об'ємів припливу-стоку вод через з'єднувальний канал «лиман-море» та мінералізації морських вод

Об'єми припливу-стоку води через з'єднувальний канал «лиман-море» $W_{кан, j}$, млн. м³, за місяці року визначались за формулою

$$W_{кан, j} = 86400 N_j Q_{кан, j} 10^{-6}, \quad (7.24)$$

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, м³/с;

86400 – кількість секунд в одній добі, с;

10^{-6} – коефіцієнт розмірності, який переводить дані з м³ в млн. м³.

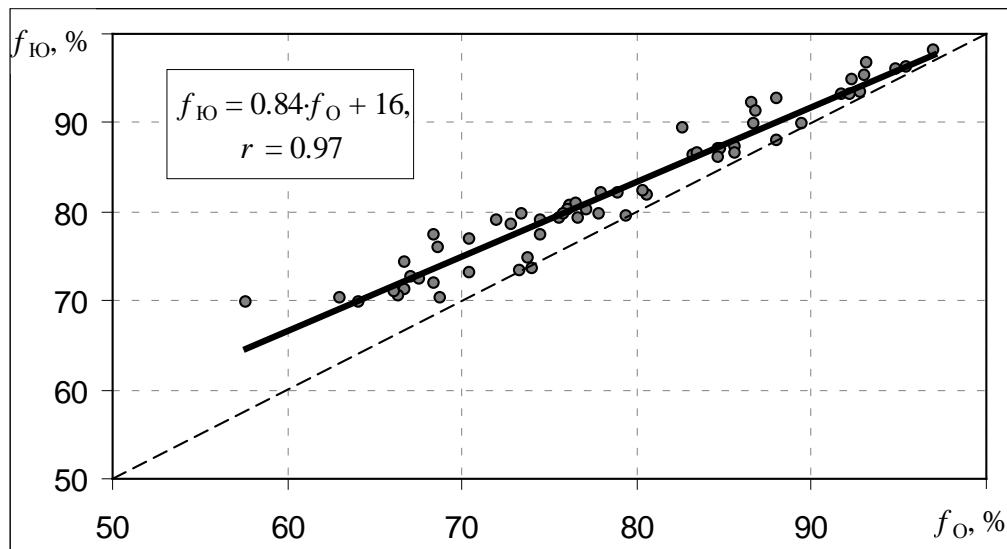


Рисунок 7.7 – Зв'язок середньомісячних значень відносної вологості повітря на метеостанціях «порт-Южний» $f_{Ю}$ та «порт-Одеса» f_0 , % [146]: — – лінія зв'язку; - - - – лінія рівних значень

Середньомісячні витрати води в з'єднувальному каналі $Q_{кан, j}$ визначались з використанням гідравлічної формули Шезі-Маннінга [150, 151]:

$$Q_{кан, j} = w_{кан, j} V_{кан, j} = \frac{w_{кан, j}}{n_{кан}} R_{кан, j}^{2/3} I_{кан, j}^{1/2}, \quad (7.25)$$

де $w_{кан, j}$ – площа водного перерізу каналу, м²;

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

$n_{кан}$ – коефіцієнт шорсткості русла каналу, який в розрахунках 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.

Таблиця 7.3 – Рівняння зв'язків між значеннями відносної вологості повітря на метеостанціях «порт-Южний» $f_{Ю}$ та «Одеса» $f_{О}$, %, коефіцієнти кореляції між ними r для окремих місяців року [2]

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

Уклон водної поверхні в каналі $I_{кан, j}$ визначався за формулою

$$I_{кан, j} = \frac{\zeta_{Ю, j} - \zeta_{Т, j-1}}{l_{кан}}, \quad (7.26)$$

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

$\zeta_{Т, j-1}$ – 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 $w_{кан, j}$, м², визначалась за формулою (2.3), а середня глибина $h_{кан, j}$, м, – за формулою (2.4) (див. розділ 2).

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

$$\zeta_{кан, j} = \frac{\zeta_{Т, j-1} - \zeta_{Ю, j}}{2}. \quad (7.27)$$

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. 7.8, 7.9). 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 $Q_{Дун,j}$, м³/с, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р. (рис. 7.10, табл. 7.4) [2, 137].

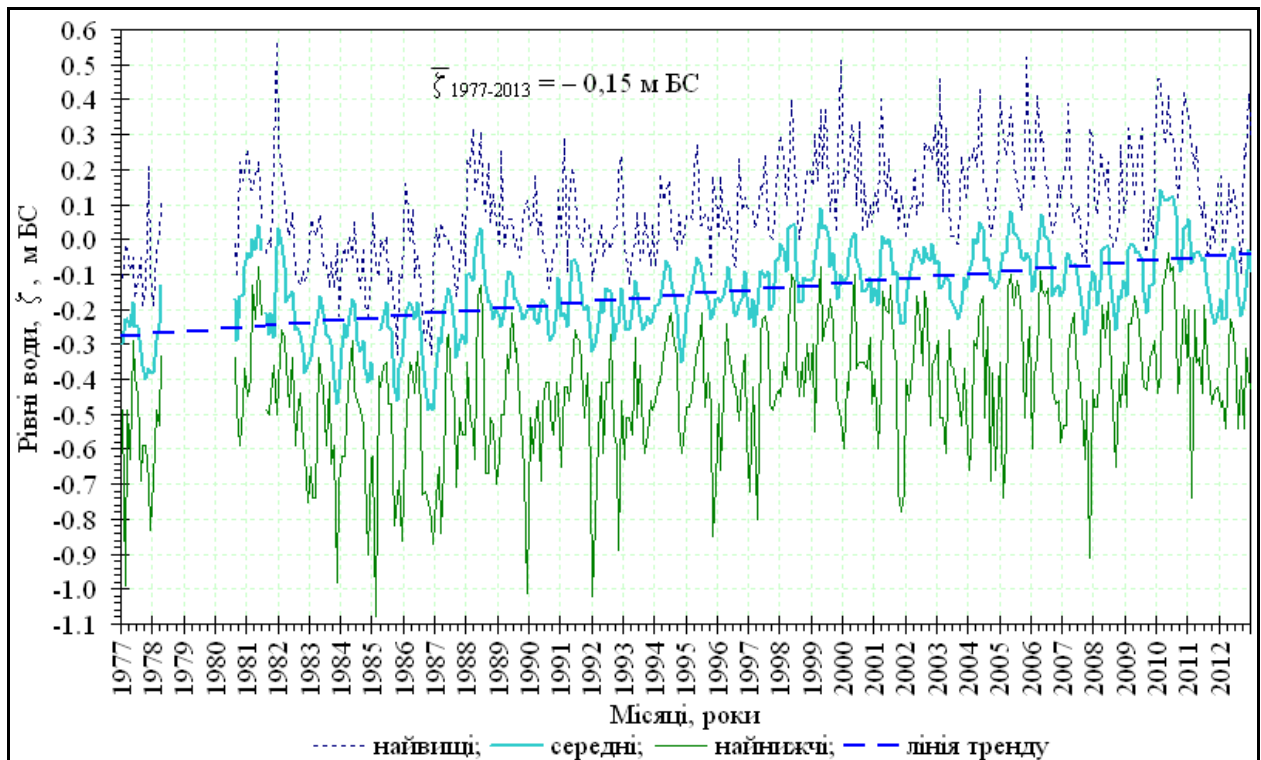


Рисунок 7.8 – Мінливість середніх, найвищих та найнижчих за місяць рівнів води ζ , м БС, в районі ГМС «порт-Южний», за період з 1977 по 2012 рр.

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. 7.9) [2, 137].

Для тих місяців, в які солоність води на ГМС «порт-Южний» $S_{Ю,j}$ не вимірювалась, середньомісячна солоність води в районі морського гирла каналу визначалась з використанням зв'язків між величинами солоності води на ГМС «порт-Южний» $S_{Ю,j}$, ‰, та витратами води р. Дніпро $Q_{Дніп,j}$, м³/с, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р. (табл. 7.5) або за даними про внутрішньорічний розподіл значень солоності води на ГМС «порт-Южний» (рис. 7.11) [2, 137].

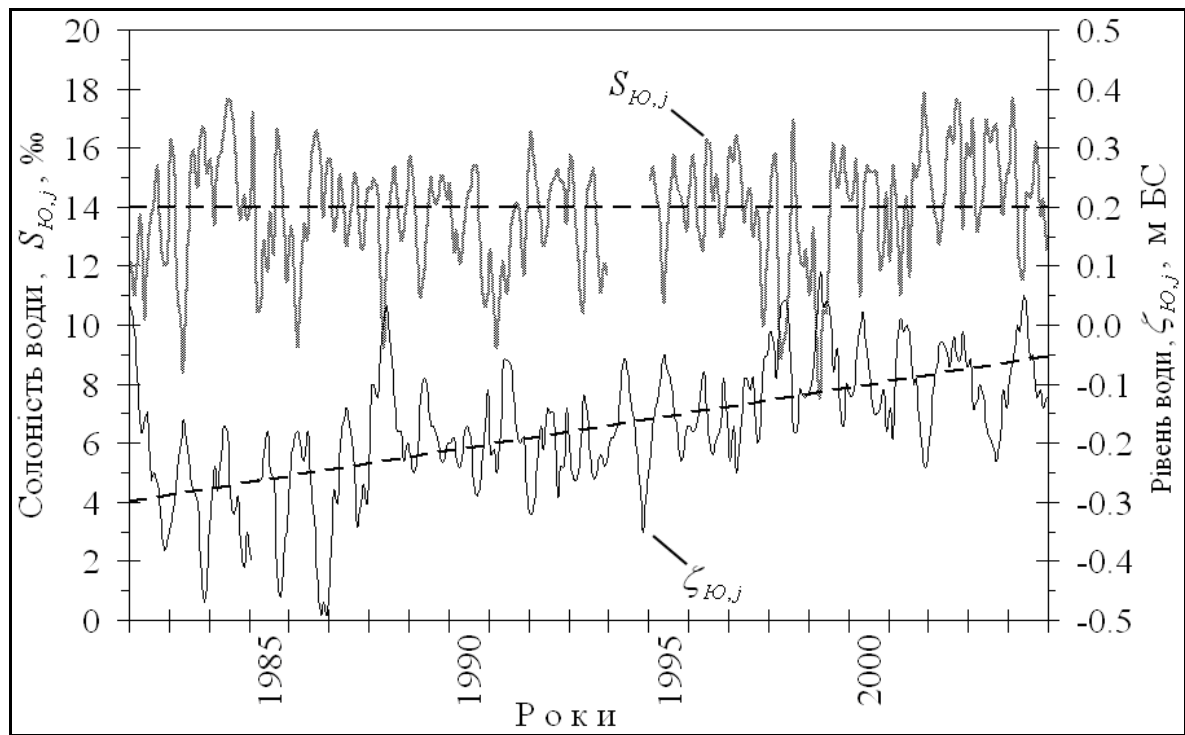


Рисунок 7.9 – Мінливість середньомісячних рівнів $\zeta_{Ю,j}$, м БС, та солоності води $S_{Ю,j}$, ‰, на ГМС «порт-Южний», за період з 1982 по 2004 рр.

Таблиця 7.4 – Параметри рівняння зв'язку $\zeta_{Ю,j} = a(Q_{Дніп,j} + Q_{Дун,j})^b$ між середньомісячними рівнями води на ГМС «порт-Южний» $\zeta_{Ю,j}$, м БС, та сумарними витратами води річок Дніпро $Q_{Дніп,j}$ та Дунай $Q_{Дун,j}$, м³/с, для місяців року, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р.

Місяці	a	b	Місяці	a	b
I	361,60	0,0321	VII	406,57	0,0201
II	331,47	0,0422	VIII	383,32	0,0266
III	314,76	0,0476	IX	360,54	0,0331
IV	371,21	0,0295	X	316,37	0,0475
V	355,15	0,0350	XI	253,30	0,0724
VI	392,69	0,0246	XII	272,95	0,0634

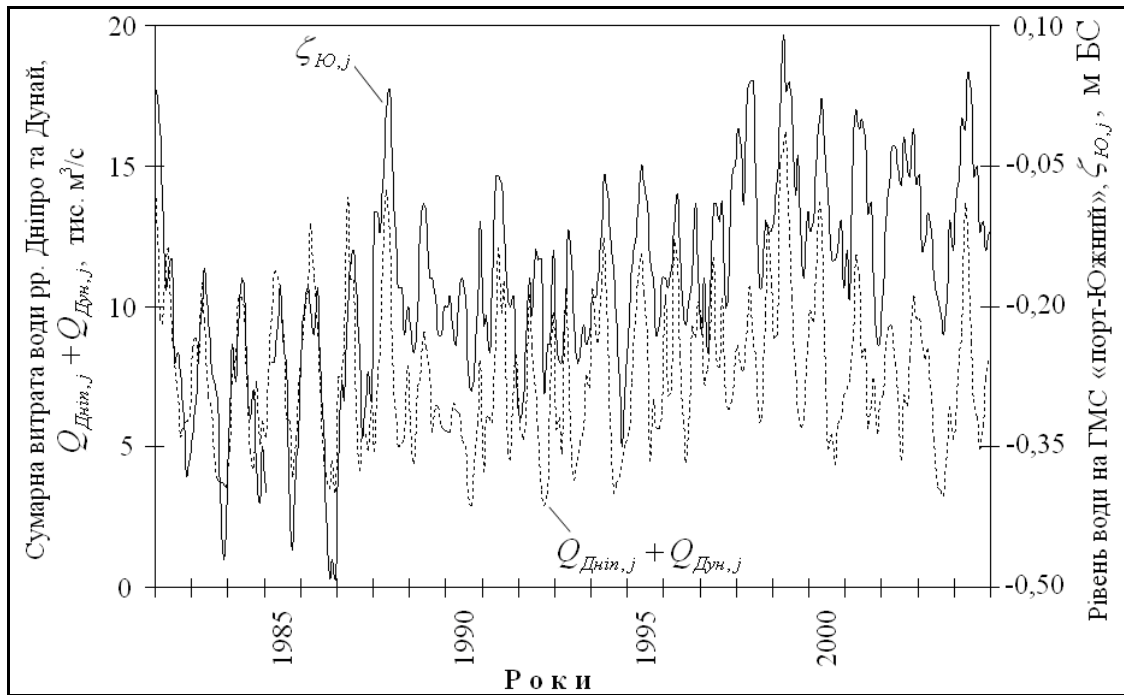


Рисунок 7.10 – Мінливість середньомісячних рівнів води на ГМС «порт-Южний» $\zeta_{Ю,j}$, м БС, та сумарних витрат води річок Дніпро $Q_{Дніп,j}$ та Дунай $Q_{Дун,j}$, тис. м³/с, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р.

Таблиця 7.5 – 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 $Q_{Дніп,j}$, м³/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

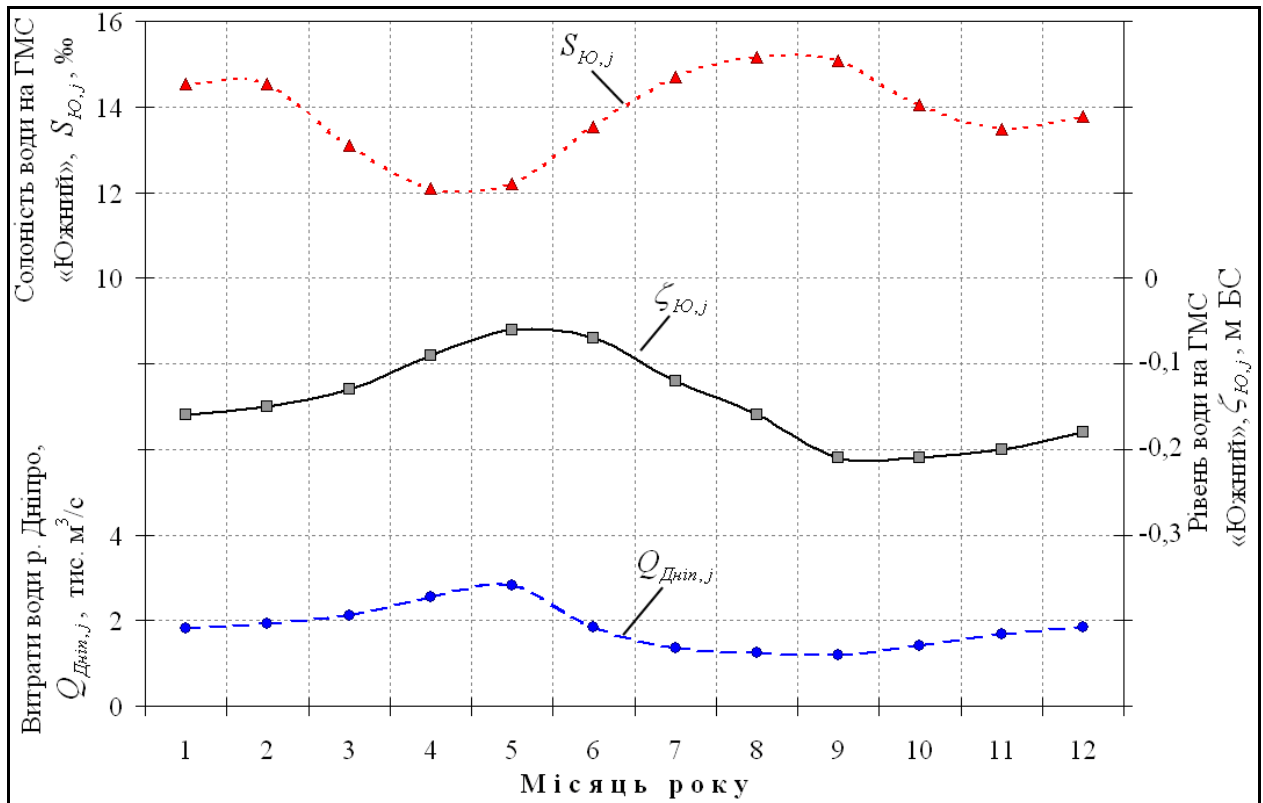


Рисунок 7.11 – Внутрішньорічний розподіл середньомісячних рівнів $\zeta_{Ю,j}$, м БС, і солоності води $S_{Ю,j}$, ‰, на ГМС «порт-Южний» та середньомісячних витрат води р. Дніпро (Каховська ГЕС) $Q_{Дніп,j}$, м³/с

7.6 Ретроспективний аналіз впливу різних умов водообміну з морем через з'єднувальний канал на мінливість рівня та мінералізації води в лимані на підставі результатів моделювання водно-сольового балансу

Розрахунки водно-сольового балансу Тилігульського лиману в період з січня 1953 р. по грудень 2012 р. виконувалися для трьох варіантів функціонування водойми (водообміну з Чорним морем): **1 варіант** – при умовах, які фактично спостерігалися за розрахунковий період; **2 варіант** – при умові, що лиман був закритою водоймою, тобто водообмін з морем був відсутній; **3 варіант** – при умові, що в розрахунковий період забезпечувався безперервний водообмін з морем через з'єднувальний канал. Моделювання за **1 варіантом** дозволило виконати калібрування та верифікацію розроблених моделей водного та сольового балансів водойми за ретроспективними даними. Моделювання водно-сольового балансу лиману за **2 варіантом** функціонування водойми дозволяє оцінити режим рівнів води та мінливість мінералізації води в лимані при відсутності водообміну з Чорним морем. Результати моделювання

за **3 варіантом** функціонування водойми дозволяють оцінити режим рівнів і солоності води Тилігульського лиману при безперервному водообміні з морем. Головна мета розрахунків за різними варіантами формування водно-сольового балансу полягала в оцінці ролі водообміну з морем через з'єднувальний канал в стабілізації рівня води та накопиченні в лимані солей. Початкові значення рівня та мінералізації води в усіх трьох варіантах приймалися однаковими для всіх частин лиману і дорівнювали, відповідно, мінус 1,40 м БС та 8,00 г/дм³, тобто тим значенням, які спостерігались наприкінці 1952 р. [2].

Результати моделювання водно-сольового балансу лиману для різних варіантів водообміну з морем показані на рисунках: 7.12-7.17 (**1 варіант**); 7.18-7.19 (**2 варіант**); 7.20-7.23 (**3 варіант**).

З рис. 7.12 (**1 варіант**) видно, що при умовах функціонування лиману, які спостерігались в період 1953-2012 рр., використана модель водного балансу, дозволяє з високою точністю (в середньому $\pm 0,1$ м) розрахувати режим рівнів води в лимані за період 60 років та виявити періоди водообміну лиману з морем, наприклад, в 1954-1958 рр., коли інформація про строки з'єднання лиману з морем була відсутня, а наводилися лише загальні відомості про те, що в лиман надходила морська вода через прорви на пересипі [17].

З рис. 7.13 та 7.14 видно, що розрахункові значення солоності води загалом співпадають з фактичними. Найменші відхилення розрахованих значень солоності води (рис. 7.14) від фактичних (вимірних) спостерігаються в I частині та в середньому для всього лиману (рис. 7.13). В частинах II, III та IV ці відхилення мають більші значення [2]. Останнє пояснюється тим, що запропонована балансова модель не може врахувати те, що значна частина річкових вод і атмосферних опадів, які мають меншу густину ніж солоні води лиману, в періоди інтенсивних водопіль, паводків та після значних дощів, практично не змішуючись з водами IV та III частин лиману, надходять («зісковзують») в його II та I частини, а далі через канал виходять в море [18].

Якщо приплив прісних вод йде поступово, то розрахункові й фактичні значення солоності води в усіх частинах лиману майже повністю співпадають, наприклад, в 1972-1973 рр. та 1979-1980 рр. Слід відмітити, що середні розрахункові та фактичні значення солоності води для всього лиману за період з 1972 по 2012 рр. (40 років) добре узгоджуються (рис. 7.13), тобто загальна кількість солей в лимані (рис. 7.16) обчислюється вірно. Тому розроблена модель може вважатися надійною для оцінки водно-сольового режиму лиману за багаторічний період, при різних гідрометеорологічних умовах і режимах функціонування каналу між лиманом і морем.

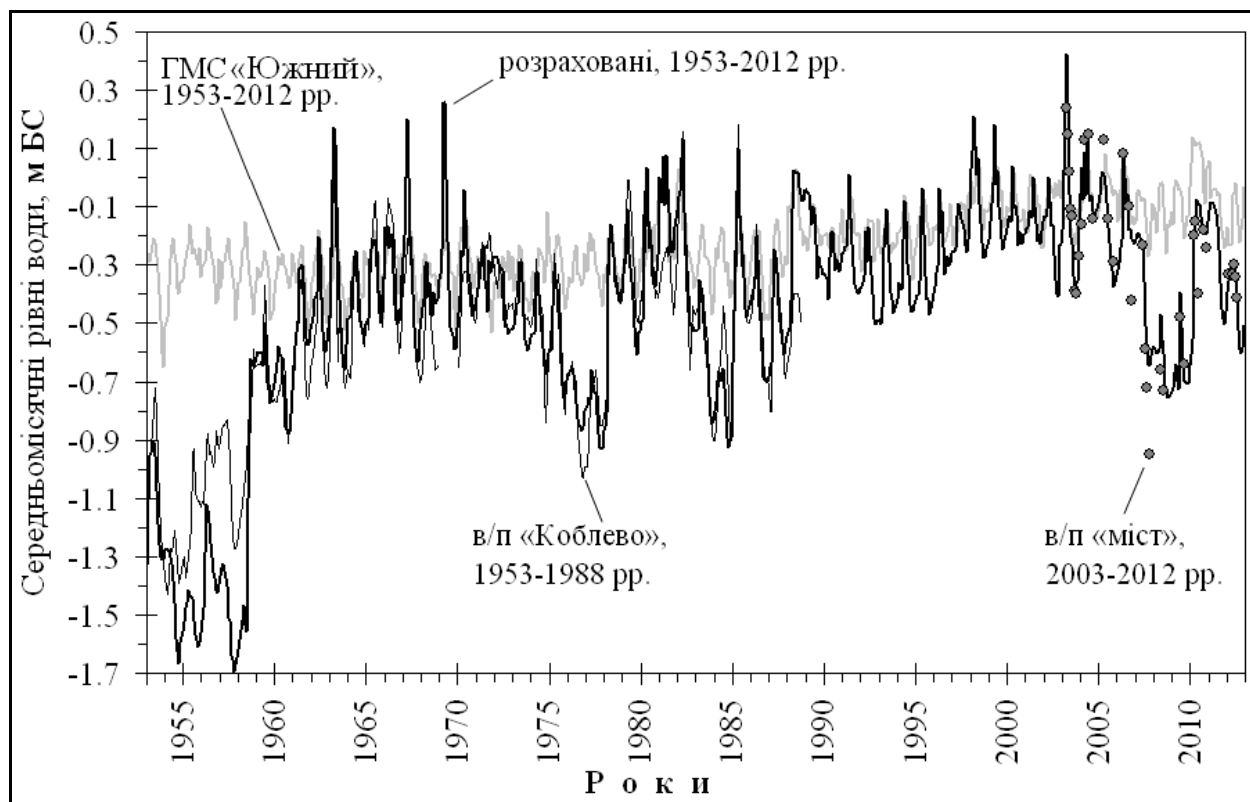


Рисунок 7.12 – Мінливість середньомісячних рівнів води Тилігульського лиману та Чорного моря за період з 1953 по 2012 рр. **(1 варіант)**

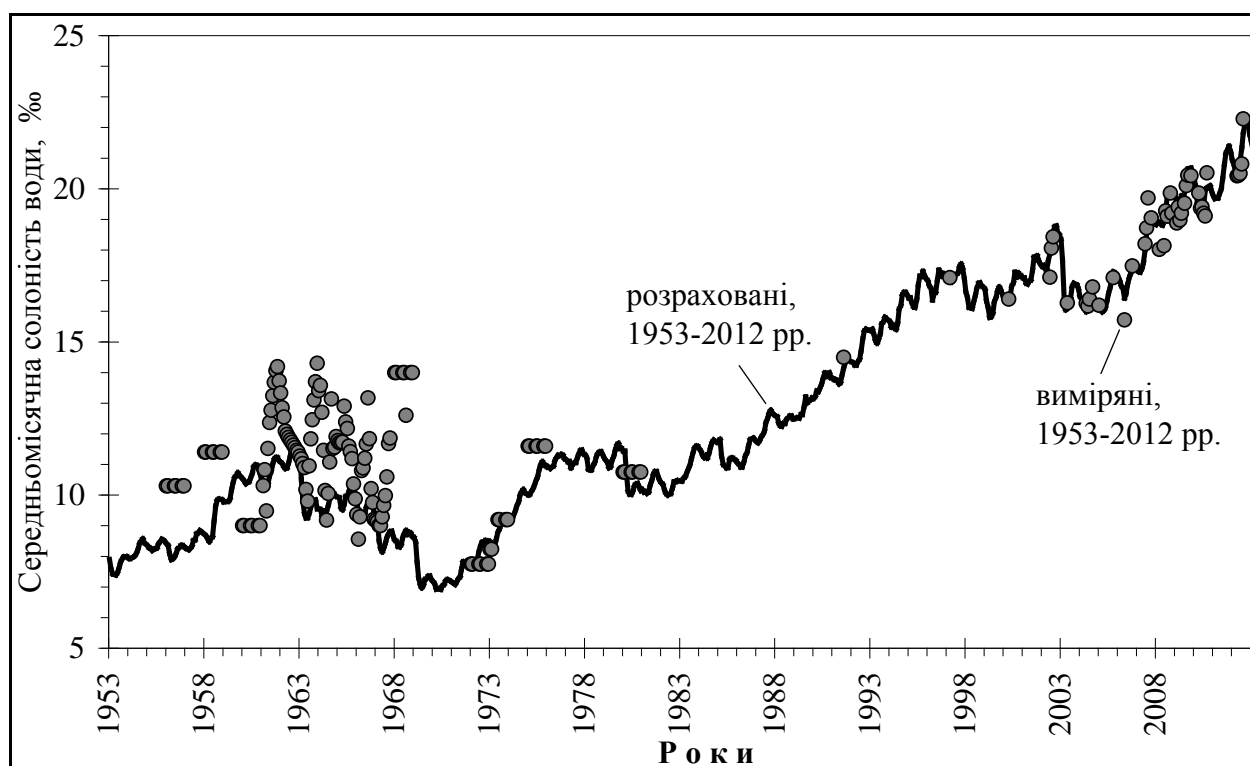


Рисунок 7.13 – Мінливість середньомісячних значень солоності води в цілому для Тилігульського лиману за період з 1953 по 2012 рр. **(1 варіант)**

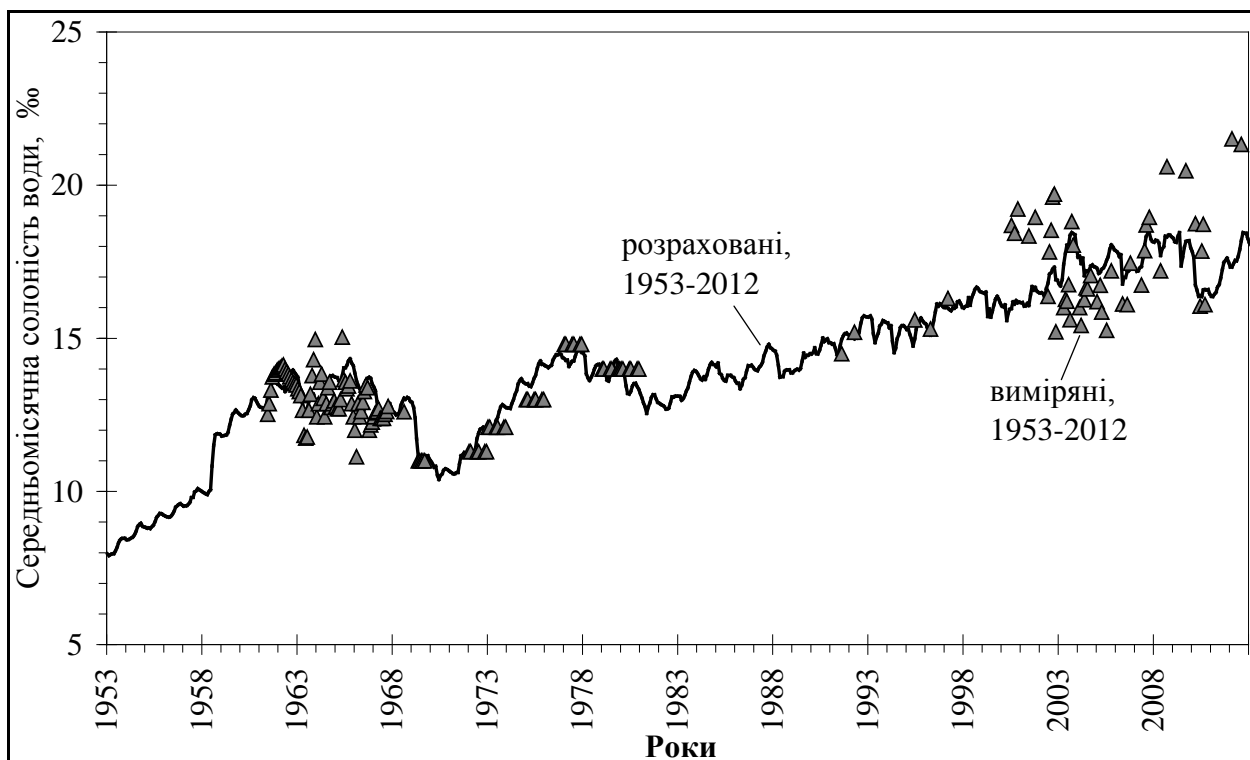


Рисунок 7.14 – Мінливість середньомісячних значень солоності води I частини Тилігульського лиману за період з 1953 по 2012 рр. (1 варіант)

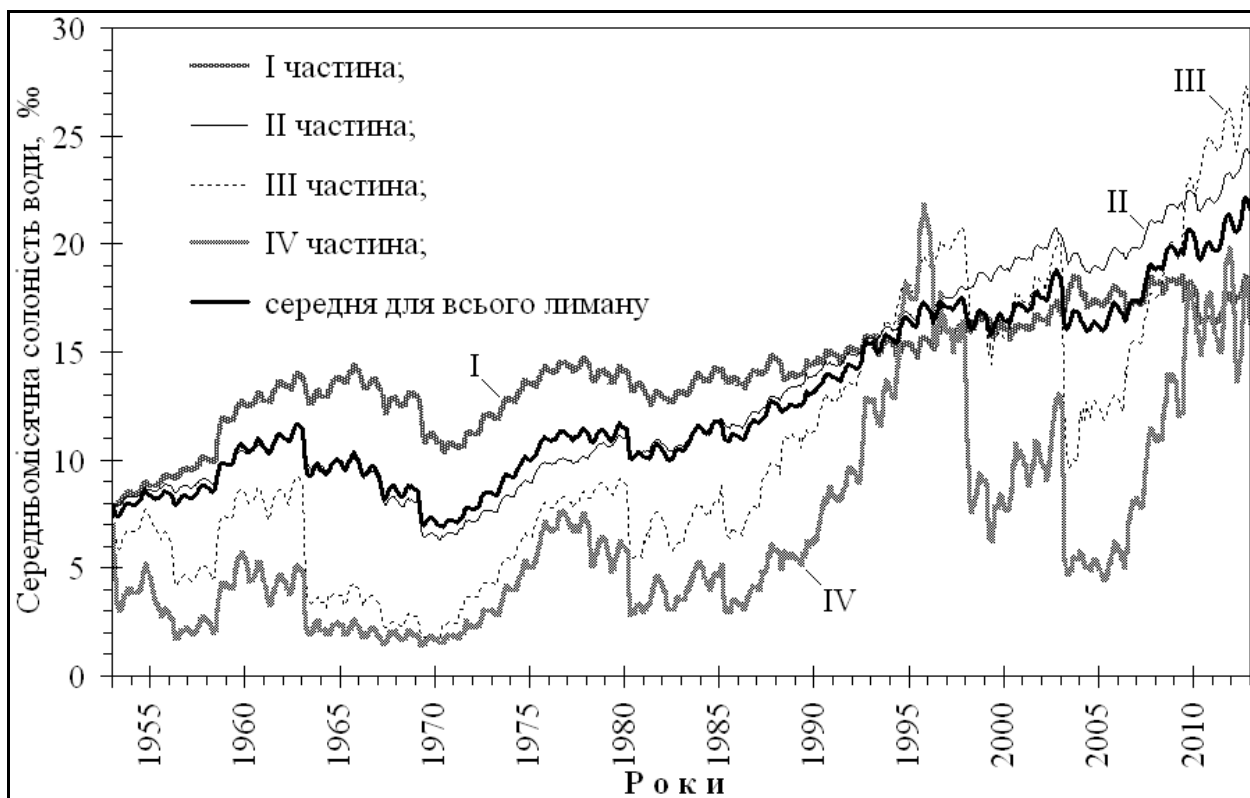


Рисунок 7.15 – Мінливість середньомісячних значень солоності води різних частин і всього Тилігульського лиману за період з 1953 по 2012 рр. (1 варіант)

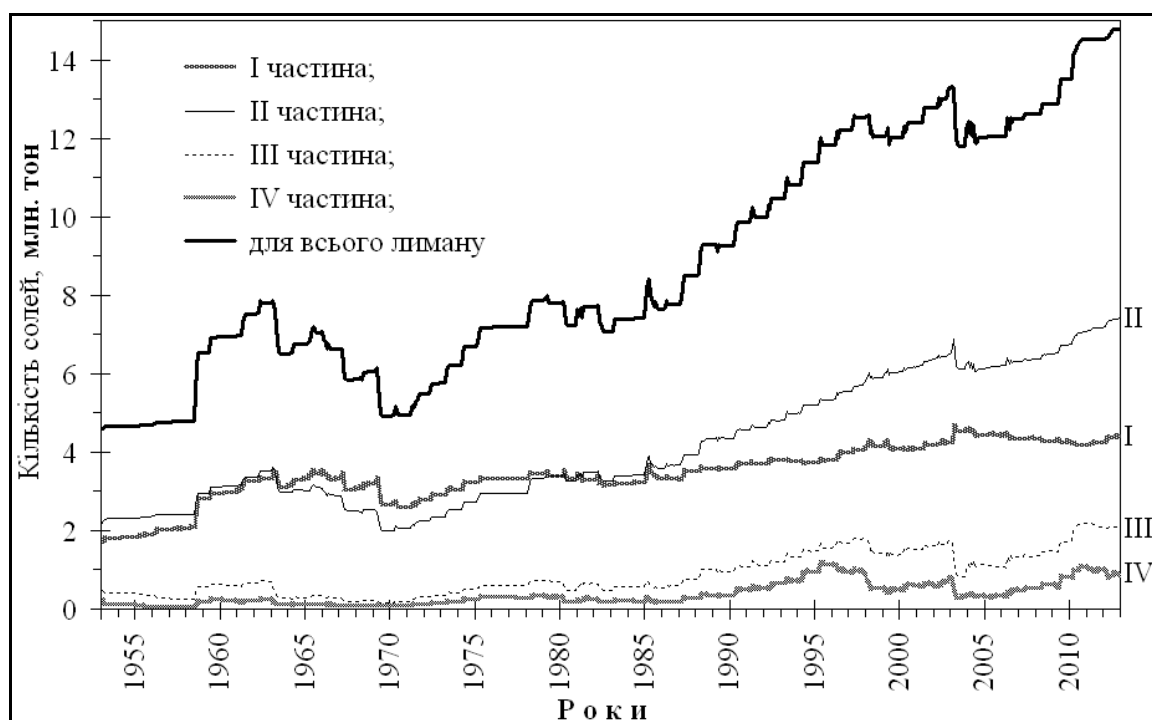


Рисунок 7.16 – Мінливість загальної кількості солей в Тилігульському лимані та його різних частинах за період з 1953 по 1992 рр. (1 варіант)

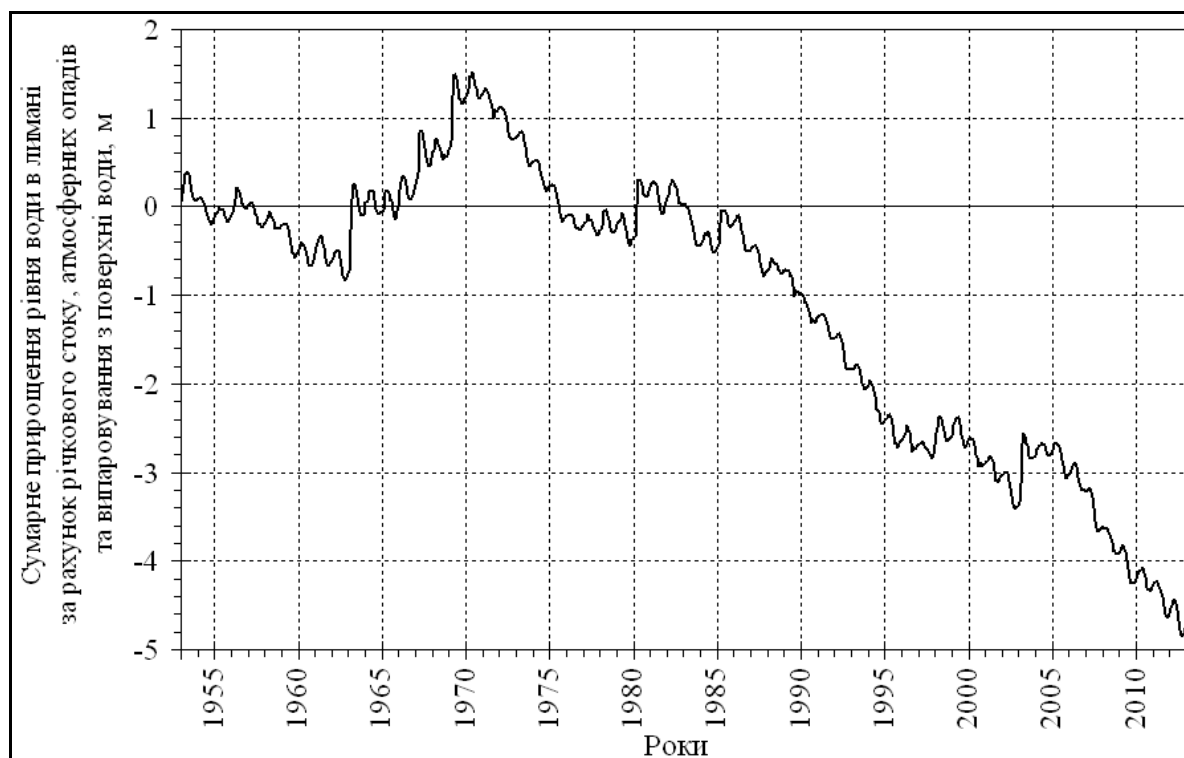


Рисунок 7.17 – Сумарне прирощення рівня води (м) в Тилігульському лимані, отримане з врахуванням атмосферних опадів, припливу води з басейну лиману та випаровування з водної поверхні, за період з 1953 по 2012 рр. (1 варіант)

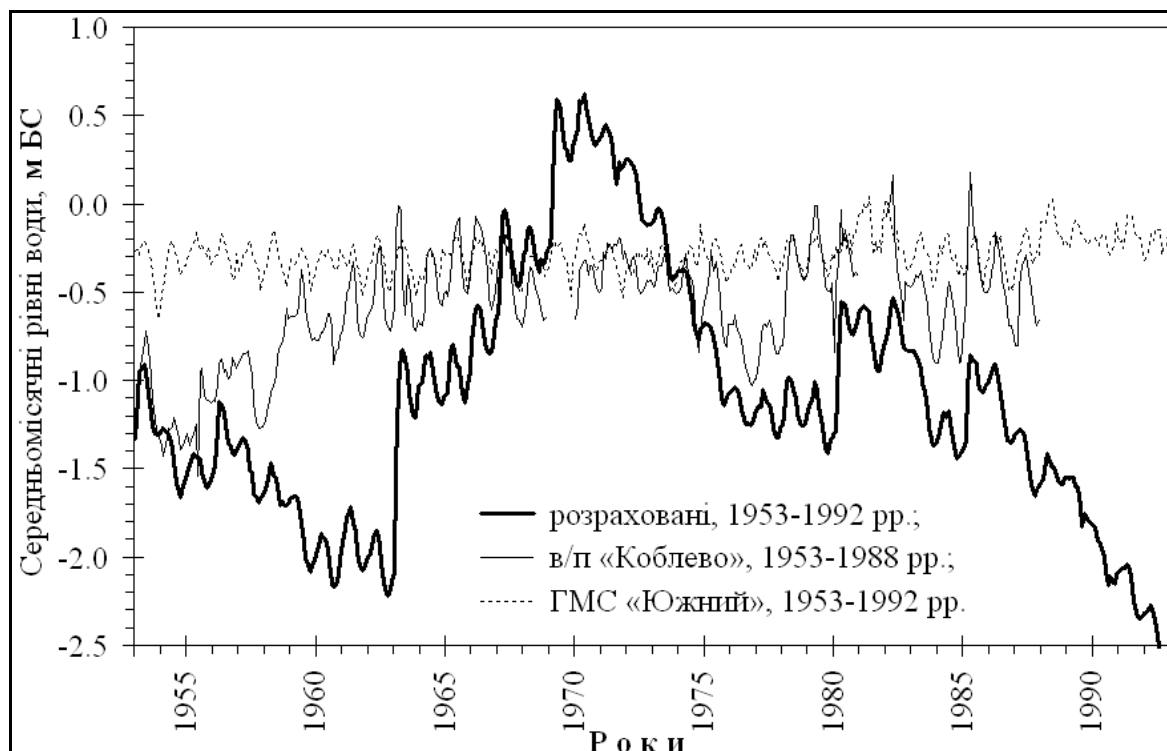


Рисунок 7.18 – Мінливість середньомісячних рівнів води Тилігульського лиману та Чорного моря за період з 1953 по 1992 рр. (2 варіант)

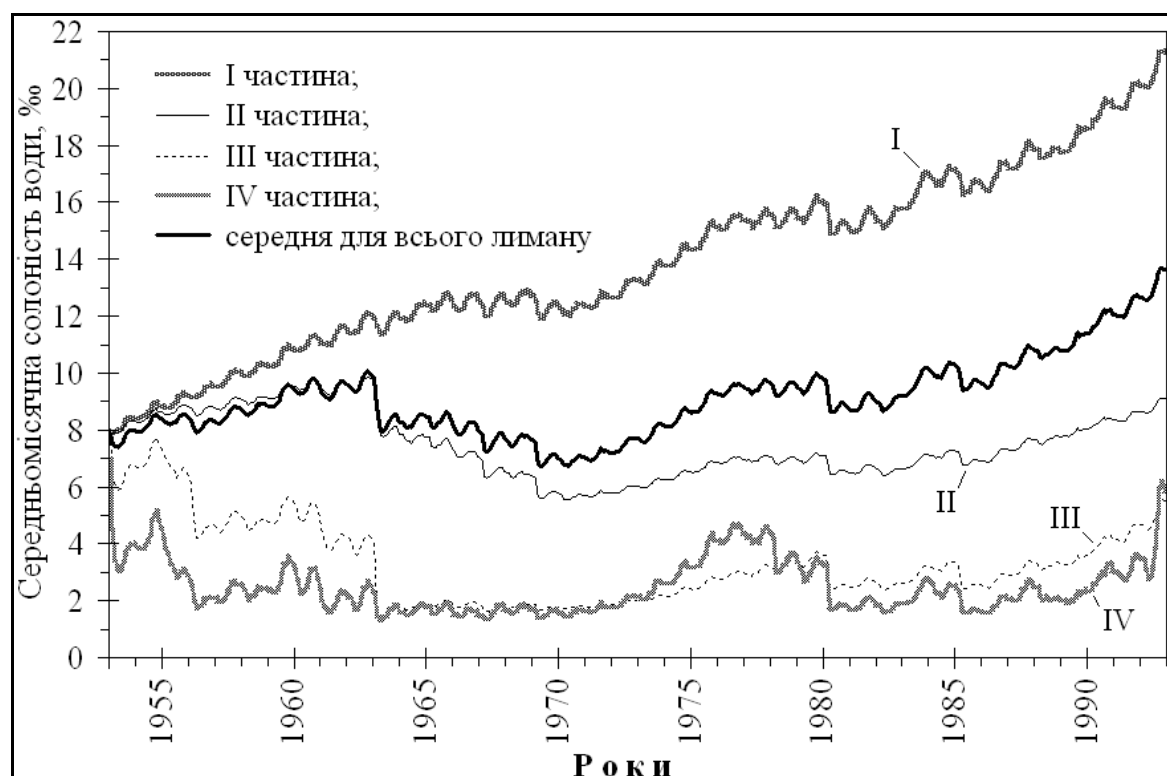


Рисунок 7.19 – Мінливість середньомісячних значень солоності води різних частин і всього Тилігульського лиману за період з 1953 по 1992 рр. (2 варіант)

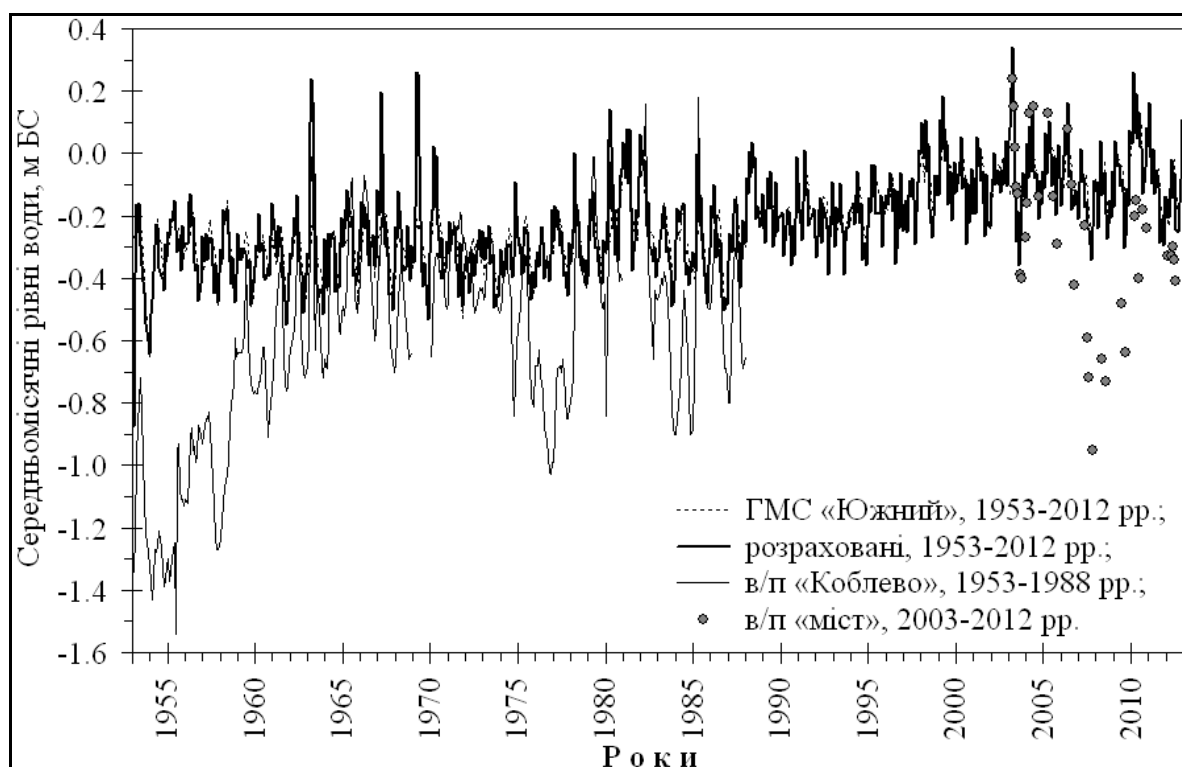


Рисунок 7.20 – Мінливість середньомісячних рівнів води Тилігульського лиману та Чорного моря за період з 1953 по 2012 рр. (3 варіант)



Рисунок 7.21 – Мінливість середньомісячних значень солоності води різних частин і всього Тилігульського лиману за період з 1953 по 2012 рр. (3 варіант)

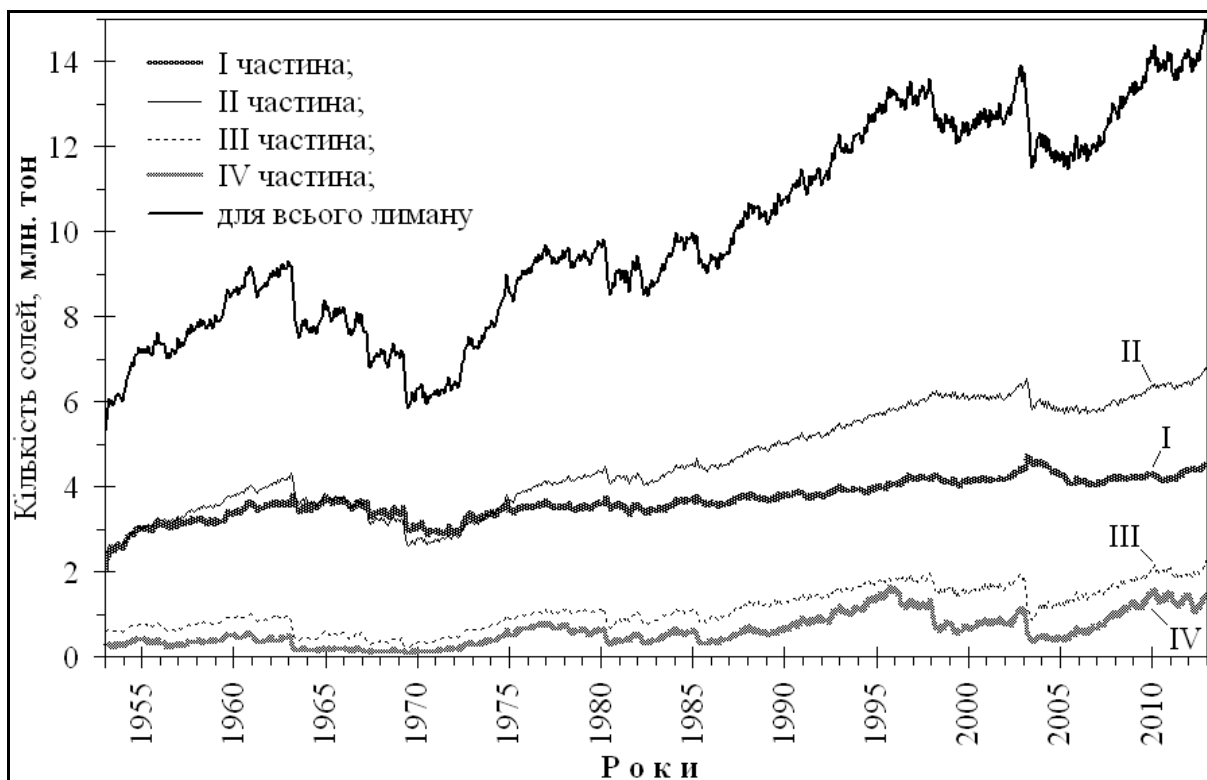


Рисунок 7.22 – Мінливість загальної кількості солей в Тилігульському лимані та його різних частинах за період з 1953 по 2012 рр. (3 варіант)

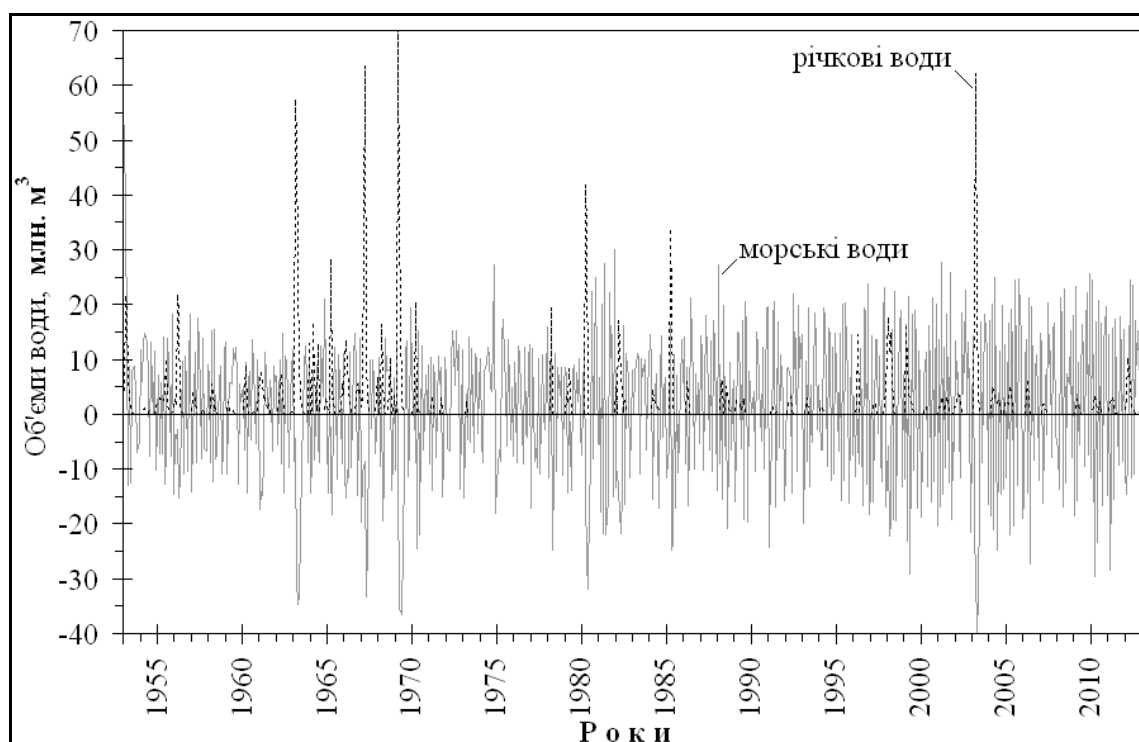


Рисунок 7.23 – Мінливість щомісячних об'ємів річкового стоку та водообміну Тилігульського лиману з Чорним морем за період з 1953 по 2012 рр. (3 варіант)

В цілому, за період з 1953 по 2012 рр. (**1 варіант**) 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. 7.16), за рахунок періодичного припливу морських вод. Треба 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 (рис. 7.17). Це, головним чином, пов'язано з тим, що річні шари випаровування з водної поверхні лиману в середньому перевищують річні шари атмосферних опадів на 262 мм (рис. 7.24). Тільки в багатоводному 1980 р. річний шар опадів на 29,4 мм перевищував шар випаровування з водної поверхні, а в інші роки – випаровування перевищувало опади. Найбільше перевищення дорівнює 551 мм (в 1983 р.), найменше – 42,5 мм (в 2010 р.) [146].

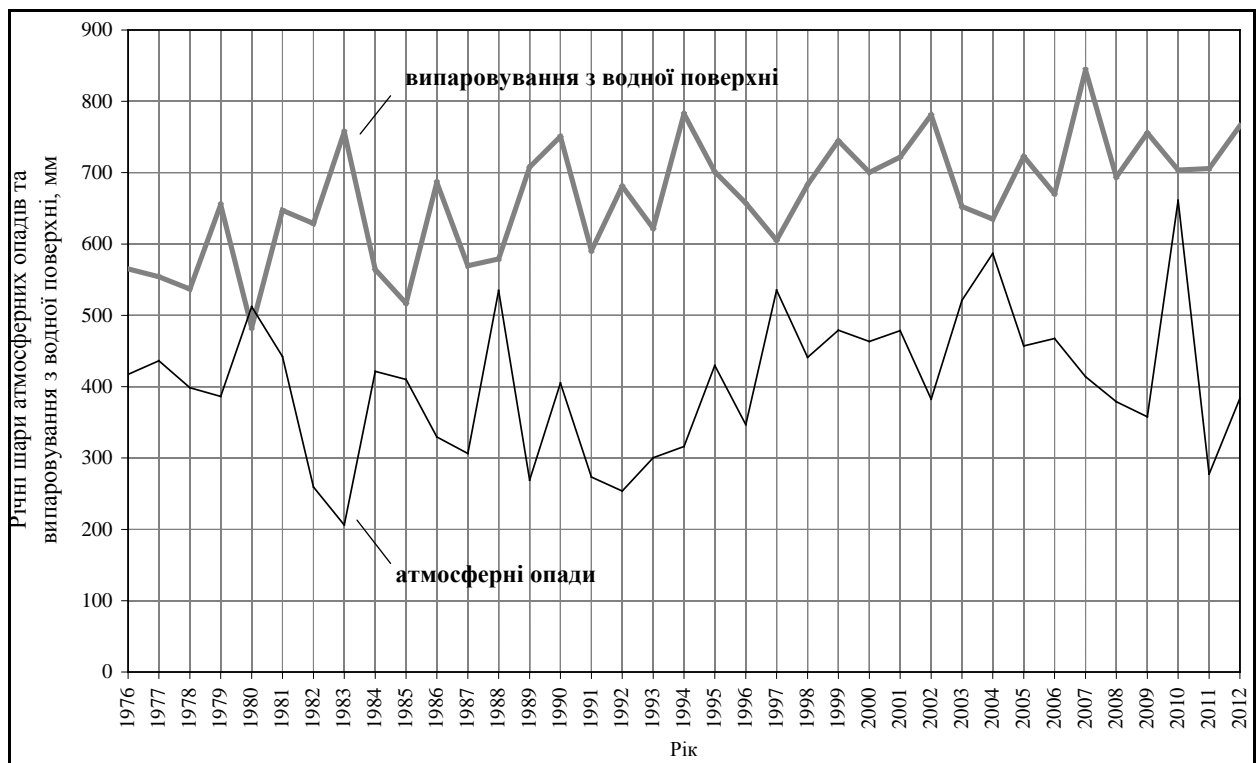


Рисунок 7.24 – Мінливість річних шарів атмосферних опадів та випаровування з водної поверхні в районі Тилігульського лиману (ГМС «порт-Южний») за період з 1976 по 2012 рр.

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 значенню мінус 6,2 м БС, тобто рівні води Тилігульського і Куяльницького лиманів були б майже рівними [2].

Таким чином, результати розрахунків водно-сольового балансу лиману за умовами **1 варіанту** дозволяють зробити висновок про можливість використання балансової моделі для оцінки впливу водообміну з морем на водно-сольовий режим лиману за **2 та 3** варіантами.

З рис. 7.18 (**2 варіант**) видно, що при відсутності водообміну з морем коливання розрахункових рівнів води відбувалися б синхронно з фактичними. В періоди 1953-1966 рр. та 1975-1992 рр. розрахункові рівні були б меншими за фактичні, а з середини 1992 р. відмітка рівня води в лимані вже була б менша ніж мінус 2,5 м БС. Таке співвідношення розрахункових та фактичних рівнів води пов'язано з відсутністю припливу морських вод. Однак, в період з 1967 по 1974 рр. розрахункові рівні води в лимані були б вищими за фактичні (з максимальним перевищенням майже 1 м – в 1969-1970 рр.). Це пояснюється тим, що в лимані затримувалися б води весняних водопіль та паводків в роки високої водності, як, наприклад, у 1969 р. В цей же період відбувалося б значне зменшення солоності води в лимані (рис. 7.19). Наприклад, середня солоність води в лимані за період з 1963 по 1970 рр. зменшилася б більш ніж на 3,2 ‰.

Загалом, солоність води майже всіх частин лиману за період з 1953 по 1992 рр. була б меншою ніж спостережена. Лише в I-й частині лиману розрахункова солоність води, починаючи з 1969 р. перевищувала б спостережену на 1-4 ‰, що пов'язано зі збільшенням кількості солей в цій частині лиману та пропорційним їх зменшенням в інших. В той же час загальна кількість солей в лимані за період майже 40 років збільшилася б приблизно на 1,5 млн. тон (з 4,6 до 6,1 млн. тон). Прирощення рівня води за рахунок опадів, річкового стоку та випаровування за період з 1953 по 1992 рр. було б від'ємним та дорівнювало би в кінці 1992 р. мінус 0,9 м. Це призвело б до того, що рівень води в лимані вже у 1992 р. був би меншим мінус 2,5 м БС (рис. 7.18), тобто приблизно 50 % IV частини та 10 % III частини лиману були б пересохлими.

Аналіз результатів розрахунку складових водно-сольового балансу лиману за **3 варіантом** (рис. 7.20-7.23) дозволяє зробити висновок, що варіант функціонування лиману при безперервному водообміні з морем є одним з найвигідніших для підтримки стабільних і задовільних гідроекологічних умов в лимані. З рис. 7.20-7.23 видно:

- а)* розраховані рівні води майже завжди вищі фактичних;
- б)* коливання рівнів води в лимані повністю синхронні з коливаннями рівня води в морі;
- в)* об'єми припливу-стоку води через канал «лиман-море» майже співпадають за величинами та в середньому дорівнюють 15-30 млн. м³, що приблизно становить 2-5 % від об'єму наповнення лиману;
- г)* розрахункова солоність води у цілому на декілька проміле (г/дм³) нижча за фактичну та ту, що розрахована за **1 варіантом**.

Моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману при відсутності водообміну з морем, за ретроспективний період з січня 1953 р. по грудень 1992 р., показало, що рівні та мінералізація води в лимані загалом були б меншими ніж при наявності періодичного (декілька місяців на рік) або безперервного водообміну. Але при зниженні рівня води в лимані до відміток менших мінус 2,5 м БС, що відбулося б вже в середині 1992 р., приблизно 50 % IV частини та 10 % III частини лиману пересохли. Таке зменшення рівнів і,

відповідно, об'ємів води в лимані призвело до зростання мінералізації води, особливо в I частині лиману, де наприкінці 1992 р. вона б дорівнювала $21,25 \text{ г/дм}^3$, тобто була б на $5,55 \text{ г/дм}^3$ вища ніж при періодичному водообміні з морем через сполучний канал в період з липня 1958 р. по грудень 1992 р.

Результати моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману в умовах водообміну, якій періодично відбувався через канал «лиман-море» з липня 1958 р. по грудень 2012 р., та при безперервному водообміні (з січня 1953 р. по грудень 2012 р.) показали, що головною перевагою безперервного водообміну над періодичним є певна стабілізація рівнів води в лимані в інтервалі від мінус $0,55 \text{ м БС}$ до $0,34 \text{ м БС}$, з мінливістю майже ідентичною мінливості рівнів води в морі. В умовах періодичного водообміну рівні води в лимані змінювалися в більшому інтервалі – від мінус $1,10 \text{ м БС}$ до $0,43 \text{ м БС}$. В той же час, середній багаторічний рівень води в лимані при безперервному водообміні з морем дорівнював би мінус $0,21 \text{ м БС}$, тобто був би лише на $0,16 \text{ м}$ вищим ніж при періодичному водообміні. З порівняння мінералізації води в лимані при безперервному та періодичному варіантах водообміну з морем видно, що вона поступово зростає і в кінці грудня 2012 р. має близькі значення: $19,54 \text{ г/дм}^3$ – при безперервному водообміні, та $21,78 \text{ г/дм}^3$ – при періодичному.

Середня багаторічна мінералізація води в лимані за період функціонування каналу «лиман-море» (з липня 1958 р. по грудень 2012 р.) при безперервному водообміні склала б $14,23 \text{ г/дм}^3$, що на $1,07 \text{ г/дм}^3$ більше ніж при періодичному водообміні. Загальна кількість солей в лимані в кінці 2012 р. була б також майже однаковою: $14,95 \text{ млн. тон}$ – при безперервному водообміні, та $14,79 \text{ млн. тон}$ – при періодичному. Однак, починаючи з липня 2001 р., безперервний водообмін з морем забезпечує нижчу мінералізація води в лимані (в середньому на $0,92 \text{ г/дм}^3$), ніж при періодичному водообміні. Причому ця різниця до кінця 2012 р. постійно зростає, що на нашу думку пов'язано зі зменшенням річкового стоку і підвищенням ролі водообміну з морем у формуванні водно-сольового балансу лиману. Цей результат спростовує широко поширену думку, що запускати морську воду в лиман можна тільки у весняні місяці, коли солоність морських вод мінімальна. Інакше буде відбуватися інтенсивне засолення лиману.

Отже, як періодичний, так і безперервний варіанти водообміну лиману з морем у ретроспективний період (1958-2012 рр.) призводять до поступового майже постійного збільшення кількості солей у воді лиману та зростання мінералізації води, але при безперервному водообміні лиману з морем, рівні води є більш стабільними та вищими ніж при періодичному водообміні, що не призводило б до тривалих (від 1-2 місяців до 2,5 років) періодичних обмілів і пересихання мілководних прибережних ділянок лиману та гідравлічно-пов'язаних з лиманом водойм, що відбувалося в періоди, коли рівні води в лимані були менші мінус $0,5 \text{ м БС}$ (наприклад, з липня 1975 р. по лютий 1978 р.

або з липня 1983 р. по січень 1985 р. та майже всі місяці періоду з липня 2007 р. по лютий 2010 р.).

Таким чином, в умовах зменшення річкового стоку, яке відбувається в останнє десятиріччя, постійний водообмін з морем сприяє зменшенню темпів зростання середньої солоності води в лимані.

7.7 Узагальнена оцінка змін складових водного балансу лиману внаслідок глобального потепління

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

Як було відзначено в розділі 3.2, в останні десятиріччя, починаючи з кінця 80-х років ХХ століття, на території України спостерігаються суттєві зміни клімату та водних ресурсів [43]. У Північно-Західному Причорномор'ї прояв глобального потепління характеризується зростанням посушливості та відповідним зменшенням припливу прісних вод до лиману від річок та тимчасових водотоків [71]. Зростання температур повітря викликає суттєве збільшення витратних статей водного балансу лиману, що у поєднанні з наслідками водогосподарської діяльності сприяє зростанню дефіциту прісного балансу, зменшенню об'єму та підвищенню солоності вод в лимані. Тому безсумнівний інтерес представляє визначення змін складових водного балансу Тилігульського лиману до (1989 р.) та після початку кліматичних змін.

На рис. 7.25 приведена внутрішньорічна мінливість середньомісячних значень складових водного балансу лиману: атмосферних опадів, випаровування, річкового стоку, – отримана їх осередненням за періоди часу до початку кліматичних змін (1960 – 1989 рр.) та після них (1991-2010 рр.). При розрахунках використовувались масиви даних щодо середньомісячних значень вказаних характеристик в районі Тилігульського лиману, наведені в [152]. З рисунків видно, що в кліматичний період 1991-2010 рр. збільшилися втрати води на випаровування (особливо у лютому-серпні) та значно зменшилися витрати р.Тилігул (особливо у березні) порівняно з періодом до початку кліматичних змін. Атмосферні опади зменшились в цілому за рік та в більшості місяців, окрім березня, червня, серпня та жовтня.

На підставі даних, наведених на рис. 7.25, отримані оцінки середніх багаторічних складових річного водного балансу Тилігульського лиману в періоди 1960-1989 рр. та 1991-2010 рр. В період до початку кліматичних змін сумарний річний об'єм припливу поверхневих вод в Тилігульський лиман

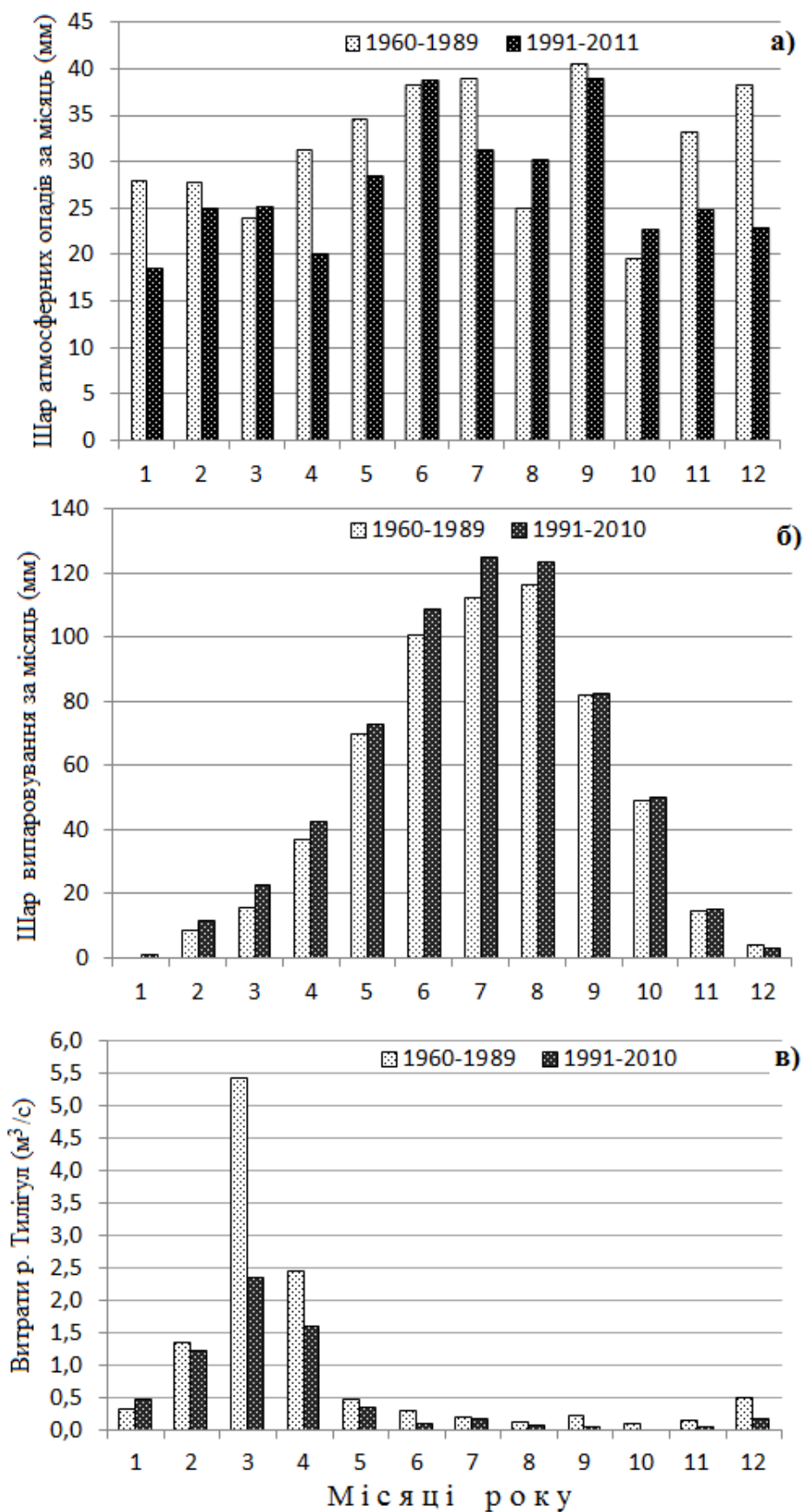


Рисунок 7.25 – Внутрішньорічна мінливість середніх багаторічних місячних шарів атмосферних опадів (а), мм, випаровування (б), мм, середньомісячних витрат води р.Тилігул (в), м³/с, за періоди 1960-1989 рр. та 1991-2010 рр.

дорівнював 34,26 млн.м³ (30,0 млн.м³ – стік р.Тилігул, 4,24 млн. м³ – інші водотоки). При загальній площі водного дзеркала лиману 128,85 км², випаровування з його водної поверхні становило 611,5 мм/рік (при солоності води 12 ‰) або 78,8 млн.м³/рік. Прибуткова складова, обумовлена атмосферними опадами, дорівнювала 379,1 мм/рік або 48,85 млн.м³/рік. Отже, в період 1960-1989 рр. річний прісний баланс лиману був додатний, у середній за водністю рік припливні складові балансу перевищували витрати на випаровування на 4,3 млн.м³/рік.

Однак при врахуванні площ водойм (за виключенням водойм пересипу), які гідравлічно-пов'язані з різними частинами лиману при відмітці рівня води вищій за мінус 0,4 м БС [2], площа водного дзеркала збільшується до 141,65 км², а перевищення припливних складових прісного балансу над випаровуванням зменшується до 1,3 млн.м³/рік.

У сучасний період 1991-2010 рр. сумарний річний об'єм припливу поверхневих вод в Тилігульський лиман за даними спостережень в п.Березівка оцінюється в 19,0 млн.м³ (16,7 млн.м³ – стік р.Тилігул, близько 2,3 млн. м³ – інші водотоки). Випаровування з водної поверхні лиману, не зважаючи на підвищення солоності вод у середньому до 20 ‰, збільшилось через підвищення температури повітря до 658,9 мм/рік або 84,9 млн.м³/рік (при площі водного дзеркала лиману 128,85 км²). Прибуткова складова, обумовлена атмосферними опадами, дорівнює 326,5 мм/рік або 42,1 млн.м³/рік. Отже, через вплив кліматичних змін, у сучасний період сформувався дефіцит прісного балансу лиману, якій складає -23.8 млн.м³/рік.

При врахуванні площ водойм (за виключенням водойм пересипу), які гідравлічно-пов'язані з різними частинами лиману при відмітці рівня води вищій за мінус 0,4 м БС, дефіцит прісного балансу зростає до -34,1 млн.м³/рік. У роки з малою кількістю атмосферних опадів та інтенсивним випаровуванням дефіцит водного балансу значно зростає.

Приведені оцінки дозволяють зробити наступні висновки. В період 1960-1989 рр. існувала реальна можливість стримати зростання солоності вод в лимані внаслідок надходження морських вод через сполучний канал «лиман-море», особливо в 60-х та з кінця 70-х – до середини 80-х років ХХ сторіччя, коли мали місце сильні весняні повені. Але, через відкриття сполучного каналу «лиман-море» наприкінці квітня – початку травня, прісні води не затримувались в лимані, змішуючись з більш солоними водами глибоких частин лиману, а уходили до моря, розповсюджуючись в межах поверхневого шару лиману. Внаслідок цього значного зниження загальної солоності вод в лимані не відбувалося.

У сучасний період, через значний дефіциту прісного балансу Тилігульського лиману, який сформувався внаслідок кліматичних змін, поповнення лиману морською водою через штучний сполучний канал «лиман-море» є необхідною умовою стабілізації його водного та гідроекологічного

режимів. У разі відсутності або дуже нетривалого зв'язку з морем, протягом декількох років рівень води в лимані може знизитися більше ніж на метр протягом декількох років. Зменшення об'єму вод лиману через інтенсивне випарування, при збереженні маси солей, призводить до підвищення солоності вод.

Оскільки в період функціонування каналу у травні-липні водообмін з морем спрямований з моря в лиман (через те, що рівень води в лимані нижче рівня моря), то лиман фактично є непроточною водоймою і в ньому на протязі багатьох років відбувається акумуляція солей, які надходять з морськими водами. Зменшити темпи росту солоності вод можливо, якщо забезпечити різноспрямований (як в лиман, так і з нього) водообмін лиману з морем, тобто його проточність. Це дозволить виводити високосолоні води з лиману в море і, таким чином, зменшити солезапас в лимані. Можливість реалізації такого варіанту регулювання водно-сольового режиму Тилігульського лиману залежить від відповіді на питання, в які місяці середньоводного року середньомісячні рівні води в лимані можуть перевищувати рівень моря, якщо забезпечити безперервний на протязі року водообмін лиману з морем через сполучний канал.

Оцінка напряму водообміну через сполучний канал «лиман-море», при його поглибленні і забезпеченні безперервного функціонування протягом року, виконувалась шляхом порівняння внутрішньорічної мінливості багаторічних середньомісячних відміток рівня води в морі та Тилігульському лимані в період 1991-2010 рр. Гіпотетичні відмітки рівня води в лимані визначалися шляхом додавання до відміток рівня моря, у відповідні місяці року, змін рівня води в лимані, які обумовлені атмосферними опадами, стоком річок і водотоків з водозбірного басейну лиману, випаровуванням. Вважалося до вирівнювання відміток рівня води в лимані і морі відбувається на відрізках часу менших 1 місяця. Відмітки рівня моря в задавалися на підставі даних спостережень на гідрометстанції «порт-Южний». Оскільки спостереження на цій станції були розпочаті у 80-х роках ХХ ст., то мінливість рівня моря до цього часу відновлювалася на основі даних спостережень на гідрометстанції «Одеса-порт», з використанням встановленої статистичної залежності між коливаннями рівня на гідрометстанціях «Одеса-порт» і «порт-Южний» за період функціонування останньої [157].

Отримані результати приведені на рис. 7.26. Видно, що в рівень води в лимані перевищує рівень моря в листопаді-квітні, тобто в ці місяці року вода з лиману переважно буде виходити до моря, разом з накопиченими в ній солями. Отже, при безперервному функціонуванні каналу на протязі року буде відбуватися виведення накопичених в лимані солей до моря.

Зауважимо, що у виконаних розрахунках не враховуються згінно - нагоні коливання рівня води в лимані і морі ініційовані вітром.

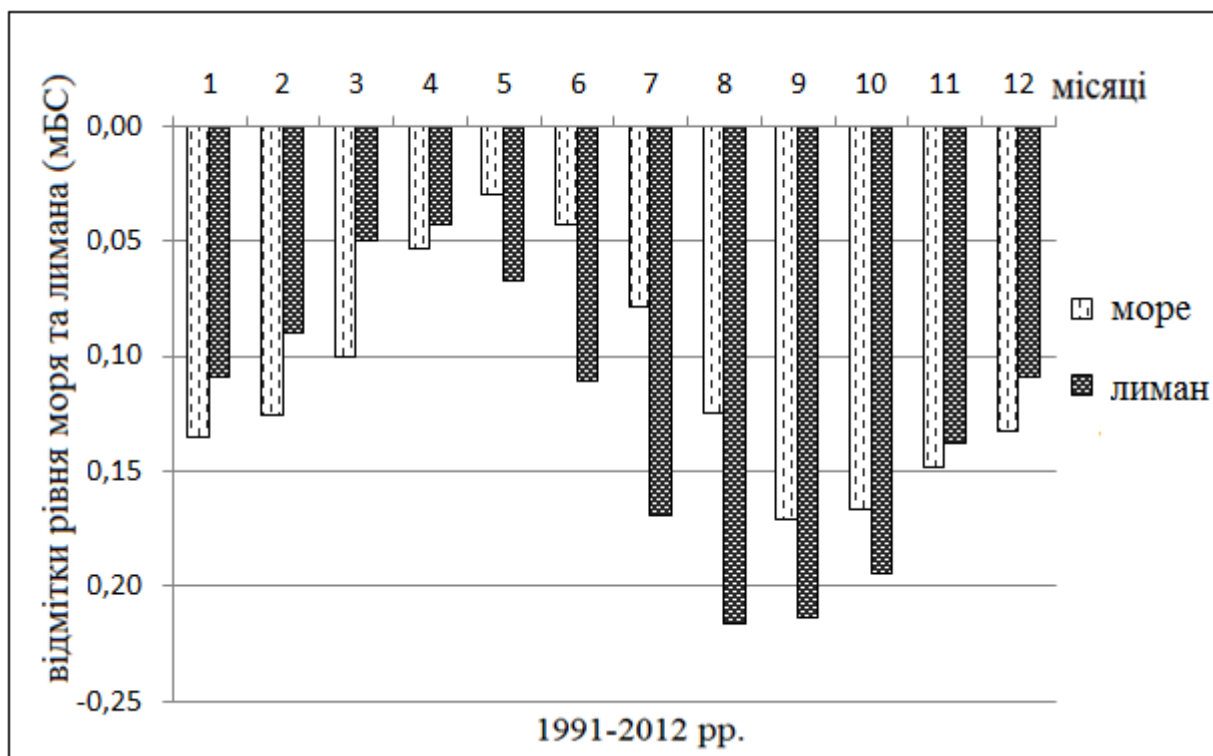


Рисунок 7.26 – Внутрішньорічна мінливість багаторічних середньомісячних відміток рівня води (м БС) в морі (порт Южний) та лимані за період 1991-2012 рр.

8 ОЦІНКА РІВНІВ І МІНЕРАЛІЗАЦІЇ ВОДИ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ПРИ РІЗНИХ ВАРІАНТАХ ФУНКЦІОНУВАННЯ ВОДОЙМИ В УМОВАХ ЗМІН КЛІМАТУ У ХХІ СТОРІЧЧІ

Результати моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману при різних варіантах водообміну з морем за ретроспективний період з 1953 по 2012 рр. показали, що для встановлення стабільного водно-сольового режиму в лимані у майбутньому (без ризиків пересихання його мілководних частин) безперервний водообмін лиману з морем є необхідним. З урахуванням цього, в даному розділі приведені результати моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману при безперервному та періодичному (з квітня по червень) водообміні з морем в умовах глобальних кліматичних змін для періоду 2011-2040 рр.

8.1 Вихідні дані для моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману у майбутньому (до 2040 року)

Моделювання багаторічної мінливості рівнів і мінералізації води лиману при різних варіантах управління водно-сольовим режимом водойми в майбутньому (до 2040 р.) виконувалося на основі моделі водно-сольового балансу (див. розділ 7) за даними найбільш реалістичного сценарію змін «помірного» клімату A1B (див. розділ 4), реалізованого в регіональній кліматичній моделі REMO (сценарій M10) проекту ENSEMBLES [153, 154].

Визначення шарів атмосферних опадів та випаровування з водної поверхні лиману в умовах майбутнього клімату (до 2040 р.) виконувалося за даними вузла модельної сітки, розташованого поблизу південно-західної межі Тилігульського лиману. Вибір цієї точки обумовлений тим, що вона знаходиться в районі метеостанції «порт-Южний», дані якої (атмосферні опади, температура та відносна вологість повітря) використані раніше для калібрування та верифікації моделі водно-сольового балансу лиману за період 1980-2012 рр. [2]. Мінливість шарів атмосферних опадів і випаровування з водної поверхні та їх внутрішньорічний розподіл в умовах майбутнього клімату показані, відповідно, на рис. 8.1 та 8.2.

Об'єми припливу прісних вод з водозбірного басейну в лиман були визначені Н.С. Лободою та Ю.В. Божок за метеорологічними даними сценарію глобального потеплення M10 для періоду 2011-2040 рр. з використанням моделі «клімат-стік» [2]. Середньомісячні витрати побутового стоку р. Тилігул показані на рис. 8.3. Для обчислення середньомісячних витрат природного $Q_{ПР,k,j}$ та побутового $Q_{ПОБ,k,j}$ стоку інших річок і бокового припливу води до лиману для модельного періоду 2011-2040 рр. використані перехідні коефіцієнти $\alpha_k = Q_{ПОБ,k,j} / Q_{ПР,Тил,j}$ та $\beta_k = Q_{ПОБ,k,j} / Q_{ПР,k,j}$ (табл. 8.1).

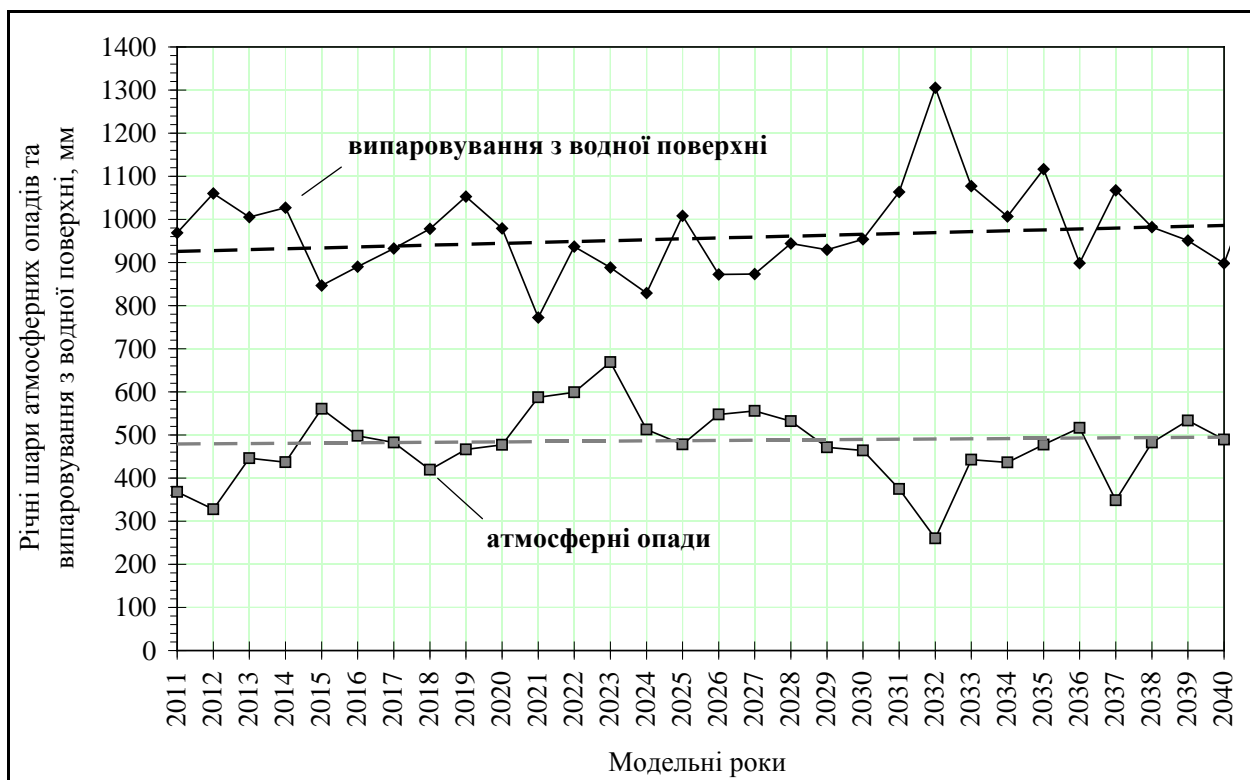


Рисунок 8.1 – Мінливість річних шарів атмосферних опадів та випаровування з водної поверхні в районі метеостанції «порт-Южний», визначених за сценарієм M10 для модельного періоду з 2011 по 2040 рр.

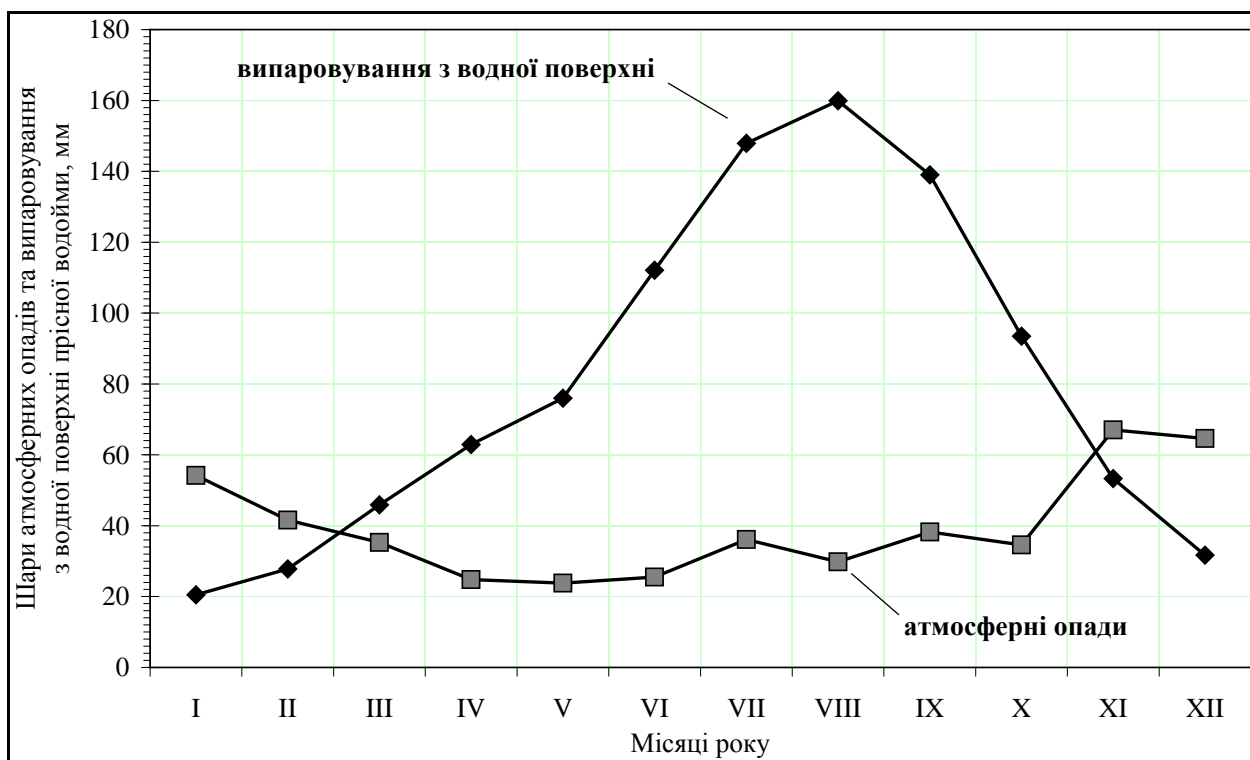


Рисунок 8.2 – Внутрішньорічний розподіл атмосферних опадів та випаровування з водної поверхні в районі метеостанції «порт-Южний», визначених за сценарієм M10 для модельного періоду з 2011 по 2040 рр.

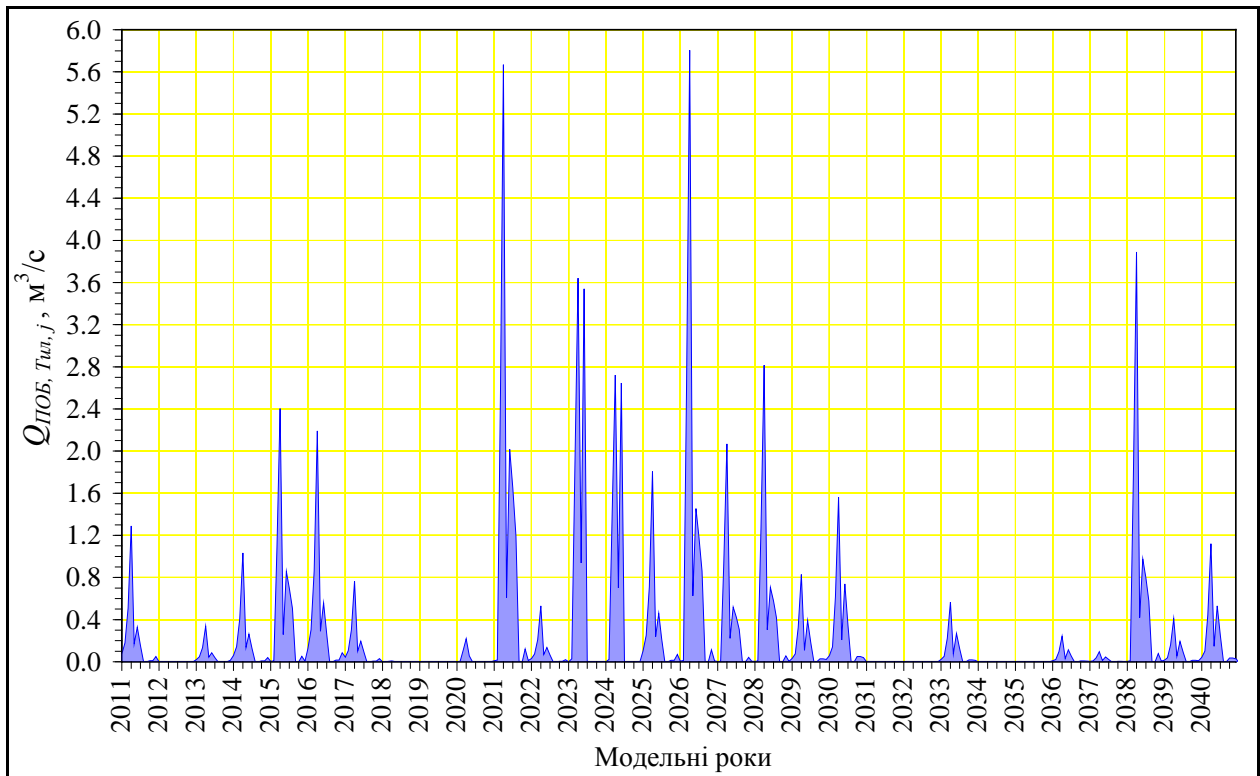


Рисунок 8.3 – Середньомісячні витрати побутового стоку р. Тилігул $Q_{ПОВ, Тил, j}$, m^3/c , розраховані за моделлю «клімат-стік» згідно із сценарієм М10 для модельного періоду з 2011 по 2040 рр.

Визначення об'ємів водообміну (припливу-стоку води) лиману з морем через з'єднувальний канал «лиман-море» відбувалося за гідравлічною формулою Шезі-Маннінга (7.25) (див. розділ 7), виходячи з того, що довжина каналу дорівнює 3300 м, ширина каналу по поверхні дорівнює 30,0 м, а відмітка дна каналу за всією довжиною становить мінус 2,15 м БС.

При обчисленні уклонів водної поверхні в каналі, необхідних для визначення об'ємів водообміну Тилігульського лиману та Чорного моря, використано внутрішньорічний розподіл середньомісячних рівнів води на ГМС «порт-Южний» (рис. 7.11) (див. розділ 7).

Для визначення мінералізації (солоності) морських вод використано її внутрішньорічний розподіл на ГМС «порт-Южний» (рис. 7.11) (див. розділ 7).

Мінералізація атмосферних опадів для усіх місяців року та частин лиману приймалась рівною $0,04 \text{ г/дм}^3$ [124].

Мінералізація вод річок і бокового припливу до лиману для усіх місяців року приймалась рівною середньому багаторічному значенню для р. Тилігул – $1,30 \text{ г/дм}^3$ [6].

Початкові значення рівня та мінералізації води для усіх частин лиману прийняті однаковими, відповідно, мінус 0,40 м БС та $23,00 \text{ г/дм}^3$, які в середньому дорівнюють їх значенням наприкінці 2010 р. [2, 16, 155-157].

Таблиця 8.1 – Середньомісячні витрати ($\text{м}^3/\text{с}$) природного $Q_{\text{ПР},k,j}$ та побутового $Q_{\text{ПОБ},k,j}$ стоку річок басейну Тилігульського лиману та бокового припливу води до лиману, визначені за моделлю «клімат-стік» для сценарію М10 в середні за водністю роки для модельного періоду 2011-2040 рр., а також перехідні коефіцієнти $\alpha_k = Q_{\text{ПОБ},k,j} / Q_{\text{ПР},\text{Тил.},j}$ та $\beta_k = Q_{\text{ПОБ},k,j} / Q_{\text{ПР},k,j}$

Річка, боковий приплив	Перехідні коефіцієнти		Витрата води, $\text{м}^3/\text{с}$	Місяць												За рік
	α_k	β_k		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Тилігул	–	0,50	$Q_{\text{ПР},\text{Тил.},j}$	0,018	0,043	1,46	3,71	0,49	2,17	1,02	0	0	0,12	0,12	0,012	0,76
			$Q_{\text{ПОБ},\text{Тил.},j}$	0,009	0,022	0,73	1,85	0,24	1,08	0,51	0	0	0,059	0,059	0,006	0,38
Балай	0,080	0,33	$Q_{\text{ПР},\text{Бал.},j}$	0,001	0,004	0,12	0,30	0,039	0,17	0,082	0	0	0,010	0,010	0,001	0,061
			$Q_{\text{ПОБ},\text{Бал.},j}$	0,001	0,001	0,039	0,10	0,013	0,058	0,027	0	0	0,003	0,003	0	0,020
Царега	0,079	0,30	$Q_{\text{ПР},\text{Цар.},j}$	0,001	0,003	0,12	0,29	0,039	0,172	0,081	0	0	0,009	0,009	0,001	0,061
			$Q_{\text{ПОБ},\text{Цар.},j}$	0	0,001	0,035	0,088	0,012	0,052	0,024	0	0	0,003	0,003	0	0,018
Хуторська	0,009	0	$Q_{\text{ПР},\text{Хут.},j}$	0	0	0,013	0,034	0,004	0,020	0,009	0	0	0,001	0,001	0	0,007
			$Q_{\text{ПОБ},\text{Хут.},j}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
боковий приплив	0,037	0,40	$Q_{\text{ПР},\text{бок.пр.},j}$	0,001	0,002	0,054	0,14	0,018	0,080	0,038	0	0	0,004	0,004	0	0,028
			$Q_{\text{ПОБ},\text{бок.пр.},j}$	0	0,001	0,022	0,055	0,007	0,032	0,015	0	0	0,002	0,002	0	0,011

Примітки: k – позначення водотоку (річки, балки) та бокового припливу води;

j – позначення місяцю року;

α_k – перехідний коефіцієнт від $Q_{\text{ПР},\text{Тил.},j}$ до $Q_{\text{ПР},k,j}$;

β_k – перехідний коефіцієнт від $Q_{\text{ПР},k,j}$ до $Q_{\text{ПОБ},k,j}$.

8.2 Результати моделювання водно-сольового балансу лиману за різних умов функціонування водойми у майбутньому

Розрахунки водно-сольового балансу Тилігульського лиману в умовах майбутнього клімату (за сценарієм М10) виконувалися для таких варіантів функціонування водойми:

- **варіант 1мПР:** в умовах періодичного (квітень-червень) водообміну з морем і природного стоку з басейну лиману;
- **варіант 1мПОБ:** в умовах періодичного (квітень-червень) водообміну з морем і побутового стоку з басейну лиману; **варіант 3ПР:** в умовах безперервного (всі місяці року) водообміну з морем і природного стоку з басейну лиману;
- **варіант 3ПОБ:** в умовах безперервного водообміну з морем і побутового стоку з басейну лиману.

При позначенні варіантів функціонування лиману були використані числа та літери, які відповідають наступним умовам:

- числа **1** і **3** відповідають варіантам (умовам) водообміну з морем;
- літера «м» після числа **1** указує на те, що **варіант 1**, який означав функціонування лиману в умовах періодичного водообміну з морем, є модифікованим, і в якому щорічний період водообміну обмежується лише квітнем-червнем (3 місяці);
- літери «ПР» і «ПОБ» указують на те, які значення стоку річок і бокового припливу води з басейну лиману, відповідно, природного і побутового стоку, використані для обчислення об'ємів припливу вод в лиман.

Оцінка рівнів і мінералізації води Тилігульського лиману у період з 2011 по 2040 рр. в умовах майбутнього клімату (за сценарієм М10), різних варіантах водообміну з морем, а також обґрунтування оптимального режиму функціонування лиману виконувалися в наступній послідовності.

На першому етапі виконувалося порівняння рівнів і мінералізації води Тилігульського лиману, визначених за умов природного стоку з басейну лиману, при періодичному (**варіант 1мПР**) і безперервному (**варіант 3ПР**) водообмінах з морем (рис. 8.4 та 8.5).

З рис. 8.4 видно, що в умовах природного стоку з басейну лиману і при періодичному водообміні з морем, розмах коливання рівнів води в лимані за період з 2011 по 2040 рр. складатиме майже 1 м (від мінус 0,89 до 0,09 м БС), а середній багаторічний рівень води в лимані буде дорівнювати мінус 0,29 м БС. При безперервному водообміні з морем мінливість рівнів води в лимані буде майже в 2,5 разів меншою, змінюючись в інтервалі від мінус 0,38 до 0,13 м БС, а середній багаторічний рівень води буде дорівнювати мінус 0,17 м БС.

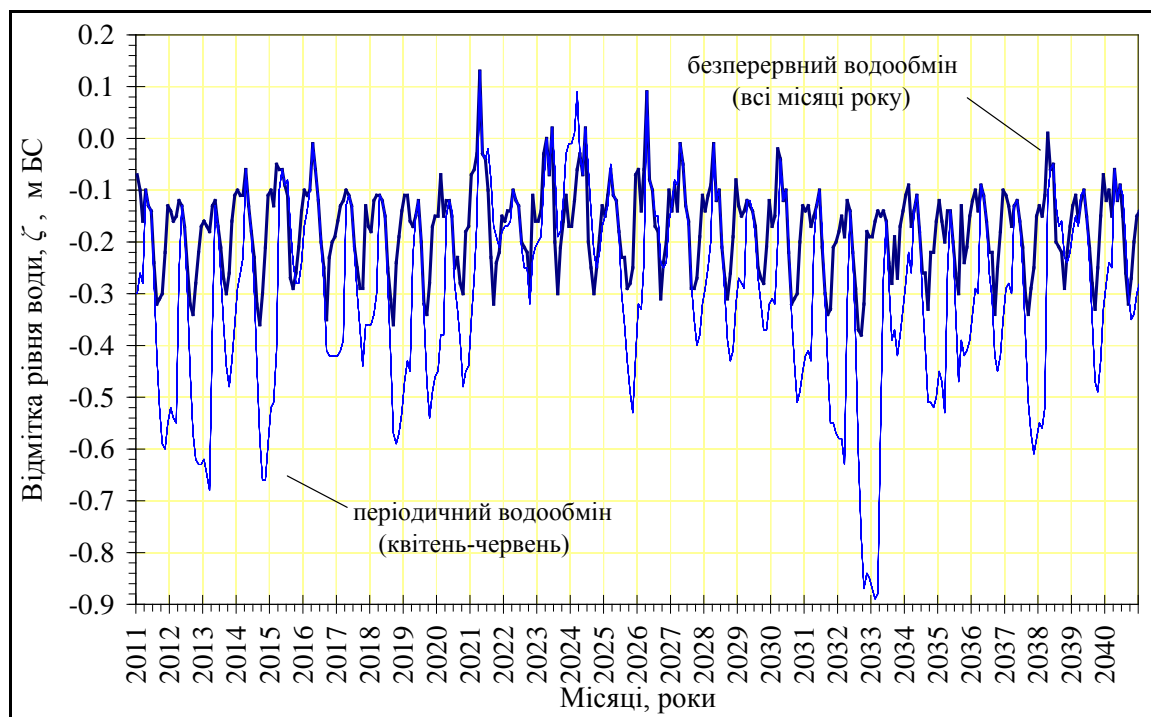


Рисунок 8.4 – Середньомісячні рівні води Тилігульського лиману, в умовах природного стоку з басейну лиману, періодичного (**варіант 1мПР**) і безперервного (**варіант 3ПР**) водообміну з морем в період 2011-2040 рр.

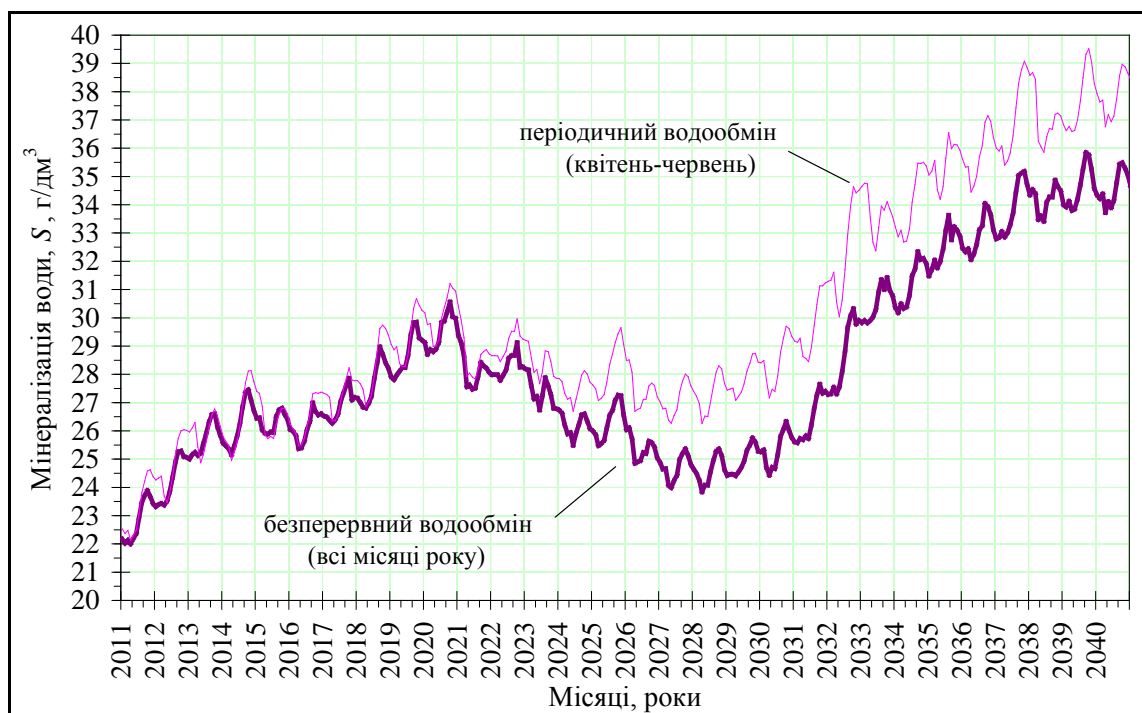


Рисунок 8.5 – Середньомісячна мінералізація води Тилігульського лиману, в умовах природного стоку з басейну лиману, періодичного (**варіант 1мПР**) і безперервного (**варіант 3ПР**) водообміну з морем в період 2011-2040 рр.

Отже, навіть в умовах природного стоку з басейну лиману, мінералізація його води може збільшитися на $12,03 \text{ г/дм}^3$ – при безперервному водообміні, і на $15,65 \text{ г/дм}^3$ – при періодичному.

З результатів аналізу рис. 8.4 та 8.5 видно, що в умовах майбутнього клімату (за сценарієм М10) і існування непорушеного водогосподарською діяльністю (природного) стоку з басейну Тилігульського лиману безперервний водообмін з морем має великі переваги над періодичним. Це, в першу чергу, пов'язано із значно меншою мінливістю рівнів і мінералізації води в лимані. Результати, представлені на рис. 8.4 та 8.5 показують, що стабілізація рівнів і мінералізації води в лимані і його окремих частинах можлива лише в умовах безперервного водообміну лиману з морем.

На другому етапі розраховувалися можливі рівні і мінералізації води лиману (рис. 8.6 та 8.7) в умовах змін клімату за сценарієм М10 і збереження рівня водогосподарської діяльності, який відповідає сучасному. Це означає, що приплив прісних вод в лиман забезпечується не природним, а трансформованим **(побутовим) стоком**. Розрахунки виконувалися в умовах періодичного (варіант 1мПОБ) і безперервного (варіант 3ПОБ) водообміну лиману з морем в період 2011-2040 рр.

З рис. 8.6 видно, що **в умовах побутового стоку** з басейну лиману і при періодичному водообміні з морем, розмах коливання рівнів води в лимані за період з 2011 по 2040 рр. складатиме майже 0,9 м (від мінус 0,84 до 0,09 м БС), а середній багаторічний рівень води в лимані буде рівний мінус 0,30 м БС. При безперервному водообміні з морем мінливість рівнів води в лимані буде майже в 1,7 разів меншою, змінюючись в інтервалі від мінус 0,37 до 0,02 м БС, а середній багаторічний рівень води буде дорівнювати мінус 0,18 м БС.

У цілому за розрахунковий період середнє перевищення рівнів води в лимані при безперервному водообміні з морем над рівнями води при періодичному водообміні дорівнюватиме 0,12 м, з максимумом 0,70 м – в березні 2033 р.

З порівняння середньомісячних значень мінералізації води лиману **в умовах побутового стоку** з басейну при безперервному і періодичному варіантах водообміну з морем (рис. 8.7) видно, що вона в обох варіантах поступово зростає і в кінці грудня 2040 р. дорівнюватиме $40,97 \text{ г/дм}^3$ – при безперервному водообміні, і $43,70 \text{ г/дм}^3$ – при періодичному. Всього за період з 2011 по 2040 рр. середня мінералізація води Тилігульського лиману збільшиться майже на 19 г/дм^3 – при безперервному водообміні з морем, і майже на 21 г/дм^3 – при періодичному.

Таким чином, в очікуваних в майбутньому кліматичних умовах (до 2040 р.) для стабілізації мінливості рівнів і мінералізації води в Тилігульському лимані, в умовах побутового стоку з басейну лиману, обов'язковим є безперервний водообмін лиману з морем.

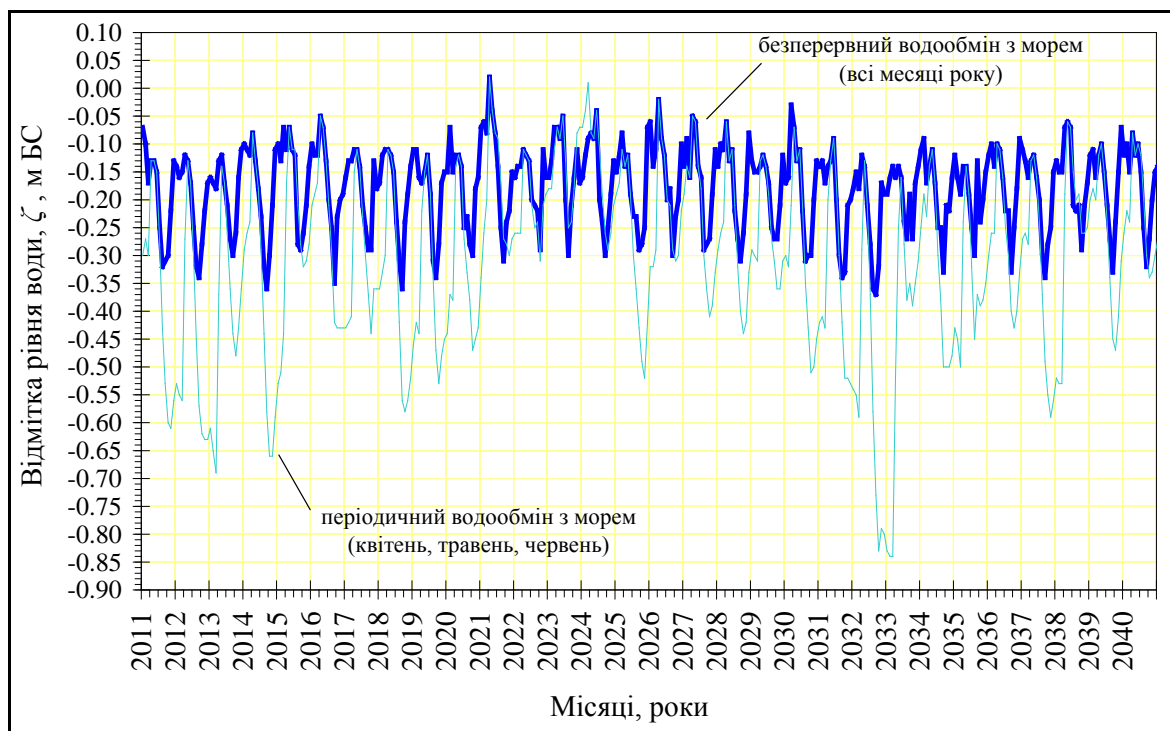


Рисунок 8.6 – Середньомісячні рівні води Тилігульського лиману, в умовах **побутового стоку** з басейну лиману, **періодичного (варіант 1мПОБ)** і **безперервного (варіант 3ПОБ)** водообміну з морем в період 2011-2040 рр.

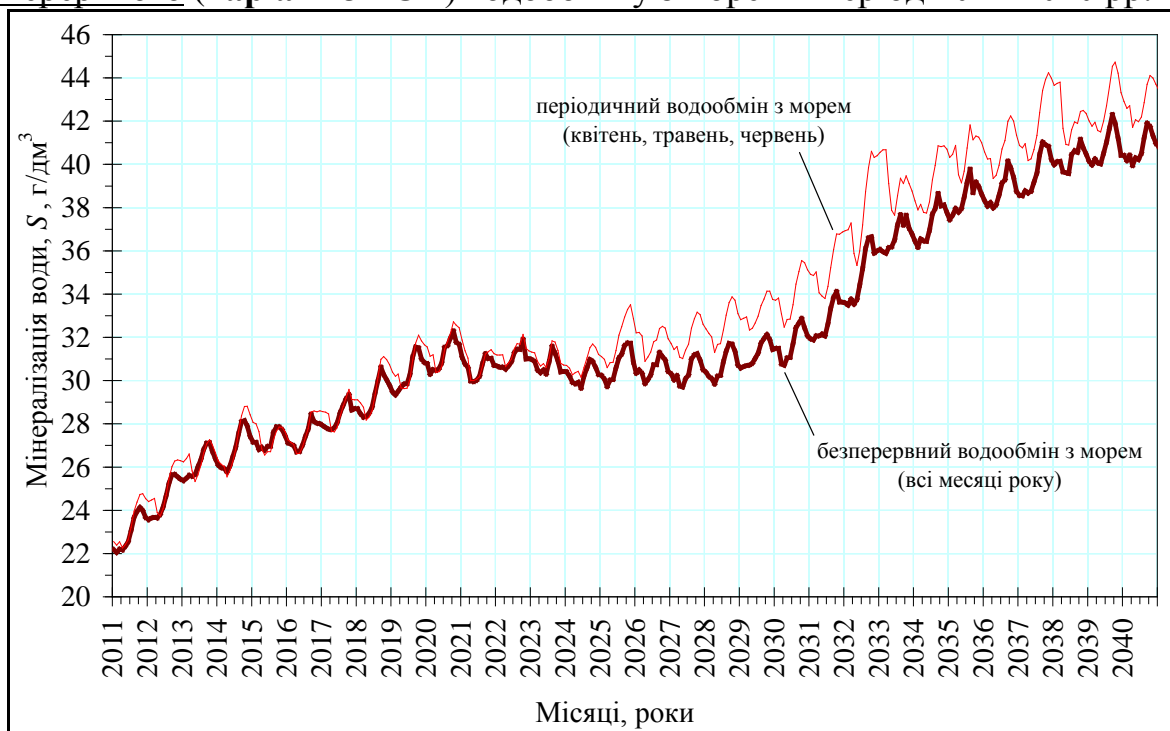


Рисунок 8.7 – Середньомісячна мінералізація води Тилігульського лиману, в умовах **побутового стоку** з басейну лиману, **періодичного (варіант 1мПОБ)** і **безперервного (варіант 3ПОБ)** водообміну з морем в період 2011-2040 рр.

При цьому залишається актуальною проблема відновлення природних водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману шляхом розчищення русифікувавсь, ліквідації або оптимізації розміщення і функціонування штучних водойм, впорядкування структури землекористування, захисту водозахисних зон і прибережних смуг.

9. ОЦІНКА ВПЛИВУ ВОДООБМІНУ З МОРЕМ ЧЕРЕЗ СПОЛУЧНИЙ КАНАЛ ЗА РІЗНИХ УМОВ ЙОГО ФУНКЦІОНУВАННЯ НА МІНЛИВІСТЬ ГІДРОЛОГІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ЛИМАНІ З ВИКОРИСТАННЯМ ГІДРОДИНАМІЧНОЇ МОДЕЛІ

В теперішній час, в результаті кліматичних змін та антропогенної діяльності на водозбірному басейні Тилігульського лиману суттєво зменшився поверхневий приплив прісних вод до лиману, наслідком чого стало його осолонення та періодичне обміління. Більшість фахівців та користувачів природними ресурсами Тилігульського лиману вважають, що стабілізації гідроекологічного режиму лиману буде сприяти забезпечення стабільного водообміну лиману з морем через штучний з'єднувальний канал у разі науково обґрунтованого регламенту його функціонування. Тому актуальною є задача оцінки впливу морфометричних характеристик каналу «лиман-море» на інтенсивність водообміну з морем і проникнення морських вод в лиман, а також оцінки мінливості рівня і солоності води в лимані за різних умов функціонування каналу. Для вирішення цієї задачі тривимірною гідротермодинамічною моделлю Delft3D-FLOW версії 6.01.12.4498, що розроблена науково-дослідним інститутом «Делтарес» (Нідерланди) та знаходиться у відкритому доступі [104, 105].

При функціонуванні з'єднувального каналу спрямованість та інтенсивність водообміну з морем визначаються морфометричними характеристиками каналу (шириною, глибиною) і коливаннями рівня моря на відкритій морській границі з'єднувального каналу, які зумовлені стоком річок Дніпро і Південний Буг з Дніпровсько-Бузького лиману та вітровою дією.

9.1 Опис гідродинамічної моделі

Модель Delft3D-FLOW базується на чисельному вирішенні рівняння Нав'є-Стокса для нестисливої рідини на мілкій воді в наближенні Буссінеска. Для рівняння швидкості вертикального руху приймається гідростатичне наближення. Вертикальні компоненти векторів швидкості течій розраховуються через рівняння нерозривності. Рівняння стану морської води визначається формулою ЮНЕСКО [158].

Вітрова напруга тертя на вільній поверхні моделі $\vec{\tau}_S = (\tau_{Sx}, \tau_{Sy})$, визначається як:

$$|\vec{\tau}_s| = \rho_a c_d U_{10}^2, \quad (9.1)$$

де: ρ_a – густина повітря; $U_{10} = (U_x, U_y)$ – швидкість вітру на висоті 10 м; c_d – коефіцієнт поверхневого вітрового тертя, який задавався у відповідності до наступного відношення [159]:

$$c_d(U_{10}) = \begin{cases} c_d^A, & U_{10} < U_{10}^A, \\ c_d^A + \frac{c_d^B - c_d^A}{U_{10}^B - U_{10}^A} (U_{10} - U_{10}^A), & U_{10}^A \leq U_{10} \leq U_{10}^B, \\ c_d^B, & U_{10} \geq U_{10}^B, \end{cases} \quad (9.2)$$

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 по напрямку з вектором швидкості придонної течії $\vec{u}_b = (u_b, v_b)$, а його величина визначається квадратичним законом:

$$\vec{\tau}_b = \frac{g \rho_0 \vec{u}_b |\vec{u}_b|}{c_{3D}^2}, \quad (9.3)$$

де: $g = 9,81$ м/с² – прискорення вільного падіння; ρ_0 – початкова густина води; c_{3D} – коефіцієнт донного тертя, який визначається за формулами:

$$c_{3D} = \frac{\sqrt{g}}{\kappa} \ln \left(1 + \frac{\Delta z_b}{2z_0} \right), \quad (9.4)$$

$$z_0 = \frac{k_S}{30}, \quad (9.5)$$

де: $\kappa \approx 0,4$ – стала Кармана; Δz_b – відстань від дна до точки, в якій розраховується коефіцієнт; z_0 – масштаб довжини шорсткості дна; k_S – висота виступів шорсткості дна за Нікурадзе, визначається експериментально та, як правило, знаходиться у межах 0,01-0,3 м [160].

Тангенціальна напруга тертя на закритих границях (бокових стінках) моделі $\vec{\tau}_w = (\tau_{wx}, \tau_{wy})$, розраховується на підставі логарифмічного закону стінки:

$$\vec{\tau}_w = \rho u_*^2, \quad (9.6)$$

де: ρ – густина води; u_* – швидкість тертя у стінки, яка визначається через логарифмічний закон для шорсткої стінки:

$$|\vec{u}_{sidewall}| = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(1 + \frac{\Delta x_s}{2z_{0n}} \right), \quad (9.7)$$

де: $\vec{u}_{sidewall}$ – швидкість течії у найближчій до стінки розрахунковій точці; Δx_s – горизонтальний крок розрахункової сітки по нормалі до стінки; z_{0n} – масштаб довжини шорсткості стінки.

Напруги Рейнольдса моделюються з використанням концепції турбулентної в'язкості. Вертикальна турбулентна в'язкість розраховується на основі k - ε моделі [161, 162], 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 (ν_V) напрямках визначаються наступним чином:

$$\nu_H = \nu_{3D} + \nu_H^{back}, \quad (9.8)$$

$$\nu_V = \nu_{mol} + \max(\nu_{3D}, \nu_V^{back}), \quad (9.9)$$

де: ν_{3D} – в'язкість, яка розраховується за k - ε моделлю; ν_H^{back} , ν_V^{back} – порогові значення коефіцієнтів турбулентної в'язкості в горизонтальному та вертикальному напрямках, відповідно; ν_{mol} – коефіцієнт молекулярної в'язкості.

Перенос речовин та тепла в 3-D системі координат моделюється за допомогою рівняння адвекції-дифузії, до якого включений сумарний член для джерел та стоків тепла і солей. Коефіцієнти горизонтальної (D_H) та вертикальної (D_V) дифузії визначаються як:

$$D_H = D_{3D} + D_H^{back}, \quad (9.10)$$

$$D_V = \frac{\nu_{mol}}{\sigma_{mol}} + \max(D_{3D}, D_V^{back}), \quad (9.11)$$

$$D_{3D} = \max \left(D_{3D}, 0,2L_{Oz}^2 \sqrt{-\frac{g \delta \rho}{\rho \delta z}} \right), \quad (9.12)$$

де: D_{3D} – дифузія, що розраховується за k - ϵ моделлю; D_H^{back} , D_V^{back} – порогові значення коефіцієнтів дифузії в горизонтальному та вертикальному напрямках, відповідно; L_{Oz} – масштаб довжини Озмідова; σ_{mol} – число Прандтля-Шмідта для молекулярного перемішування; Z – глибина.

Теплообмін з атмосферою та випаровування з водної поверхні розраховується в моделі з використанням напівемпіричних формул [163, 164].

Повний питомий потік тепла Q_{tot} , який надходить на межу розділу «повітря-вода», записується у вигляді:

$$Q_{tot} = Q_{sn} + Q_{an} - Q_{br} - Q_{ev} - Q_{co}, \quad (9.13)$$

де: Q_{sn} – короткохвильова складова сонячної радіації, яка проникає до водної колонки через поверхню; Q_{an} – довгохвильовий потік тепла, який поглинається поверхнею; Q_{br} – зворотний довгохвильовий потік тепла, який відбивається поверхнею; Q_{ev} – втрати тепла на випаровування; Q_{co} – втрати тепла при контактному теплообміні моря з атмосферою. Поглинання короткохвильової радіації водною колонкою та відповідно Q_{sn} залежить від ступеню прозорості води, яка задається в моделі як константа.

Швидкість випаровування маси води з водної поверхні E в одиницю часу розраховується наступним чином:

$$E = f(U_{10})(e_s - e_a), \quad (9.14)$$

$$e_s = 10^{\frac{0.7859+0.03477T_s}{1+0.00412T_s}}, \quad (9.15)$$

$$e_a = r_{hum} 10^{\frac{0.7859+0.03477T_a}{1+0.0412T_a}}, \quad (9.16)$$

$$f(U_{10}) = c_e U_{10}, \quad (9.17)$$

де: e_s – тиск насиченого водяного пару; e_a – фактичний тиск водяного пару; T_s – температура водної поверхні; T_a – температура повітря; r_{hum} – відносна вологість; c_e – число Дальтона (калібрувальний коефіцієнт).

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 крок рішення рівнянь моделі обмежується умовою стабільності Куранта-Фрідрікса-Леві.

Умови модельних розрахунків. Для дискретизації гідродинамічних рівнянь у 3-D просторі використовувалась структурована ортогональна криволінійна система координат (ξ, η) в горизонтальній площині та прямолінійна Z-система координат – по вертикалі. В моделі також є можливість застосовувати по вертикалі й криволінійну σ -систему координат, але попередні чисельні експерименти показали, що використання прямолінійної системи координат дозволяє більш точно відтворити особливості мінливості вертикальної термогалінної структури вод в Тилігульському лимані. У випадку Z-системи, на ділянках з крутим рельєфом дна, рівні розрахункової сітки будуть розташовані паралельно лініям рівних густин води (ізопікнам), що знижує штучне перемішування скалярних величин – температури та солоності води [105].

При проведенні модельних розрахунків акваторія лиману (включно зі сполучним каналом) покривалась спеціально згенерованою розрахунковою сіткою, що складалась з 53×316 осередків в горизонтальній площині (рис. 9.1 б). Розміри осередків сітки плавно змінюються в межах 33-450 м вздовж повздовжньої осі лиману та 27-300 м – у поперечному напрямку. Сітка з достатньою точністю описує основні особливості геоморфологічної будови лиману, конфігурацію його берегів та характерний розподіл глибин. У вертикальній площині задавались 43 розрахункових рівня перемінної товщини (від 0,2 до 1 м), реалізовані в прямолінійній Z-системі координат. Глибини в лимані, приведені до позначки рівня води мінус 0,4 м БС, задавались на основі узагальнених даних промірних робіт, виконаних восени 2010 та 2012 рр. (рис. 9.1 а).

9.2 Калібрування та валідація моделі

Калібрування моделі проводилось для умов 2010 р., валідація моделі – для умов 2012 р.

У результаті польових гідрологічних спостережень, виконаних фахівцями Інституту морської біології (ІМБ) НАН України на акваторії Тилігульського лиману, було встановлено, що вертикальна термогалінна структура вод в літній період 2010 та 2012 рр. була істотно різною [102]: у травні-серпні 2010 р. спостерігався різкий сезонний термоклин, а у 2012 р. його руйнування відбулось вже у червні. Саме цей факт вирішено було використовувати для верифікації моделі.

Моделювання динаміки та термогалінної структури вод Тилігульського лиману виконувалось на двох часових відрізках: з середини квітня по кінець

серпня 2010 р. та з початку травня по кінець серпня 2012 р. Початок відрізка моделювання відповідав моменту відкриття з'єднувального каналу.

Враховувались: водообмін лиману з морем через з'єднувальний канал, різниця місячних сум атмосферних опадів та випаровування, стік р. Тилігул.

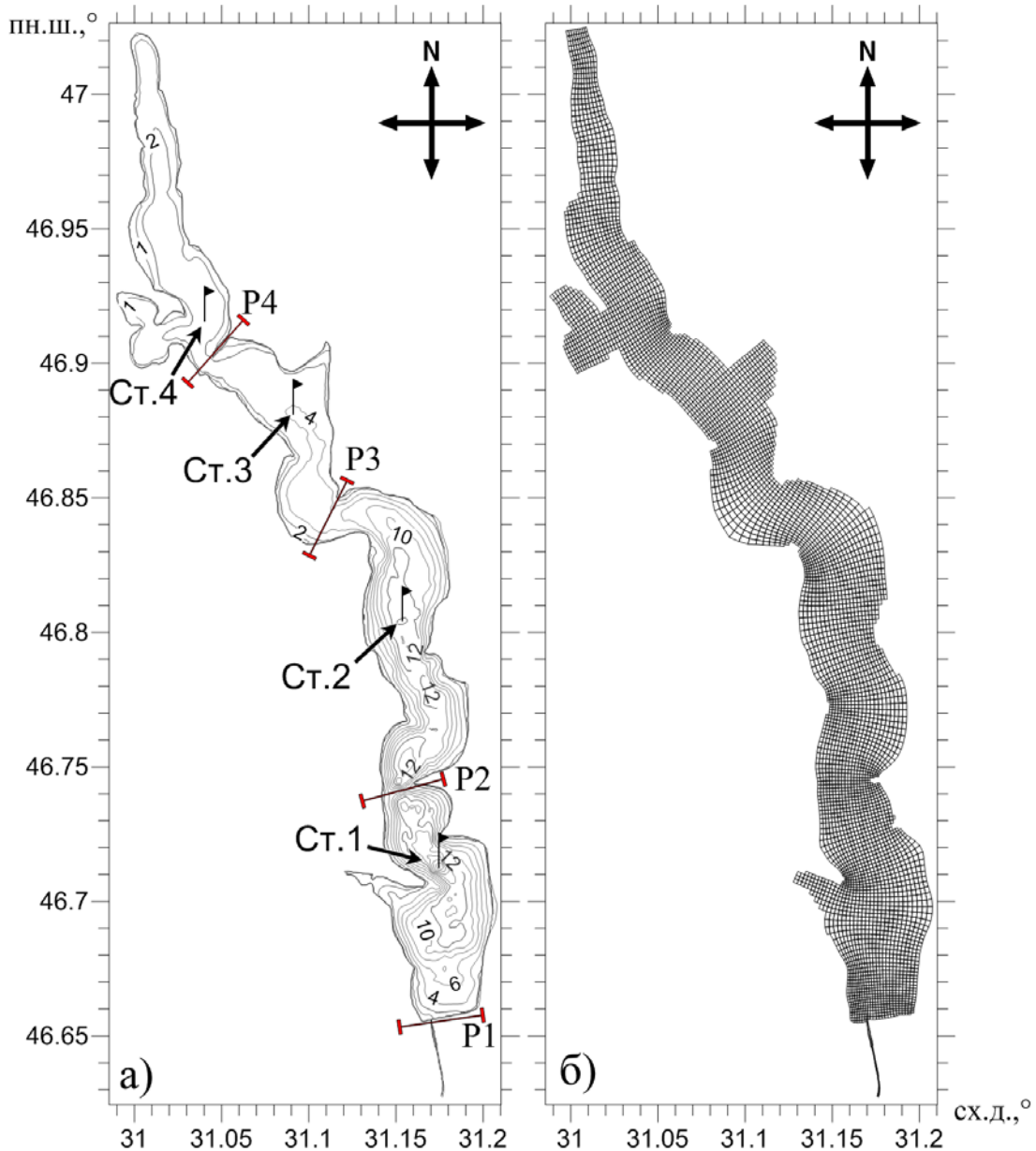


Рисунок 9.1 – Батиметрична карта акваторії Тилігульського лиману, м БС, та схема розташування реперних точок (позначені Ст.1-Ст.4) і поперечних розрізів для аналізу результатів (позначені P1-P4) (а). Криволінійна розрахункова сітка (б)

Для завдання граничних умов на відкритій морській границі з'єднувального каналу використовувались дані систематичних спостережень за

коливаннями рівня моря (з дискретністю 6 годин), температурою та солоністю морської води (середньодакдані значення), виконані на морський гідрометеорологічній станції (ГМС) «порт Южний», яка розташована на віддаленні ≈ 10 км від південної межі Тилігульського лиману. Витрати р. Тилігул задавались на підставі даних спостережень, виконаних на вод посту «Березівка», який розташований в 15 км від верхів'я лиману.

Часова мінливість напрямку та швидкості вітру, температури повітря, кількості атмосферних опадів задавалась з 6-годинною дискретністю за даними спостережень на ГМС «порт Южний». Мінливість вологості повітря та балу хмарності (з дискретністю 6 годин) задавалась на підставі архівних даних гідрометеорологічних спостережень на континентальній ГМС «Сербка» [165], яка розташована на віддаленні ≈ 20 км від північної частини лиману у північно-західному напрямку. Випаровування з водної поверхні розраховувалось в самій моделі.

Вертикальний розподіл температури та солоності води в початковий момент часу задавався на підставі даних спостережень та вважався однорідним в горизонтальній площині. Початкова відмітка рівня води в лимані приймалась рівною -0,2 м БС – у 2010 р. та -0,33 м БС – у 2012 р., згідно з даними спостережень. Часовий крок вирішення рівнянь моделі приймався рівним 30 с.

Оскільки моніторинг течій в лимані не проводився, то для калібрування і валідації гідротермодинамічної моделі використовувались дані епізодичних польових спостережень ІБМ за мінливістю термохалинної структури вод та рівня в Тилігульському лимані.

Під час калібрування були встановлені значення найбільш значущих коефіцієнтів моделі, що регулюють ступінь збурюючого впливу на модельовану мінливість вертикальної термохалинної структури вод (табл. 9.1).

На мінливість модельованої 3-D-термохалинної структури вод найбільше впливає пороговий коефіцієнт вертикальної турбулентної в'язкості ν_V^{back} , значення якого додається до вертикальної турбулентної в'язкості, що розраховується в $k-\varepsilon$ моделі. Підвищення значення даного коефіцієнту необхідне для зменшення числових осциляцій, викликаних застосуванням граничних умов, процесами осушення-затоплення розрахункових осередків, дією вітру та ін. [105]

Масштаб довжини Озмідова L_{Oz} також характеризується значним впливом на мінливість вертикального профілю термохалинної структури вод лиману. Цей параметр визначає інтенсивність турбулентного перемішування, викликаного нестійкістю внутрішніх хвиль у товщі води. Зниження значення даного коефіцієнту призводить до зменшення вертикального перемішування скалярних величин (температури, солоності води) та відповідно до посилення термохалинної стратифікації вод.

Таблиця 9.1 – Значення основних коефіцієнтів моделі, визначені під час калібрування

№ п/п	Назва параметру	Досліджений діапазон	Значення, що використовувалось	Джерело
1	2	3	4	5
1.	Кількість розрахункових рівнів по вертикалі	26 – 46	43	[105]
2.	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	[105, 159]
3.	Масштаб довжини шорсткості дна z_0 , м	0,00033 – 0,06	0,01 – в області сполучного каналу; 0,00033 – на іншій акваторії	[160]
4.	Пороговий коефіцієнт горизонтальної турбулентної в'язкості, ν_H^{back} , м ² /с	1 – 10	1	[105, 162]
5.	Пороговий коефіцієнт горизонтальної турбулентної дифузії, D_H^{back} , м ² /с	1 – 10	1	[105, 162]
6.	Пороговий коефіцієнт вертикальної турбулентної в'язкості, ν_V^{back} , м ² /с	0 – 0,001	0,00018	[105]
7.	Пороговий коефіцієнт вертикальної турбулентної дифузії, D_V^{back} , м ² /с	0 – 0,001	0	[105]
8.	Масштаб довжини Озмідова, L_{Oz} , м	0 – 0,05	0	[105, 166]
9.	Число Дальтона, c_e	0,0012 – 0,0025	0,0012	[167]
10.	Число Стентона, c_h	0,001 – 0,0016	0,001	[167]

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.

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 вплив вітру на теплові втрати води внаслідок випаровування та при контактному теплообміні з атмосферою і, таким чином, на мінливість температури вод.

Обговорення результатів калібрування та валідації моделі. Інтегральним показником правильності врахування в моделі процесів, які формують водний баланс лиману (випаровування з водної поверхні, інтенсивність водообміну з морем через канал) є мінливість рівня води в лимані. З рис. 9.2-9.3 випливає, що модельні результати задовільно узгоджуються з результатами епізодичних спостережень за рівнем води в лимані та витратами води в з'єднувальному каналі.

На рис. 9.4-9.5 представлені результати моделювання часової мінливості вертикального розподілу температури води в центральній глибокій частині Тилігульського лиману в 2010 та 2012 рр., отримані з використанням значень коефіцієнтів моделі, визначених при її калібруванні. Видно, що модель правильно відтворила особливості формування вертикальної термічної структури вод лиману при умовах зазначених років, що описані вище.

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 термоклин до дна (рис. 9.6 а). Солоність придонних вод на 1,5-2,0 ‰ перевищувала солоність вод поверхневого шару (рис. 9.6 б).

У 2012 р. значне ослаблення сезонного термоклин відбулося ще в травні (рис. 9.7). У червні температура води придонного шару підвищилась до 20,5 °С при температурі поверхневого шару 24-27 °С. Хоча і є деякі (в межах декількох градусів) відхилення модельних та вимірних 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. 9.8) свідчить про їх задовільне узгодження.

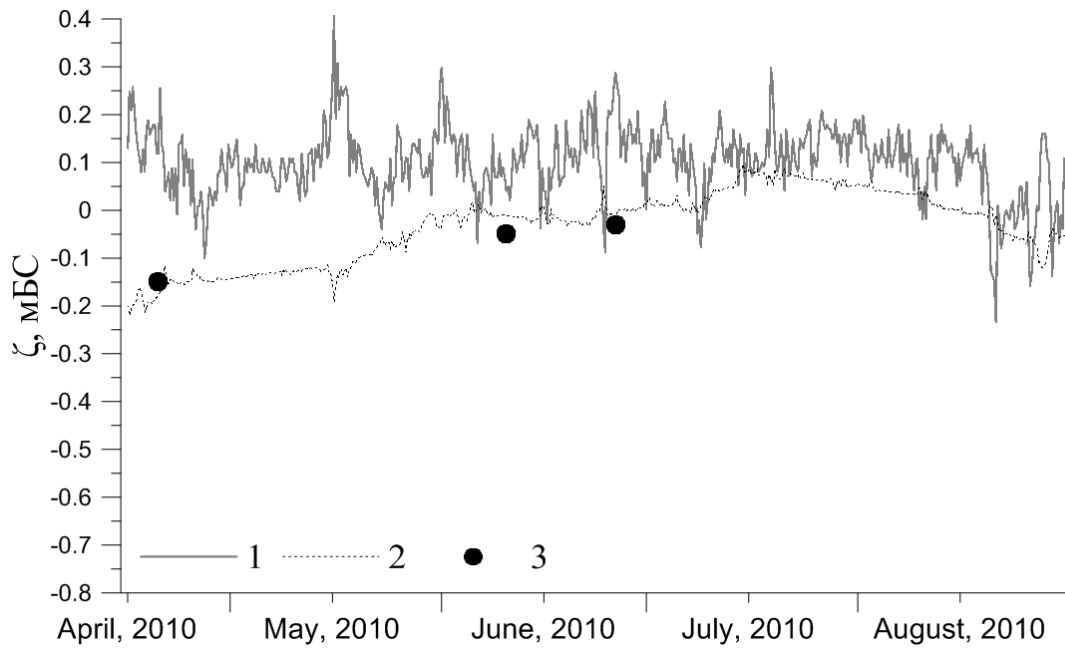


Рисунок 9.2 – Часова мінливість відміток рівня води, м БС, у 2010 році: на відкритій морській границі каналу (гранична умова) (1); отримана при моделюванні в південній частині лиману (2); за даними епізодичних спостережень в лимані (3)

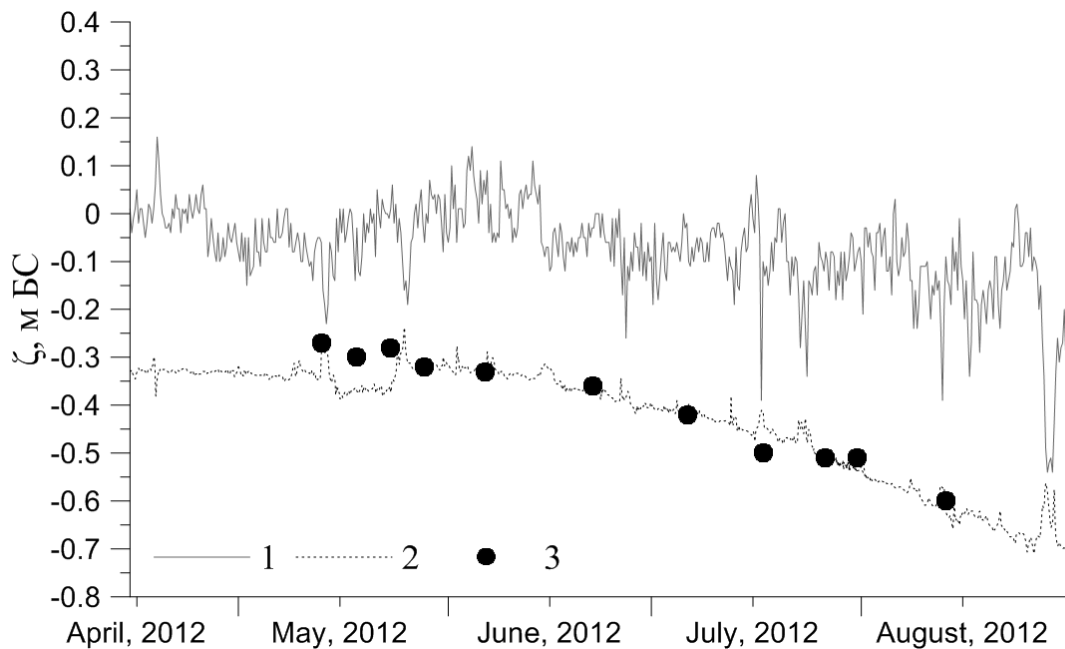


Рисунок 9.3 – Часова мінливість відміток рівня води, м БС, у 2012 році: на відкритій морській границі каналу (гранична умова) (1); отримана при моделюванні в південній частині лиману (2); за даними епізодичних спостережень в лимані (3)

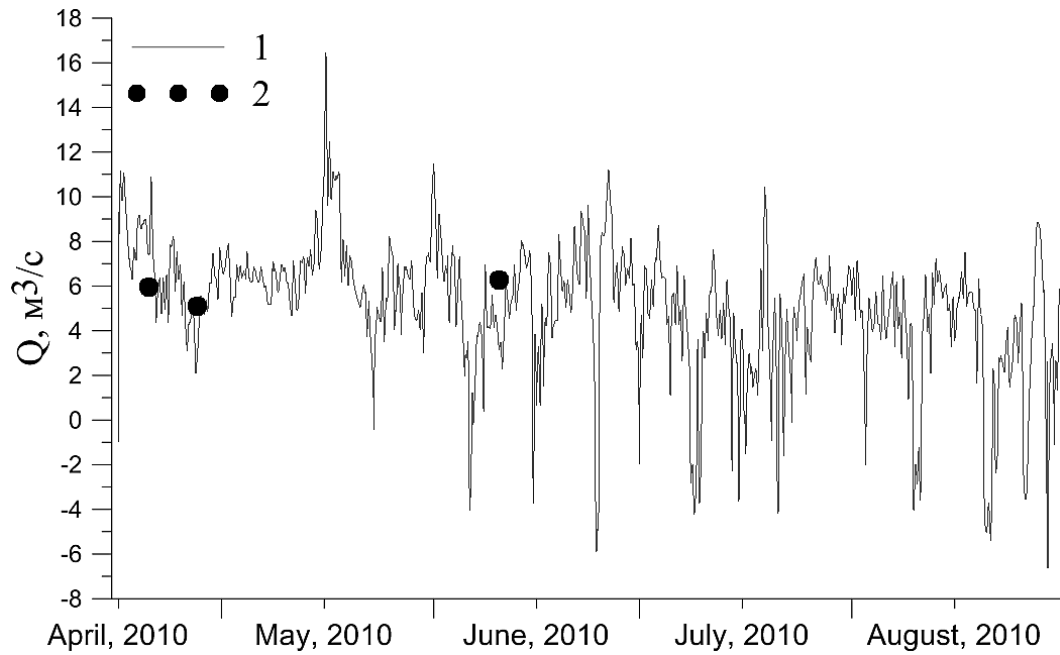


Рисунок 9.4 – Часова мінливість витрат води, $\text{m}^3/\text{с}$, в з'єднувальному каналі (біля виходу в лиман) у 2010 році: отримана при моделюванні (1) та за даними епізодичних спостережень в лимані (2)

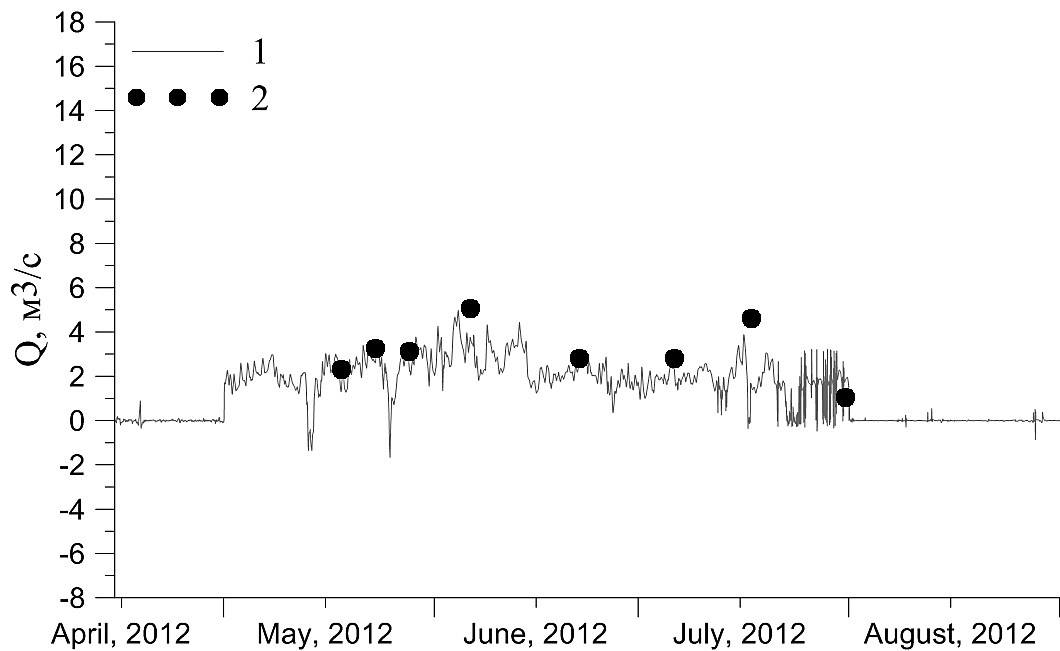


Рисунок 9.5 – Часова мінливість витрат води, $\text{m}^3/\text{с}$, в з'єднувальному каналі (біля виходу в лиман) у 2012 році: отримана при моделюванні (1) та за даними епізодичних спостережень в лимані (2)

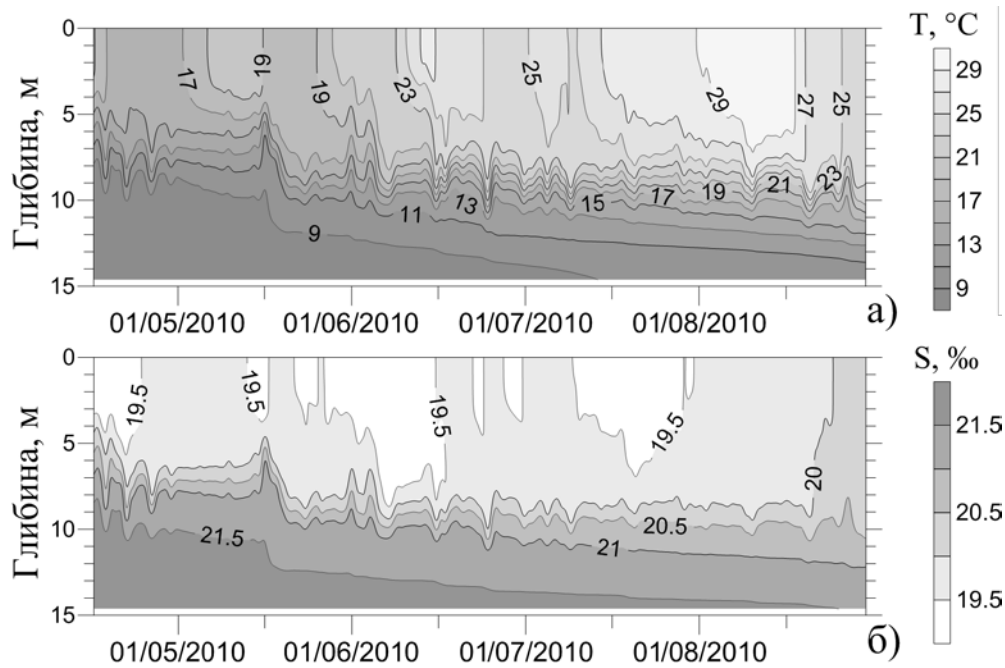


Рисунок 9.6 – Отримана при моделюванні часова мінливість вертикального розподілу температури, °С, (а) та солоності, ‰, (б) вод Тилігульського лиману (на ділянці акваторії між Ранжевою та Чіловою косами) у квітні-серпні 2010 р.

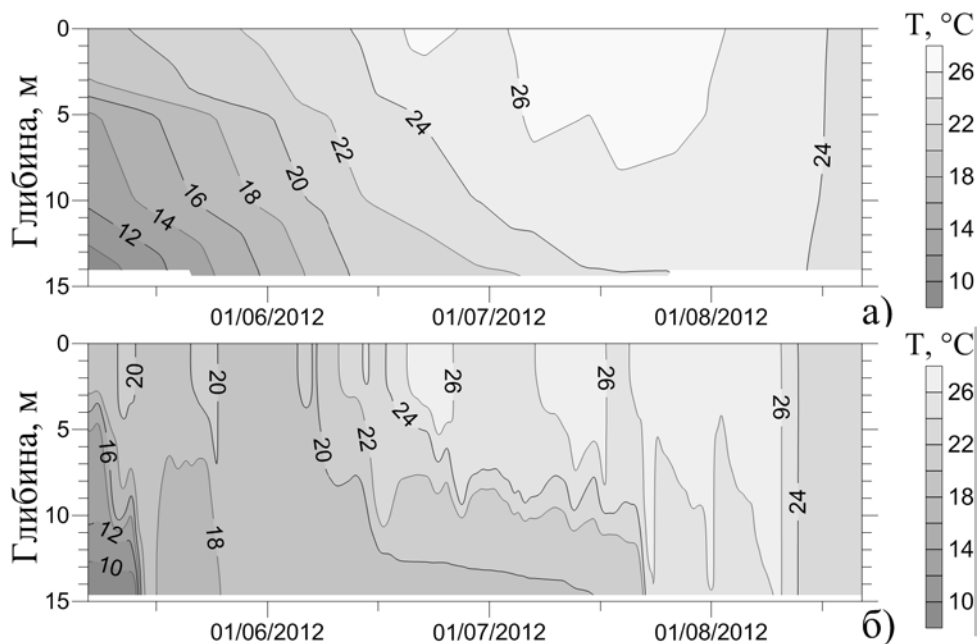


Рисунок 9.7 – Мінливість вертикального розподілу температури води, °С, в Тилігульському лимані (на ділянці акваторії між Ранжевою та Чіловою косами) в травні-серпні 2012 р.: а) за даними епізодичних рейдових спостережень; б) отримана в результаті моделювання

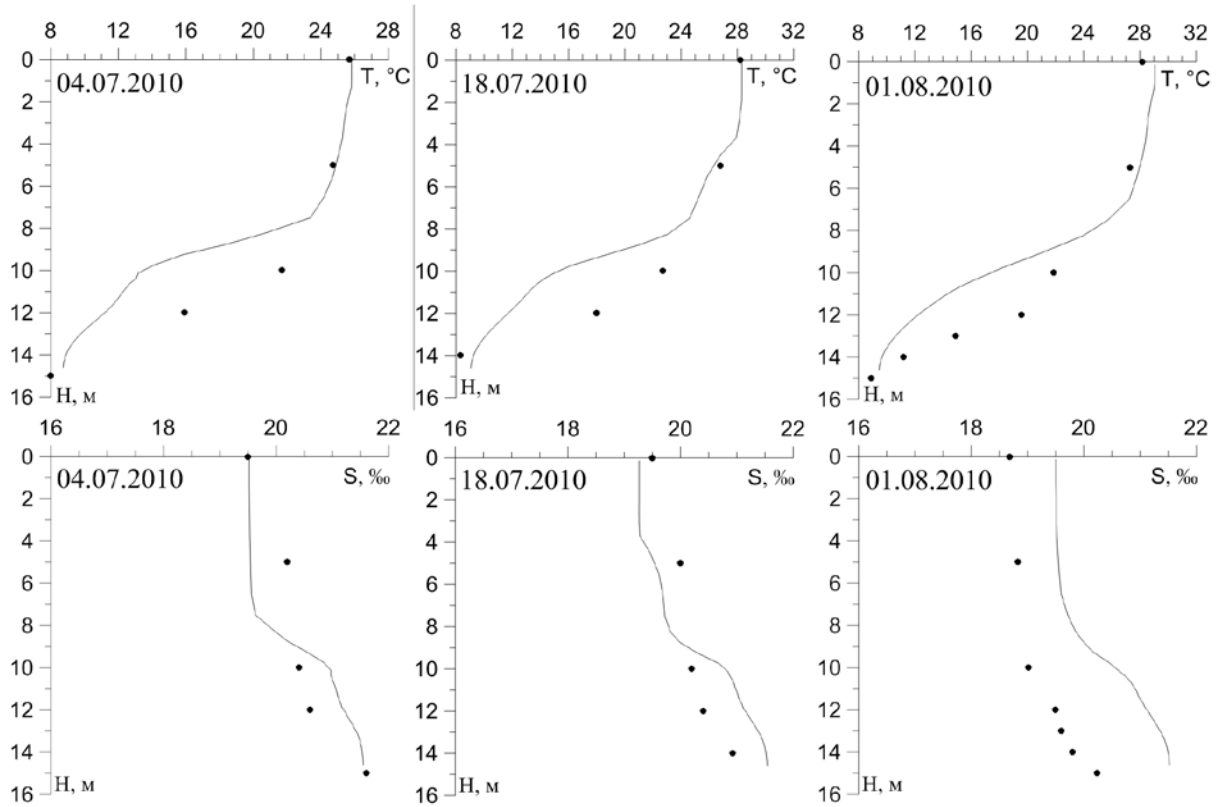


Рисунок 9.8 – Вертикальний розподіл температури, °С, та солоності води, ‰, отриманий в моделі (криві) та за даними натурних спостережень (точки) в центральній частині Тилігульського лиману (рейд між Чіловою та Ранжевою косами) в 2010 р.

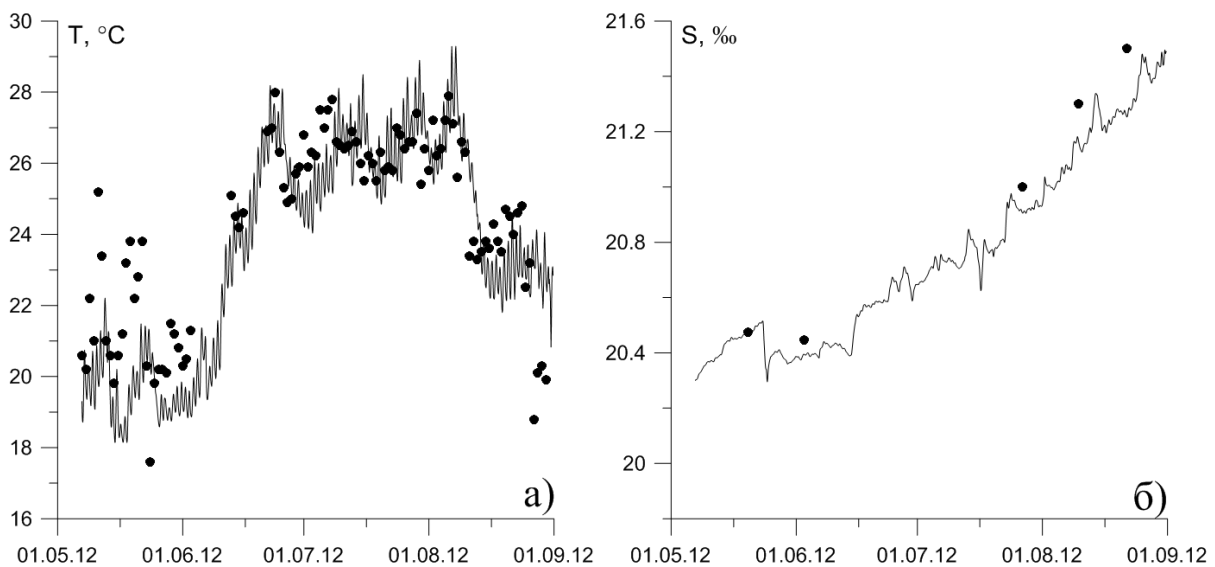


Рисунок 9.9 – Часова мінливість температури, °С, (а) та солоності, ‰, (б) вод поверхневого шару води, отримана при моделюванні (криві) та за даними епізодичних спостережень (точки) у 2012 р.

Слід зазначити також добру відповідність часової мінливості температури і солоності води в поверхневому шарі лиману, отриманої при моделюванні та встановленої з даних спостережень, в літні місяці 2012 р. (рис. 9.9). 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. Насамперед, слід зазначити значні коливання глибини залягання верхньої границі різкого сезонного термокліну на північній та південній підводних межах глибоких улоговин у південній та центральній частинах лиману при сильних поздовжніх вітрах. Звали глибин в районах Чілової та Кордонської кіс є природними підводними перешкодами («стінками»), біля яких відбуваються інтенсивні висхідні та низхідні вертикальні рухи вод (рис. 9.10). Наприклад, при сильному південному вітрі швидкістю 10-12 м/с 16 травня 2010 р. на південному кордоні Чілової коси піноклін опустився на глибину 11 м, у той час як на північному кордоні – піднявся до глибини 2 м.

При сильних північних вітрах в теплий період року можливий розвиток апвелінгу в районі Кордонської коси та підтік збіднених киснем глибинних вод до мілководної ділянки акваторії, розташованої північніше (рис. 9.11 а,б). При незначному стоці р. Тилігул, або його відсутності, в літні місяці з інтенсивним випаровуванням, джерелом осолонення лиману є насамперед Балайська затока, а також мілководна північна частина лиману (рис. 9.12). Показано, що при слабких вертикальних градієнтах температури води влітку (як, наприклад, у серпні 2012 р.) можливе утворення шарів зі зниженою солоністю в її вертикальному профілі (рис. 9.13).

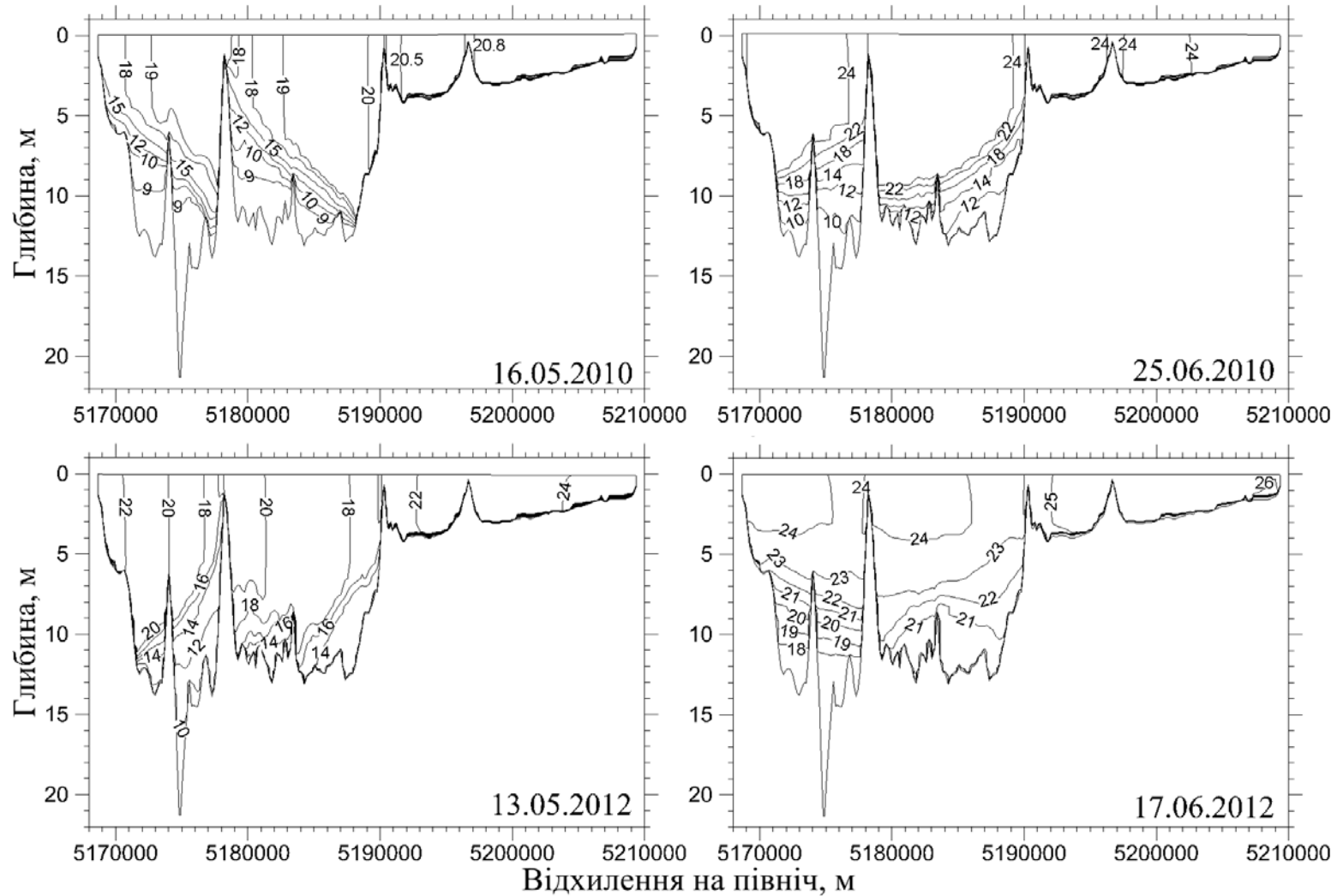


Рисунок 9.10 – Вертикальний розріз модельованої температури води, °С, у Тилігульському лимані в різні моменти часу 2010 та 2012 рр. *На осі абсцис – відмітки сітки UTM з кроком 1000 м, зона 36N.

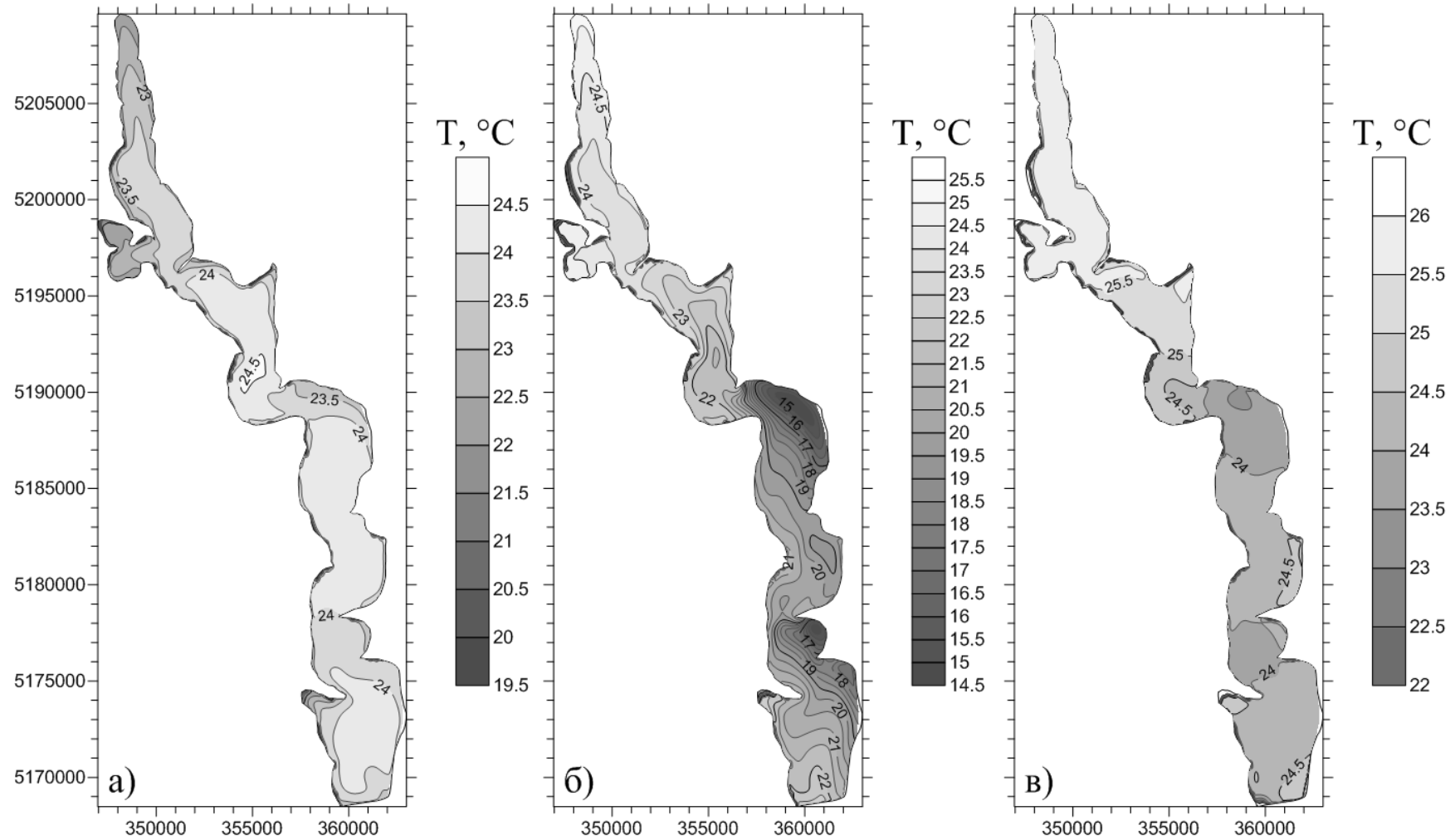


Рисунок 9.11 – Просторова мінливість температури води, °С, поверхневого слою вод лиману, отримана при моделюванні: а– 25.06.2010 р., б– 13.05.2012 р.; в– 17.06.2012. *На осях – відмітки сітки UTM з кроком 1000 м, зона 36N

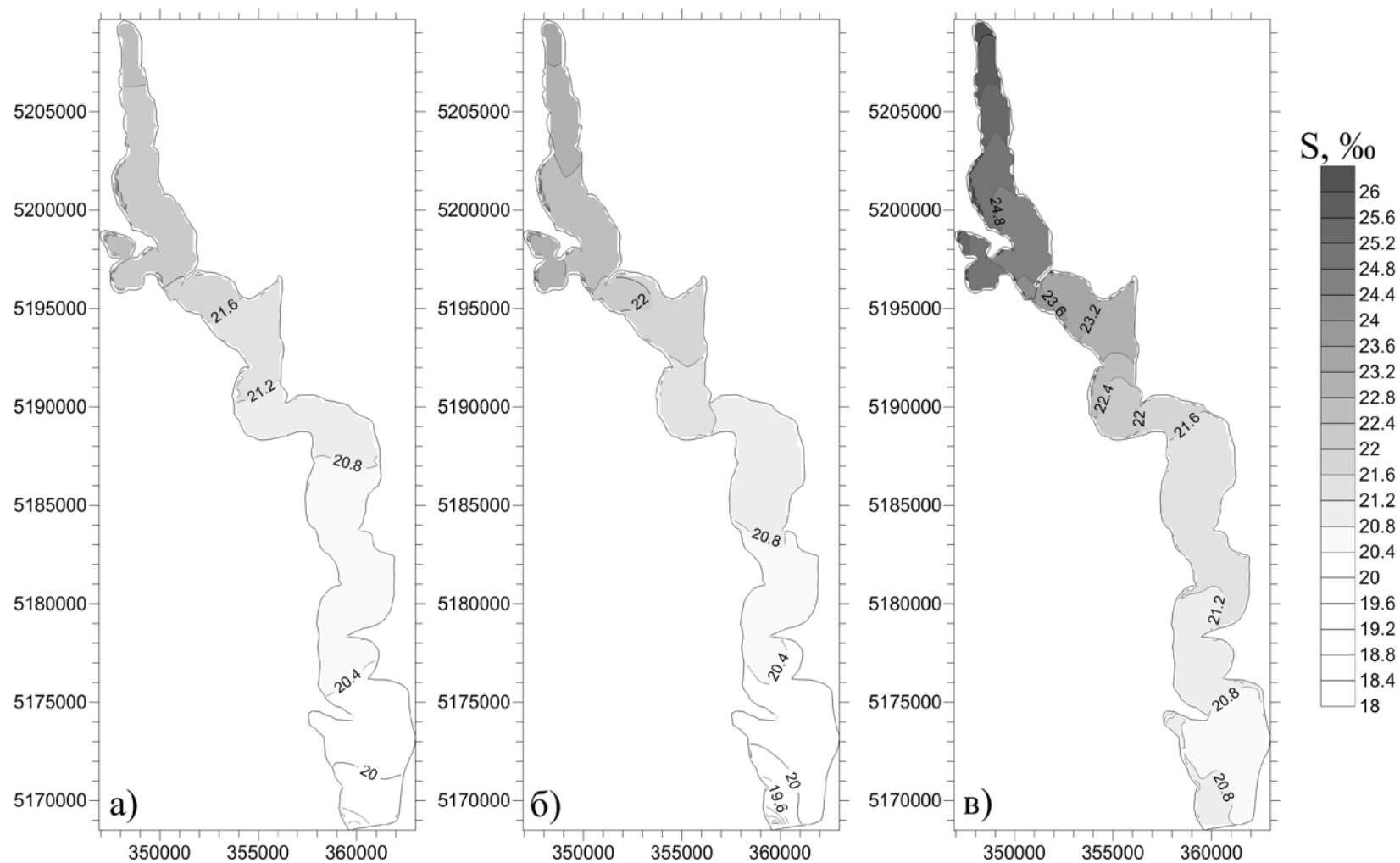


Рисунок 9.12 – Просторова мінливість солоності води, ‰, поверхневого слою вод лиману, отримана при моделюванні: а– 02.07.2012 р., б– 16.07.2012 р.; в– 12.08.2012 р. *На осях – відмітки сітки UTM з кроком 1000 м, зона 36N.

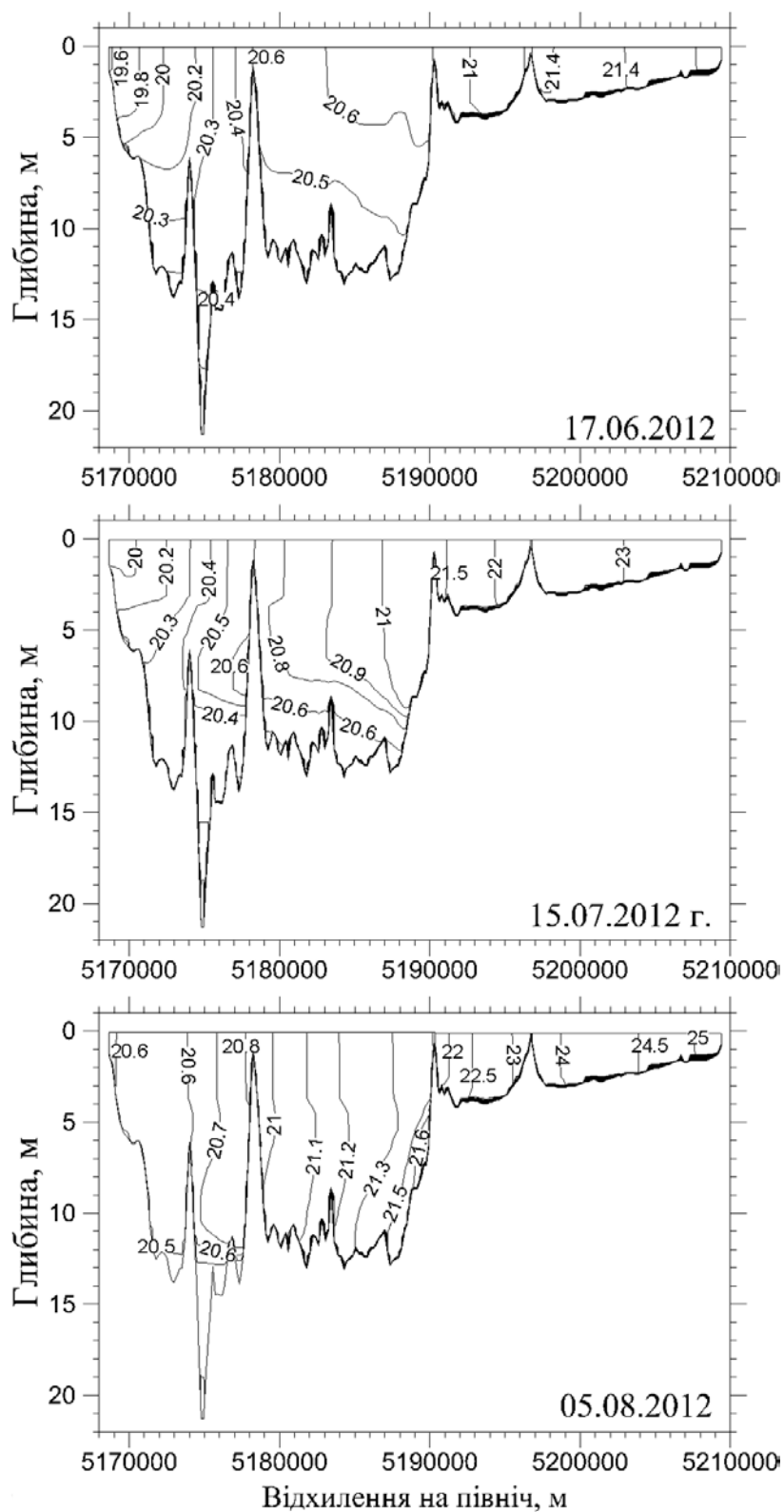


Рисунок 9.13 – Вертикальний розріз модельованої солоності води, ‰, у Тилігульському лимані в різні моменти часу 2012 р. *На осі абсцис – відмітки сітки UTM з кроком 1000 м, зона 36N

9.3 Сценарне моделювання за типових умов для найближчого кліматичного періоду

Розрахунки мінливості солоності води в лимані в найближчий кліматичний період, виконані з використанням моделі водно-сольового балансу не враховують вплив на водообмін лиману з морем через сполучний 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. З іншого боку, через обчислювальні труднощі, використовувати гідродинамічні моделі на часових масштабах більше річного циклу проблематично. Тому моделювання з використанням гідродинамічної моделі виконувалося для середнього (типового року), який характеризується близькою до середньої багаторічної внутрішньорічною мінливістю визначаючих гідрометеорологічних чинників.

Розрахунки проводились для метеорологічних умов типового року кліматичного періоду 2011-2041 рр. [168, 169], визначеного за найбільш вірогідним для регіону кліматичним сценарієм з бази даних ENSEMBLES (модель REMO Інституту метеорології ім. Макса Планка, м. Гамбург). В якості вхідних даних для моделювання використовувались середньодобові значення температури, відносної вологості повітря, швидкості та напрямку вітру, балу загальної хмарності, атмосферних опадів. Середньомісячні витрати (побутовий стік) річок Тилігул, Царега, Балайчук, Хуторська, які живлять лиман, задавалися на підставі даних розрахунків проф. Н.С. Лободи з використанням моделі «клімат-стік» для середнього за водністю року періоду 2001-2040 рр., згідно обраного кліматичного сценарію (табл. 4.16).

Для завдання коливань рівня моря на відкритій морській границі каналу використовувались осереднені за 2001-2012 рр. середньомісячні значення відміток рівня моря за даними спостережень на ГМС «порт Южний» (рис. 9.14). Щоденні значення відміток рівня визначались інтерполяцією середньомісячних значень, до яких додавалися відхилення рівня, викликані вітровою дією [2, 170]. Випаровування з водної поверхні розраховувалося в самій моделі з урахуванням впливу вітру.

Значення температури і солоності води лиману у початковий момент часу для першого року розрахунків вважалися однорідними у горизонтальній і вертикальній площинах та складала $+4^{\circ}\text{C}$ та 19 ‰ відповідно. Початкова відмітка рівня води в лимані приймалась рівною мінус 0,4 м БС. Для другого року розрахунків початкові значення температури і солоності, відмітки рівня води в лимані задавалися за результатами моделювання на останню добу першого року. Часовий крок розв'язання рівнянь моделі з урахуванням умови Куранта-Фрідрікса-Леві складав 30 с.

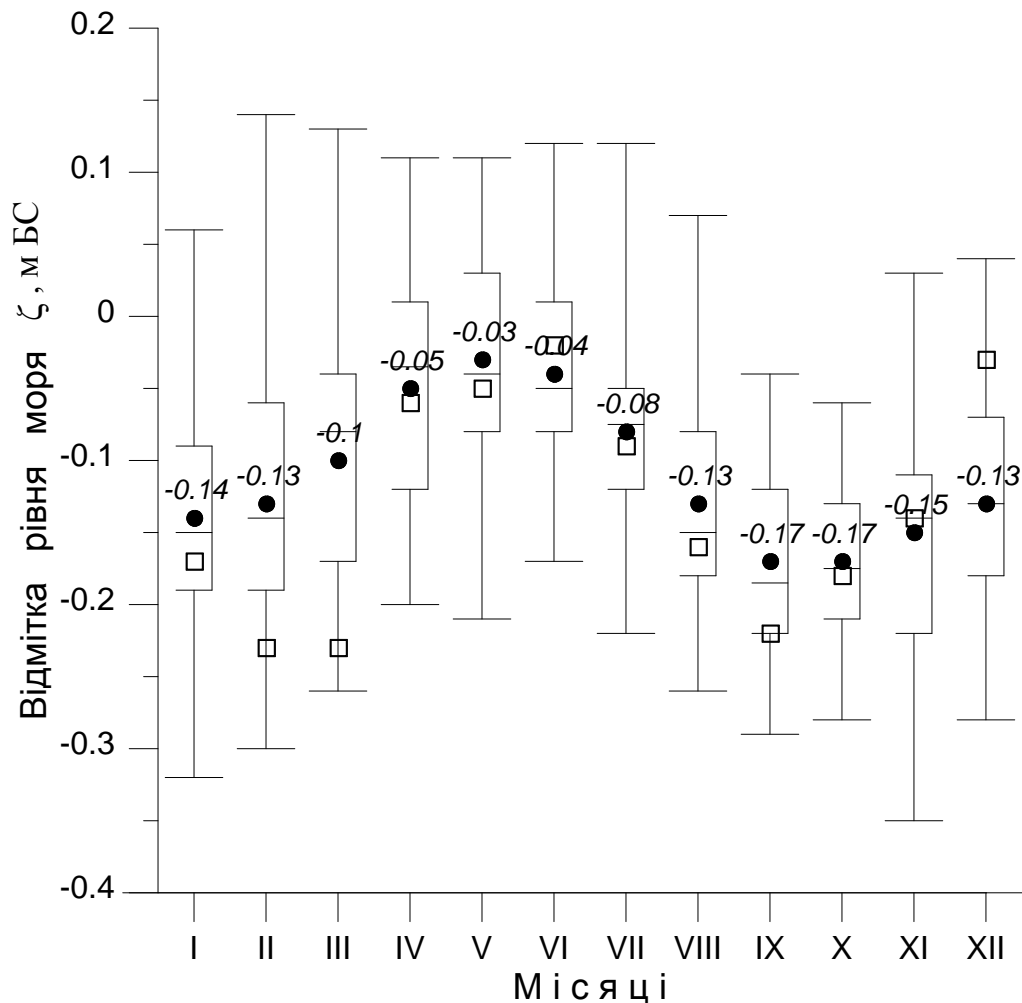


Рисунок 9.14 – Характеристика внутрішньорічної мінливості відмітки рівня води в морі, м БС, встановлена помісячним осередненням за період 1991-2012 рр. середньомісячних значень за даними спостережень на ГМС «порт Южний». Наведені мінімальні, максимальні, медіанні (риска) і середні (чорні мітки) значення, а також значення 25 % та 75 % квантилей (нижня та верхня межі прямокутників). Прозорі квадратики – середньомісячні відмітки рівня моря в 2012 р.

Моделювання виконувалось для наступних варіантів водообміну з морем через сполучний канал «лиман-море»:

- варіант В0 (сучасний): сполучний канал відкритий двічі на рік: у квітні-червні та у жовтні-листопаді; глибина каналу 0,25-1,3 м (при відмітці рівня води мінус 0,4 м БС);
- варіант В1-1 (сучасний): канал відкритий у квітні-липні, глибина сполучного каналу 0,25-1,3 м (при відмітці рівня води мінус 0,4 м БС);
- варіант В1-2 (поглиблений канал): сполучний канал відкритий у квітні-липні, відмітка дна каналу мінус 2,0 м БС;

- варіант В1-3 (поглиблений канал): сполучний канал відкритий протягом всього року, відмітка дна каналу мінус 2,0 м БС;
- варіант В2-1: продовження варіанту В1-1 (другий рік розрахунків); канал відкритий у квітні-липні, глибина сполучного каналу 0,25-1,3 м (при відмітці рівня води мінус 0,4 м БС);
- варіант В2-2: продовження варіанту В1-2 (другий рік розрахунків); сполучний канал відкритий у квітні-липні, відмітка дна каналу мінус 2,0 м БС;
- варіант В2-3: продовження варіанту В1-3 (другий рік розрахунків); сполучний канал відкритий протягом всього року відмітка дна каналу мінус 2,0 м БС.

Розглядався канал прямокутного перерізу шириною 30 м, тобто при середній багаторічній відмітці рівня моря мінус 0,11 м БС та відмітці дна каналу мінус 2,0 м БС, площа водного перерізу каналу становила 56,7 м².

Вибір відмітки дна каналу мінус 2,0 м БС обумовлений тим, що, як свідчать попередні розрахунки виконані при різній глибині з'єднувального каналу (рис. 9.15), при такій відмітці дна забезпечується наповнення лиману до рівня моря протягом оптимального для безпеки природокористування відрізка часу.

Результати розрахунків мінливості рівня води в лимані, інтенсивності водообміну з морем через сполучний канал, а також характеристики просторово-часової мінливості солоності води в різних (реперних) точках Тилігульського лиману (рис. 9.1 а), отримані при моделюванні вищевказаних варіантів, наведені на рис. 9.16-9.22.

Аналіз результатів розрахунків, отриманих з використанням гідродинамічної моделі Delft3D-FLOW, показав, що при сучасній глибині з'єднувального каналу надходження морських вод через канал «лимани-море» недостатньо для компенсації дефіциту прісного балансу лиману, який формується в результаті інтенсивного випаровування влітку, як у випадку роботи каналу один раз протягом року – у квітні-липні (варіант В1-1), так і двічі на рік – протягом квітня-червня і жовтня-листопада (варіант В0). Відмітка рівня води в лимані, яка формується в кінці року, нижче, ніж початкова. Рівень води в лимані не досягає відмітки рівня моря в період функціонування каналу (рис. 9.16-9.17).

При поглибленні з'єднувального каналу час наповнення лиману (вирівнювання відміток рівня води в лимані і морі) буде скорочуватися в залежності від глибини каналу. Зокрема, при поглибленні з'єднувального каналу до позначки дна мінус 2,0 м БС, наповнення лиману до рівня моря після відкриття каналу відбуватиметься протягом двох декад. Після цього водообмін лиману з морем стає різноспрямованим внаслідок впливу ініційованих вітром згінно-нагінних коливань рівня води в лимані і морі (рис 9.19). Це сприятиме частковому виведенню з лиману накопичених запасів солей і сполук біогенних елементів.

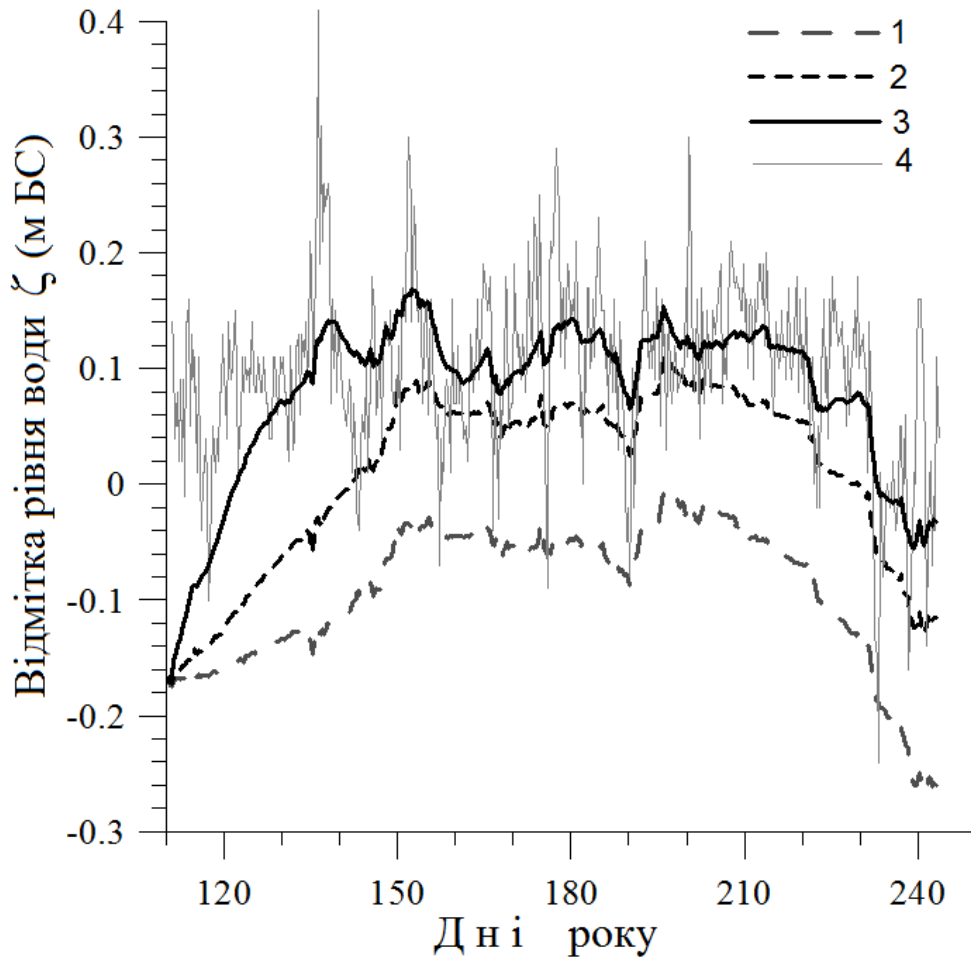


Рисунок 9.15 – Мінливість рівня води в Тилігульському лимані отримана за умов 2010 р. в період з 21 квітня по 31 серпня: 1 – при відмітці дна морської частини з'єднувального каналу мінус 0,7 м БС (сучасний варіант); 2 – при відмітці дна морської частини з'єднувального каналу мінус 1,1 м БС; 3 – при відмітці дна морської частини з'єднувального каналу мінус 2,1 м БС; 4 – коливання рівня моря на відкритій морській границі з'єднувального каналу

Забезпечення безперервної протягом року роботи каналу дозволить зменшити річну амплітуду коливань рівня води в лимані при більш високій середньорічній відмітці рівня, яка відповідає рівню моря (рис. 9.16-9.17), а також сприятиме зменшенню солоності води на всій акваторії лиману (рис. 9.20-9.22) за рахунок інтенсивних згінно-нагінних коливань рівня води в лимані і морі та, викликаного ними, інтенсивного різноспрямованого водообміну через сполучний канал протягом усього року (рис. 9.19). Максимальні коливання значень солоності води будуть притаманні північній частині лиману, де в квітні-березні будуть спостерігатися мінімальні на акваторії лиману значення, а у вересні-жовтні – максимальні (рис. 9.21).

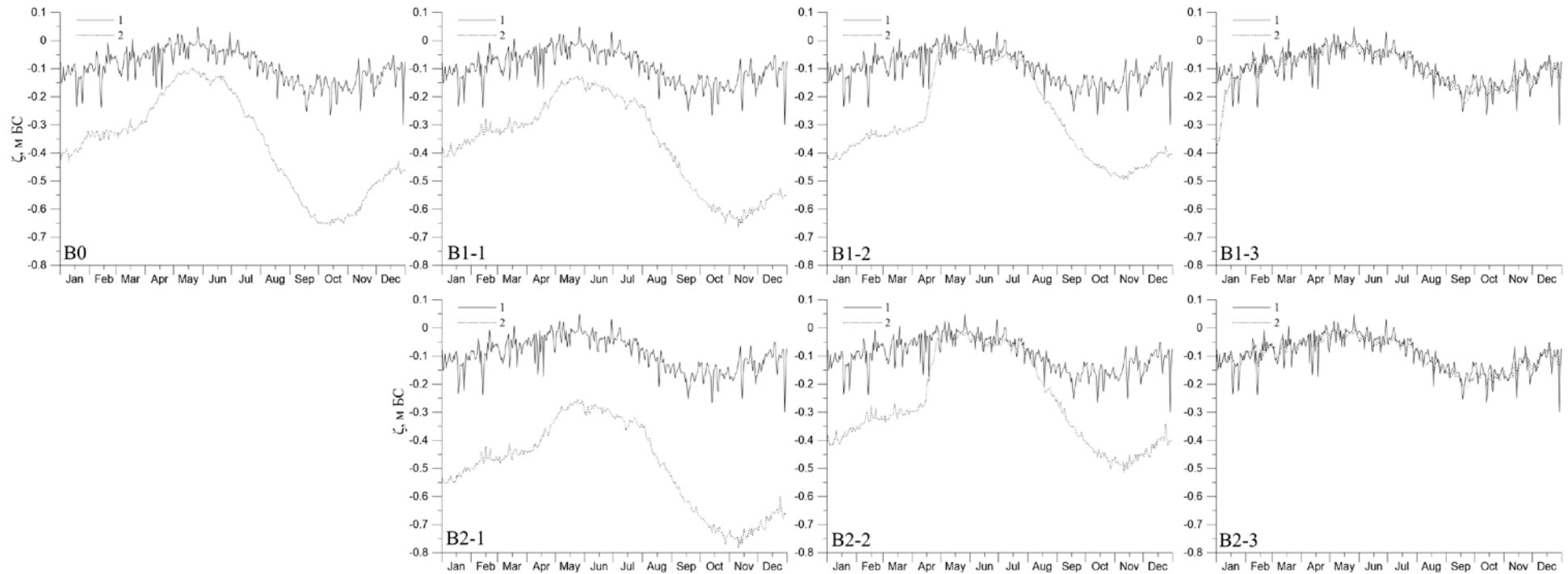


Рисунок 9.16 – Часова мінливість відмітки рівня води, м BC, на границі сполучного каналу зі сторони моря (гранична умова) (1) та лиману (2) при різних сценаріях водообміну

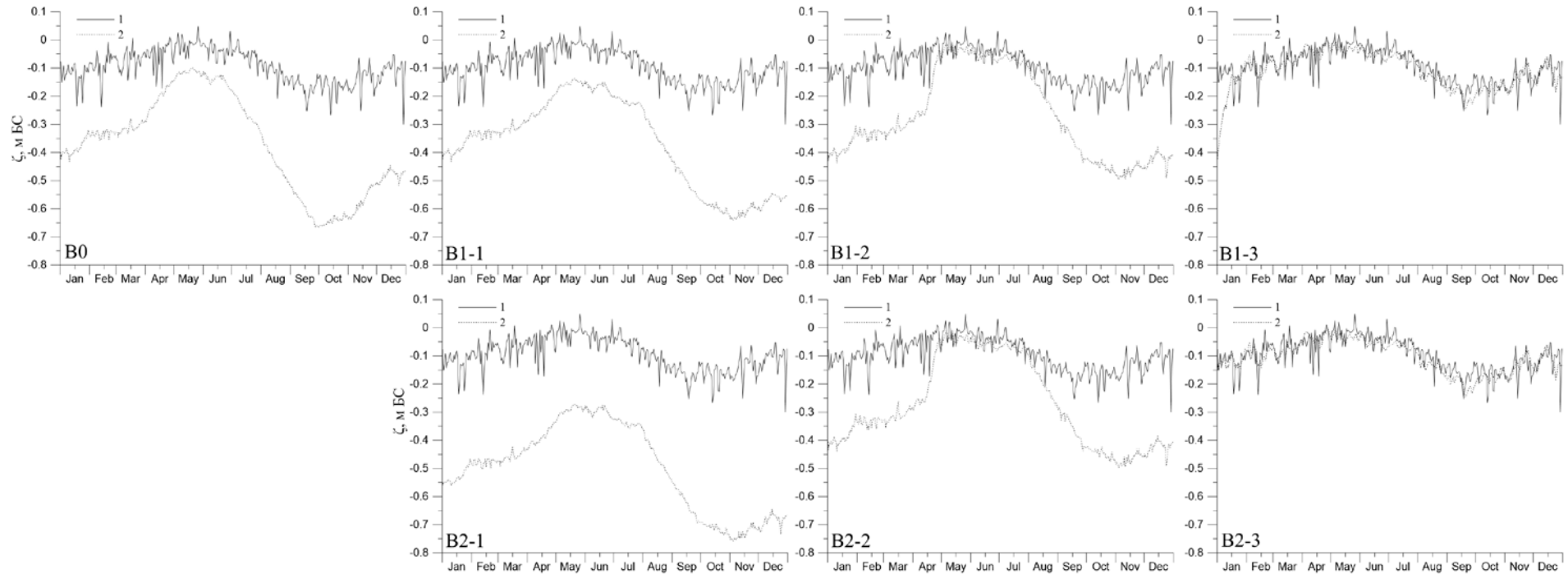


Рисунок 9.17 – Часова мінливість відмітки рівня води, м БС, на границі сполучного каналу зі сторони моря (гранична умова) (1) та в північній частині лиману (точка Ст.4) (2) при різних сценаріях водообміну

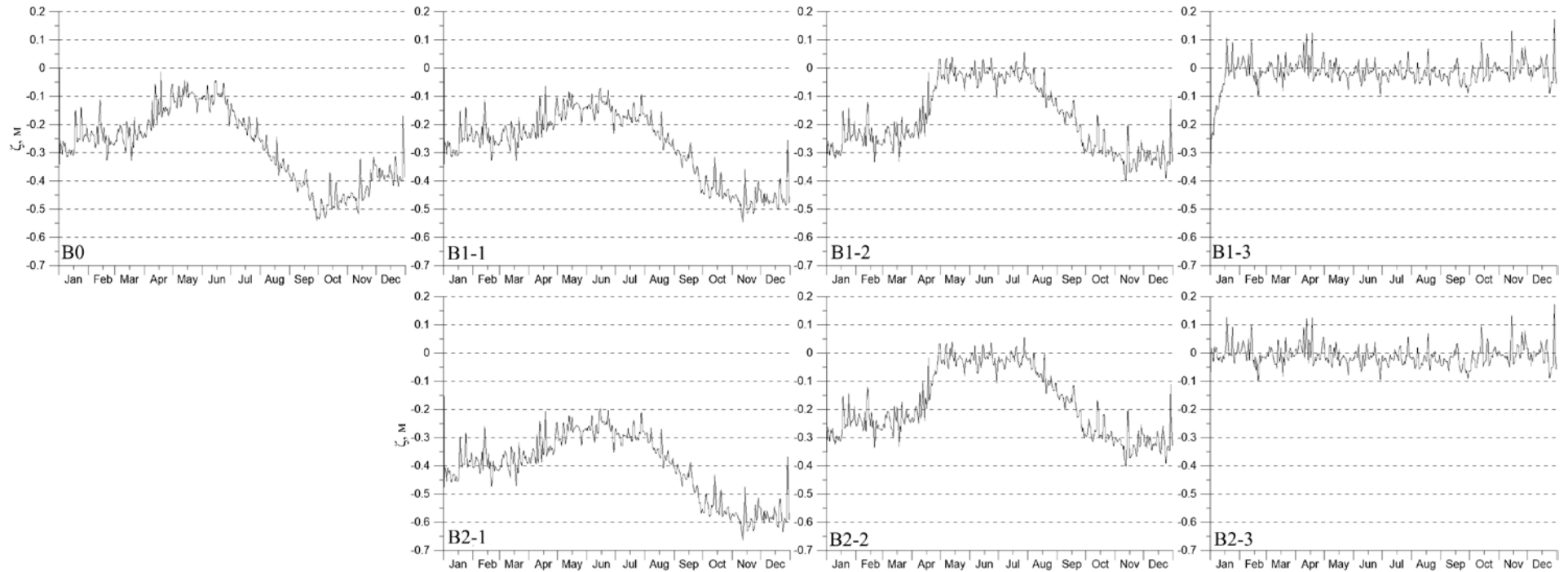


Рисунок 9.18 – Різниця значень відміток рівня води, м, в північній частині лиману (точка Ст.4) та на границі сполучного каналу зі сторони моря (гранична умова) при різних варіантах водообміну

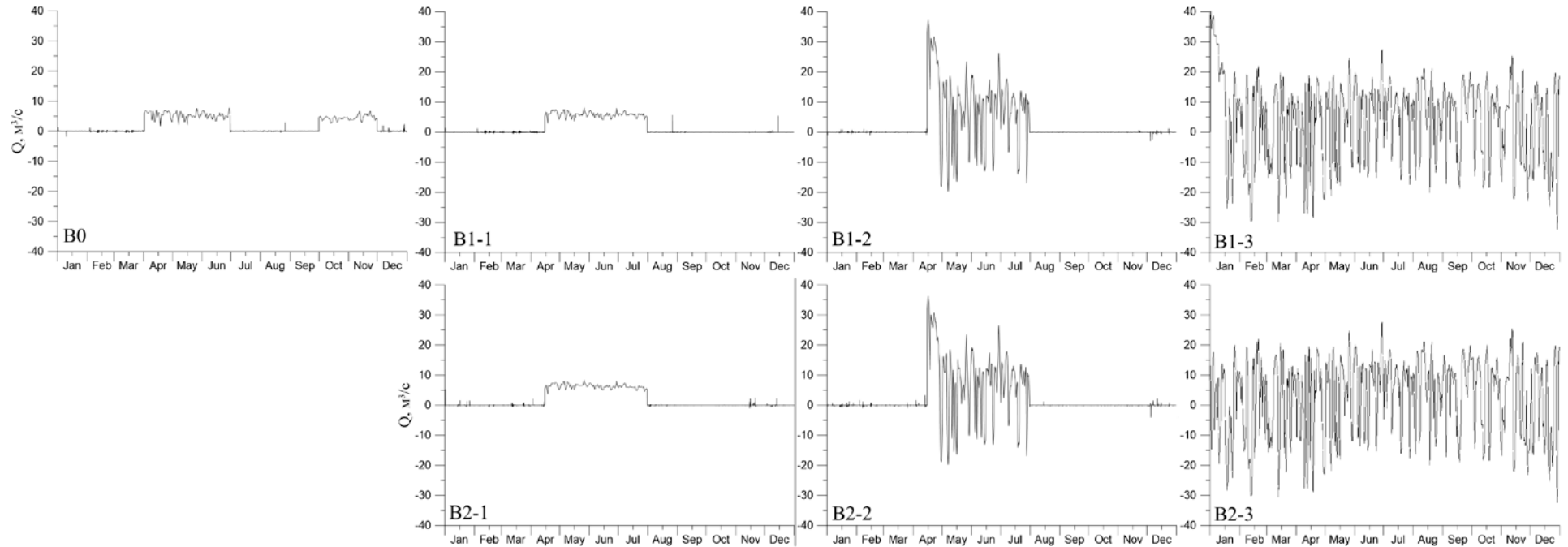


Рисунок 9.19 – Мінливість витрат води, $\text{m}^3/\text{с}$, в сполучному каналі біля виходу в лиман (поперечний розріз P1) при різних сценаріях водообміну (додатні значення відповідають напрямку руху вод у північному напрямку – з моря в лиман)

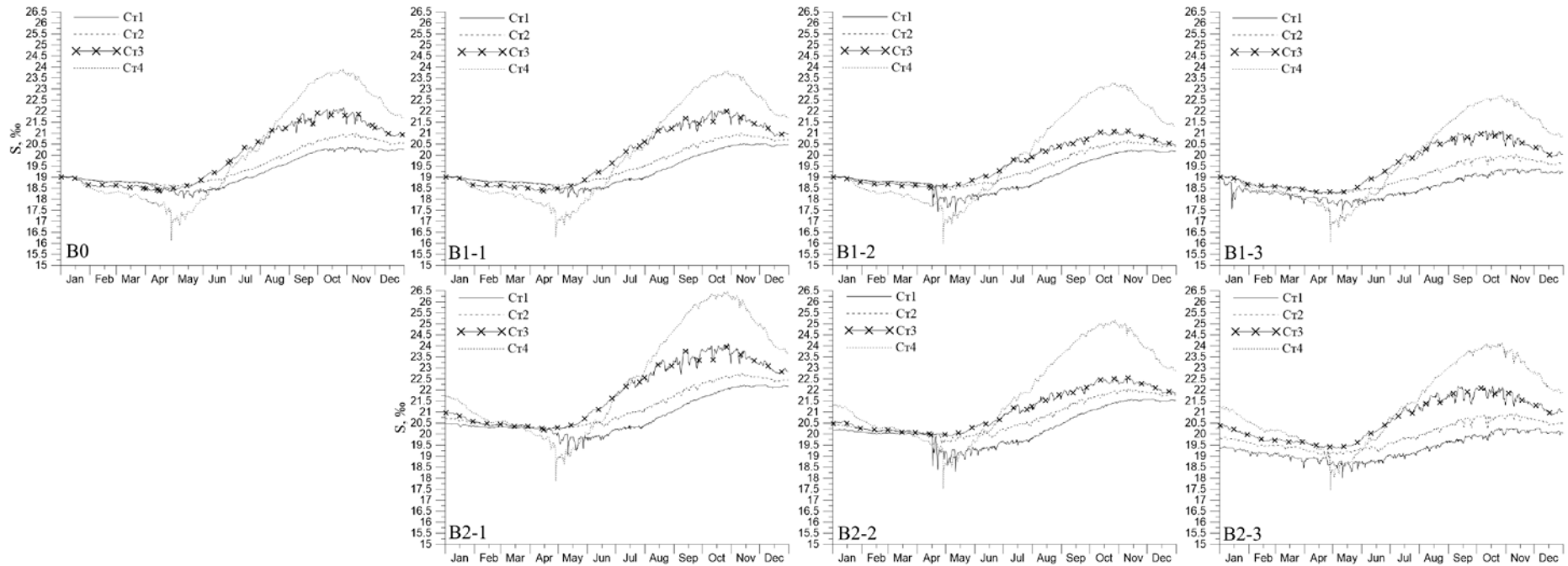


Рисунок 9.20 – Часова мінливість солоності води, ‰, поверхневого шару вод в реперних точках акваторії лиману при різних сценаріях водообміну

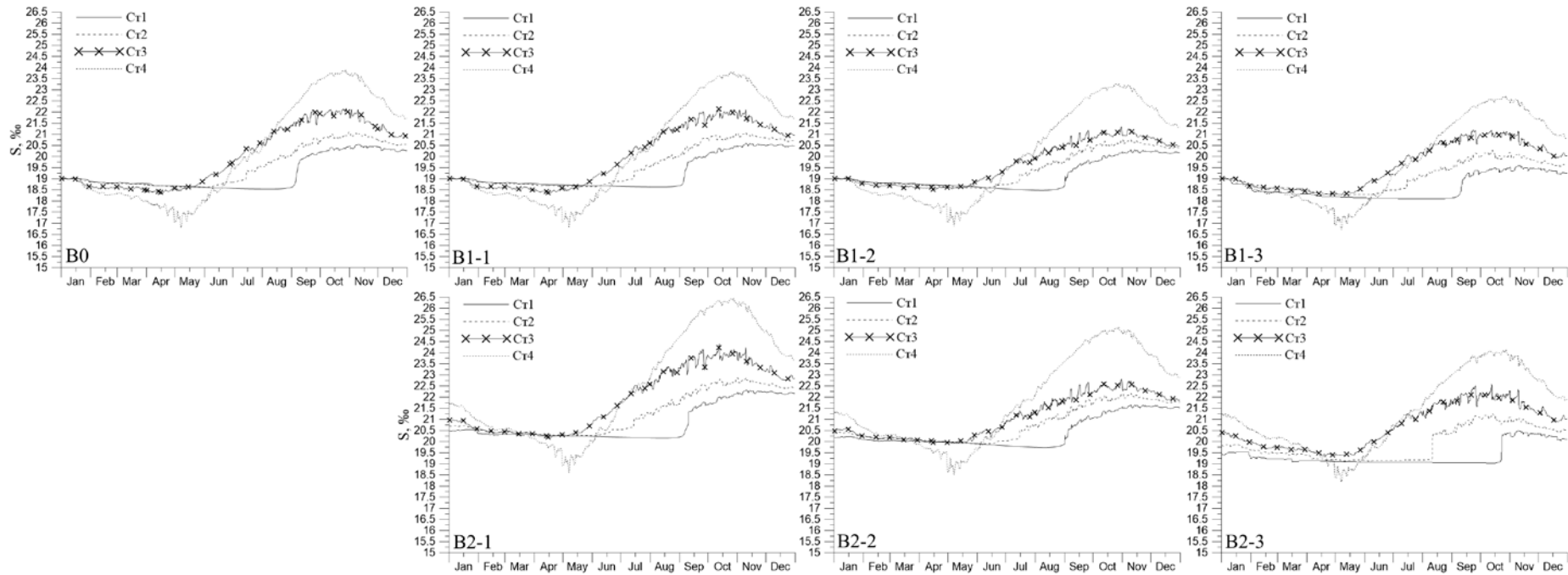


Рисунок 9.21 – Часова мінливість солоності води, ‰, придонного шару вод в реперних точках акваторії лиману при різних сценаріях водообміну

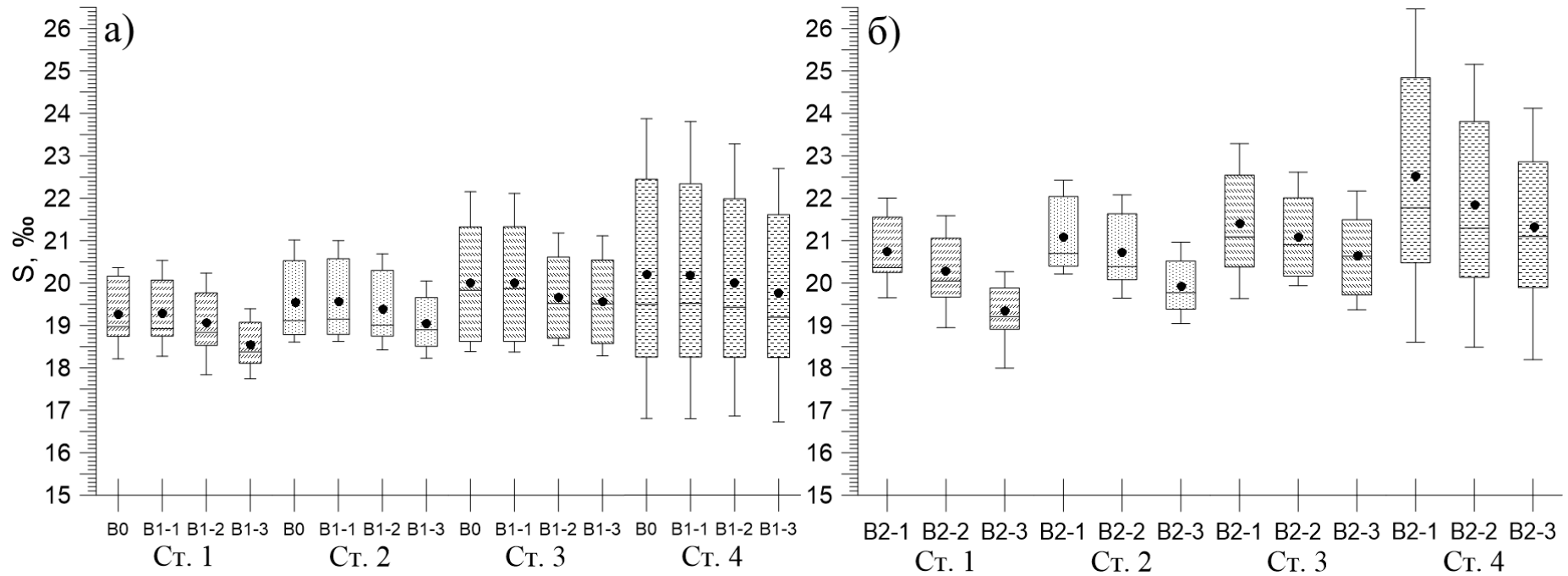


Рисунок 9.22 – Результати моделювання в різних частинах Тилігульського лиману (точки Ст.1-Ст.4) просторово-часової мінливості солоності, ‰, води у поверхневому 5-метровому шарі при різних сценаріях водообміну (а – B0, B1-1, B1-2, B1-3; б – B2-1, B2-2, B2-3). Приведені мінімальні, максимальні, медіанні та середні (точки) значення, а також значення 25 % та 75 % квантілей.

Таблиця 9.2 – Результати моделювання в різних частинах Тилігульського лиману (точки Ст1, Ст2, Ст3, Ст4 на рис. 9.1 а) просторово-часової мінливості солоності, ‰, води (від поверхні до дна) у грудні місяці

№ п/п	Назва реперної точки	Варіант водообміну	Характеристики просторово-часової мінливості солоності води, ‰						
			Мінімальне значення	Максимальне значення	Середнє значення	Медіанне значення	25% квантіль	75% квантіль	Середньо-квадратичне відхилення
1.	Ст.1	B1-1	20,439	20,537	20,483	20,481	20,471	20,497	0,024
2.		B2-1	22,116	22,245	22,172	22,166	22,146	22,199	0,035
3.		B1-2	20,135	20,243	20,181	20,177	20,159	20,206	0,030
4.		B2-2	21,482	21,603	21,537	21,530	21,514	21,561	0,033
5.		B1-3	19,186	19,413	19,295	19,289	19,240	19,342	0,063
6.		B2-3	20,036	20,306	20,164	20,158	20,099	20,219	0,073
7.	Ст.2	B1-1	20,674	20,835	20,749	20,735	20,707	20,794	0,048
8.		B2-1	22,401	22,585	22,478	22,463	22,419	22,539	0,061
9.		B1-2	20,373	20,530	20,439	20,428	20,390	20,488	0,051
10.		B2-2	21,733	21,915	21,809	21,797	21,756	21,868	0,055
11.		B1-3	19,561	19,768	19,652	19,638	19,604	19,708	0,061
12.		B2-3	20,441	20,660	20,540	20,527	20,492	20,598	0,064
13.	Ст.3	B1-1	20,919	21,476	21,097	21,020	20,951	21,246	0,174
14.		B2-1	22,770	23,359	22,976	22,931	22,820	23,133	0,180
15.		B1-2	20,472	20,845	20,612	20,559	20,513	20,686	0,118
16.		B2-2	21,857	22,290	22,014	21,971	21,902	22,100	0,135
17.		B1-3	19,950	20,423	20,140	20,113	20,006	20,268	0,150
18.		B2-3	20,897	21,391	21,105	21,087	20,964	21,218	0,152
19.	Ст.4	B1-1	21,705	22,695	22,061	21,895	21,804	22,329	0,320
20.		B2-1	23,673	24,998	24,200	24,014	23,858	24,597	0,415
21.		B1-2	21,303	22,293	21,694	21,548	21,434	21,990	0,314
22.		B2-2	22,871	23,955	23,313	23,167	23,016	23,679	0,352
23.		B1-3	20,817	21,728	21,184	21,047	20,950	21,466	0,290
24.		B2-3	21,851	22,837	22,253	22,123	21,989	22,579	0,316

У другому півріччі північна частина лиману (північніше Калинівської коси) є джерелом засолення всій його акваторії в результаті інтенсивного випаровування за відсутністю стоку р.Тилігул. Однак, при цілорічному функціонуванні каналу південна частина лиману, солоність вод якої буде близька до морської внаслідок інтенсивного різноспрямованого водообміну через сполучний канал, є джерелом вод зі зниженою для акваторії лиману солоністю. Поширення цих вод в центральну частину лиману в результаті гідродинамічних процесів (адвекції течіями та турбулентної дифузії) буде призводити до часткової компенсації ефекту підвищення солоності за рахунок виносу вод з підвищеною солоністю з північної частини лиману.

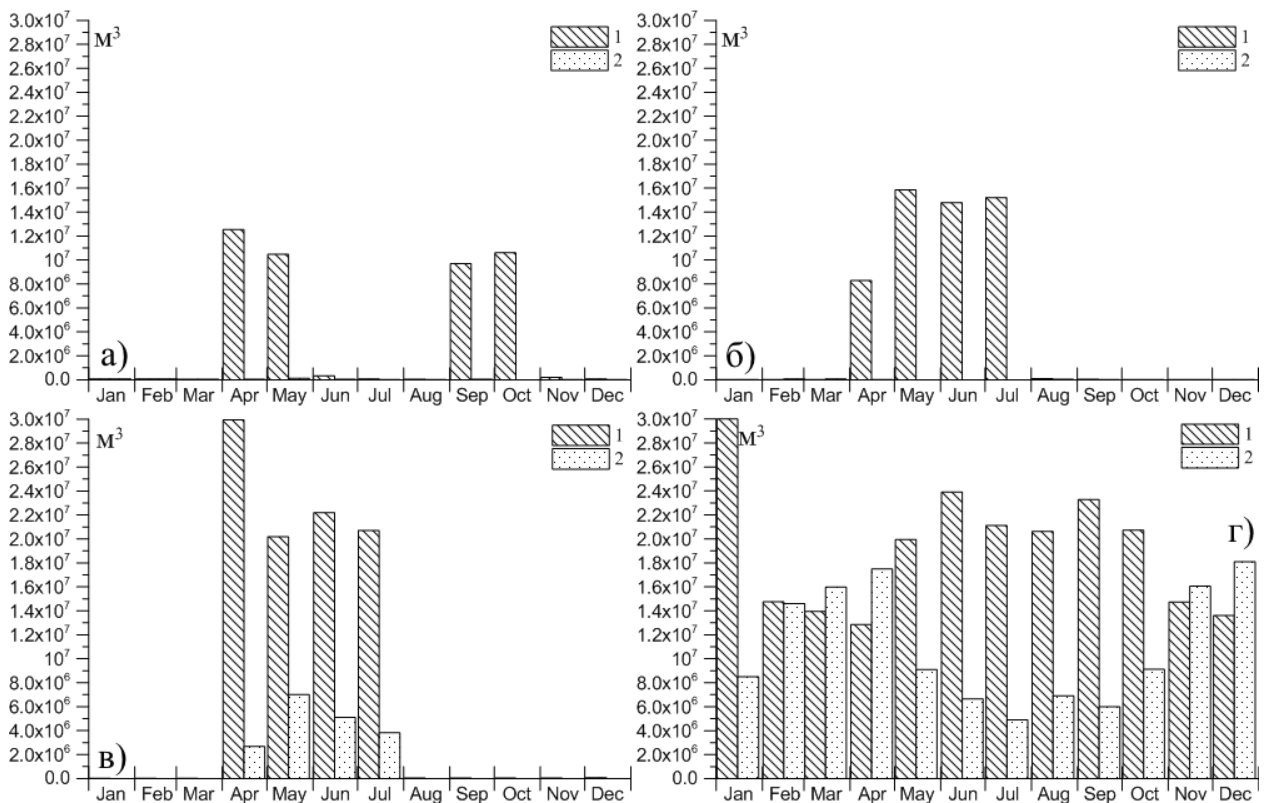


Рисунок 9.23 – Місячні суми об'ємів води, м³, які поступають до Тилігульського лиману через з'єднувальний канал (1) та витікають з лиману в море (2) протягом року при різних варіантах водообміну: а – В0; б – В1-1; в – В1-2; г – В1-3

В результаті, при функціонуванні каналу протягом всього року, амплітуда сезонних коливань солоності зменшиться у всіх частинах лиману (рис. 9.22). Однак, через морфологічні особливості будови ложа лиману – значної його протяжності в меридіональному напрямку, ускладненість водообміну між різними частинами лиману через наявність кіс, конфігурацію берегової лінії, розподіл глибин уздовж акваторії лиману, – тенденція багаторічного збільшення солоності вод в лимані все ж зберігатиметься. З рис. 9.20-9.21

видно, що значення солоності води в реперних точках лиману в кінці річного циклу все ж вищі, ніж на його початку, хоча це підвищення є мінімальним серед всіх розглянутих варіантів функціонування поглибленого каналу. Порівняння середніх за грудень значень солоності в перший та другий рік моделювання показало (табл. 9.2), що при поглибленні з'єднувального каналу до позначки мінус 2 м БС і функціонуванні його у квітні-липні, темпи підвищення солоності вод в лимані знизяться на 23 % у порівнянні з сучасним варіантом, а при поглибленні і цілорічній роботі каналу – на 50 % порівняно з сучасним варіантом і на 34 % – в порівнянні з варіантом роботи поглибленого каналу лише у квітні-липні.

Наведені на рис. 9.23 та в таблиці 9.3 місячні об'єми води, які виходять з лиману в море, свідчать, що при поглибленні з'єднувального каналу до позначки дна мінус 2,0 м БС і постійному його функціонуванні протягом року, протягом 5 років з лиману в море витече кількість води, яка дорівнює об'єму вод лиману. Однак при цьому слід враховувати, що водообмін через канал йде в основному між морем і південною частиною лиману.

Таблиця 9.3 – Місячні суми об'ємів води, м³, що витікає з Тилігульського лиману через з'єднувальний канал в море при різних варіантах водообміну

№ п/п	Місяць	Назва варіанту водообміну			
		B1-2	B1-3	B2-2	B2-3
1.	Січень	0	8,5094×10 ⁶	0	15,78251×10 ⁶
2.	Лютий	0	14,609×10 ⁶	0	15,05906×10 ⁶
3.	Березень	0	15,9699×10 ⁶	0	16,33426×10 ⁶
4.	Квітень	2,66831×10 ⁶	17,4917×10 ⁶	2,69854×10 ⁶	17,90773×10 ⁶
5.	Травень	6,99359×10 ⁶	9,0957×10 ⁶	7,13163×10 ⁶	9,339325×10 ⁶
6.	Червень	5,11356×10 ⁶	6,6555×10 ⁶	5,24499×10 ⁶	6,71007×10 ⁶
7.	Липень	3,81141×10 ⁶	4,908×10 ⁶	3,91225×10 ⁶	4,8708×10 ⁶
8.	Серпень	0	6,9165×10 ⁶	0	7,052×10 ⁶
9.	Вересень	0	5,9888×10 ⁶	0	6,1069×10 ⁶
10.	Жовтень	0	9,116×10 ⁶	0	8,9835×10 ⁶
11.	Листопад	0	16,046×10 ⁶	0	16,3836×10 ⁶
12.	Грудень	0	18,094×10 ⁶	0	18,4015×10 ⁶
	Всього:	18,58687×10 ⁶	133,401×10 ⁶	18,98741×10 ⁶	142,93125×10 ⁶

Отже поглиблення сполучного каналу до відмітки дна мінус 2,0 м БС та забезпечення безперервної його роботи на протязі року дозволить стабілізувати річний цикл коливань рівня води в лимані у середній за водністю рік та найбільш з розглянутих варіантів сприятиме загальному зниженню темпів підвищення солоності води.

У разі перекриття каналу в липні-вересні у рибогосподарчих цілях, об'єм вод, який виходить з лиману до моря зменшиться на 22 млн.м³, а час протягом якого з лиману в море витече кількість води, яка дорівнює об'єму вод лиману, збільшиться до 6 років.

9.4 Сценарне моделювання з використанням фактичних даних спостережень

Окрім моделювання за типових гідрометеорологічних умов для найближчого кліматичного періоду, були виконані сценарні модельні розрахунки для оцінки впливу водообміну з морем через сполучний канал (за різних умов його функціонування) на мінливість гідрологічних характеристик в лимані з використанням даних натурних спостережень 2012 р. Вибір 2012 р. пояснюється тим, що (1) за метеорологічними умовами він близький до типового року кліматичного періоду 2011-2041 рр.; (2) внутрішньорічна мінливість рівня моря близька до середньої багаторічної (рис. 9.2); (3) гідродинамічна модель була валідована саме за умов 2012 р.

Відмінність умов моделювання полягала в іншому, у порівнянні з типовим роком (табл. 4.16), розподілі стоку р.Тилігул в лиман по місяцях. У 2012 р. річковий стік спостерігався лише у березні-травні з витратами води 3,01, 1,04, 0,36 м³/с, відповідно. На відкритій морській границі сполучного каналу граничні умови задавались на підставі даних 6-годинних спостережень за мінливістю рівня моря, температурою та солоністю морської води, виконаних на ГМС «порт Южний» у 2012 р.

На верхній границі розрахункової області задавались: часова мінливість напрямку та швидкості вітру, температури та вологості повітря, кількості атмосферних опадів та балу хмарності, – за даними спостережень на ГМС «порт Южний» виконаними у 2012 р. Випаровування з водної поверхні розраховувалось в самій моделі.

Просторовий розподіл температури та солоності води в початковий момент часу вважався однорідним як по вертикалі, так і по горизонталі. Початкова відмітка рівня води в лимані приймалась рівною мінус 0,3 м БС. Часовий крок розв'язання рівнянь моделі складав 30 с.

На відміну від розрахунків, результати яких наведені у попередньому розділі, при завданні морфометричних характеристик каналу «лиман-море» у реконструйованому варіанті враховувалось, що стінки каналу будуть не вертикальними, а з відкосами. Середня за вертикаллю ширина каналу вважалась рівною 23 м (при відмітці дна каналу мінус 2,11 м БС, ширина каналу по поверхні становить 30 м, а по дну 16 м). Отже площа водного перерізу каналу, при середній багаторічній відмітці рівня води в море мінус 0,11 м БС, становить 46,0 м².

Були розглянуті наступні варіанти водообміну з морем через сполучний канал «лиман-море»:

- варіант М1 (станом на 2012 рік): сполучний канал відкритий один раз за рік – у травні-липні, глибина каналу 0,1-1,2 м (при відмітці рівня води мінус 0,4 м БС), ширина каналу – 30 м;
- варіант М2 (поглиблений канал): канал відкритий весь рік, відмітка дна каналу дорівнює мінус 2,11 м БС, середня ширина каналу – 23 м;
- варіант М3 (поглиблений канал): канал перекривається протягом липня-вересня, а в інші місяці відкритий; відмітка дна каналу дорівнює мінус 2,11 м БС, середня ширина каналу – 23 м.

Результати розрахунків мінливості рівня води в лимані, інтенсивності водообміну з морем через сполучний канал, а також характеристики просторово-часової мінливості солоності води в різних (реперних) точках Тилігульського лиману (рис. 9.1 а), отримані при моделюванні вищевказаних варіантів, наведені на рис. 9.24-9.32. Видно, що найбільш ефективним щодо зменшення темпів зростання солоності в лимані є варіант М2, при якому забезпечується водообмін з морем через поглиблений канал на протязі всього року. При реалізації цього варіанту за умов 2012 р., у порівнянні з результатами моделювання для умов типового року найближчого кліматичного періоду (рис. 9.23, табл. 9.3), дещо знижуються об'єми води, що виходять з Тилігульського лиману у квітні та листопаді-грудні (рис. 9.32, табл. 9.4). Це пов'язано з особливостями мінливості рівня моря у 2012 р. (рис. 4.16). Зокрема, у квітні та жовтні-грудні 2012 р. відбувалося значне сезонне зростання рівня моря, яке перешкоджало витоку вод з лиману в море. Крім того, у осінньо-зимові місяці був відсутній приплив до лиману прісних вод з водозбірного басейну лиману.

Реалізація варіанту М3, з перекриттям каналу протягом липня-вересня, дає декілька гірший результат, ніж М2, щодо зменшення темпів зростання солоності (рис. 9.27-9.29) в лимані, що є цілком зрозумілим, оскільки в період перекриття каналу осолоненні лиманні води не виводяться в море. Однак цей варіант функціонування каналу можна вважати цілком прийнятним, оскільки в літні місяці, через інтенсивне випаровування, домінує потік води із моря в лиман.

У варіанті М3 об'єм води, яка знаходиться у лимані, буде виведено до моря через з'єднувальний канал за 7 років, а у варіанті М2 – за 9-9,5 років, якщо умови 2012 р. будуть повторюватись з року в рік. Однак, слід зважати на те, що ці оцінки є заниженими, оскільки за умов моделювання значно занижений витік води з лиману в море у січні, коли йде наповнення лиману, а зміни відміток рівня моря у квітні та листопаді-грудні 2012 р. є несприятливими для водообміну через канал у бік моря. Тому отримані оцінки можна розглядати як отримані за несприятливих умов.

При сучасних морфометричних характеристиках та умовах функціонування каналу (варіант М1) води з лиману фактично не виводяться, через що відбувається акумуляція в ньому солей та біогенних елементів.

Звернемо також увагу на результати розрахунків інтегральних об'ємів води, які проникають до кожної з чотирьох частин лиману у напрямку з півдня на північ (від морського краю лиману), наведені на рис. 9.30-9.31. Вони демонструють зменшення ступеня впливу водообміну з морем на гідроекологічні характеристики лиману уздовж нього в меридіональному напрямі.

При використанні лиману у рибогосподарчих цілях принципово важливим є збереження тенденції підвищення температури води уздовж з'єднувального каналу у напрямі з моря в лиман – навесні та зворотної тенденції – восени, для забезпечення заходу риби з моря в лиман – навесні і виходу її в море – восени.

Результати розрахунків за умов 2012 р., наведені на рис. 9.33 – 9.36, свідчать, що вказані вимоги задовольняються навесні протягом травня, а восени – протягом листопаду-грудня. Зауважимо, що у 2012 р. була дуже тепла осінь, тому значні відмінності між температурою лиманних та морських вод проявляються з третьої декади листопаду. На вказаних рисунках додатні значення відповідають більшій температурі морських вод порівняно з лиманними та трансформованими в каналі, а відмінні – навпаки.

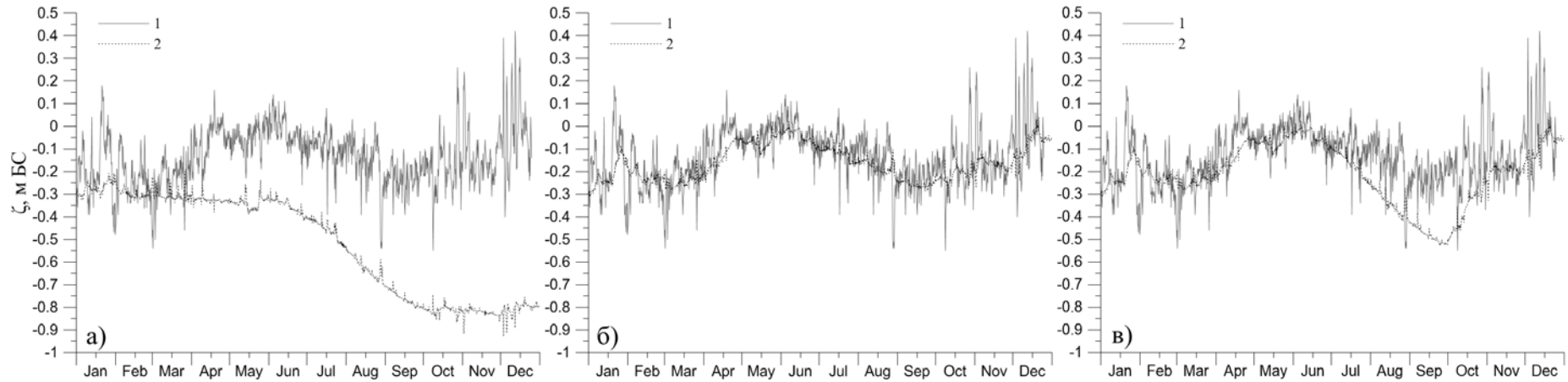


Рисунок 9.24 – Часова мінливість відмітки рівня води, м БС, на границі сполучного каналу зі сторони моря (гранична умова) (1) та лиману (2) при різних сценаріях водообміну: а – М1; б – М2; в – М3

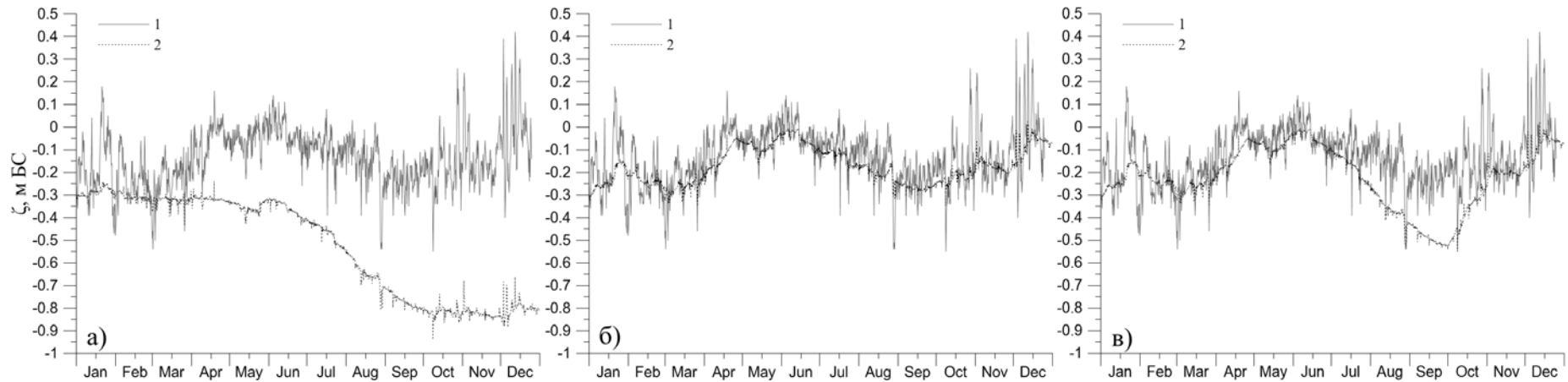


Рисунок 9.25 – Часова мінливість відмітки рівня води, м БС, на границі сполучного каналу зі сторони моря (гранична умова) (1) та в північній частині лиману (точка Ст.4) (2) при різних сценаріях водообміну: а – М1; б – М2; в – М3

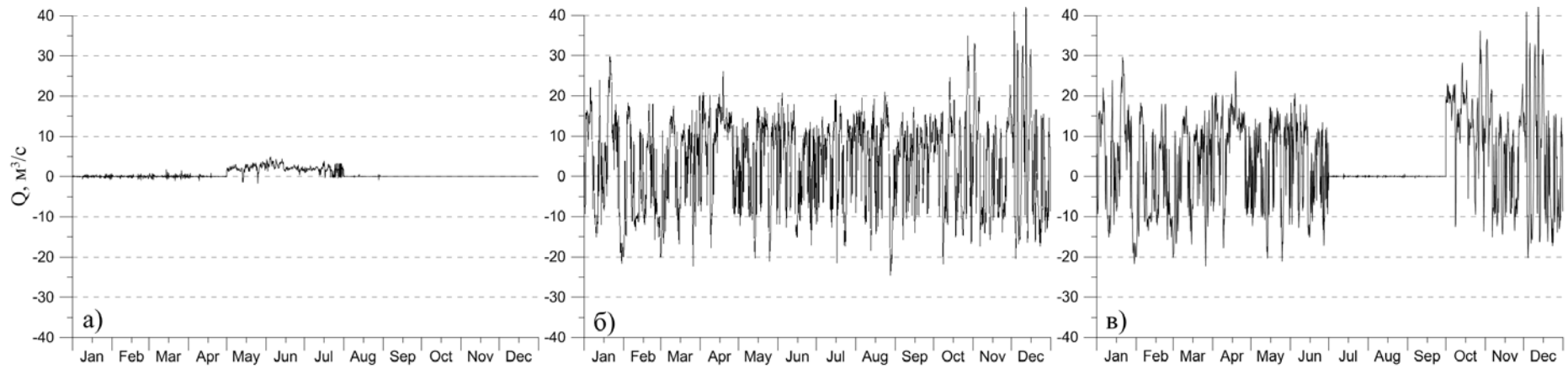


Рисунок 9.26 – Мінливість витрат води, $\text{m}^3/\text{с}$, в сполучному каналі біля виходу в лиман (поперечний розріз P1) при різних сценаріях водообміну: а – M1; б – M2; в – M3

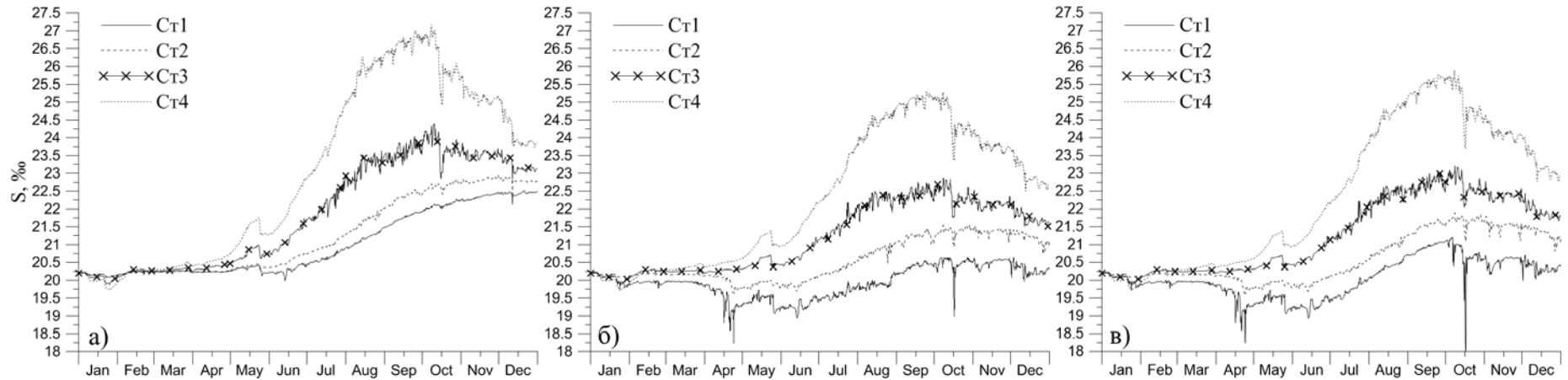


Рисунок 9.27 – Часова мінливість солоності води, ‰, поверхневого шару вод в реперних точках акваторії лиману (Ст.1-Ст.4) при різних сценаріях водообміну: а – М1; б – М2; в – М3

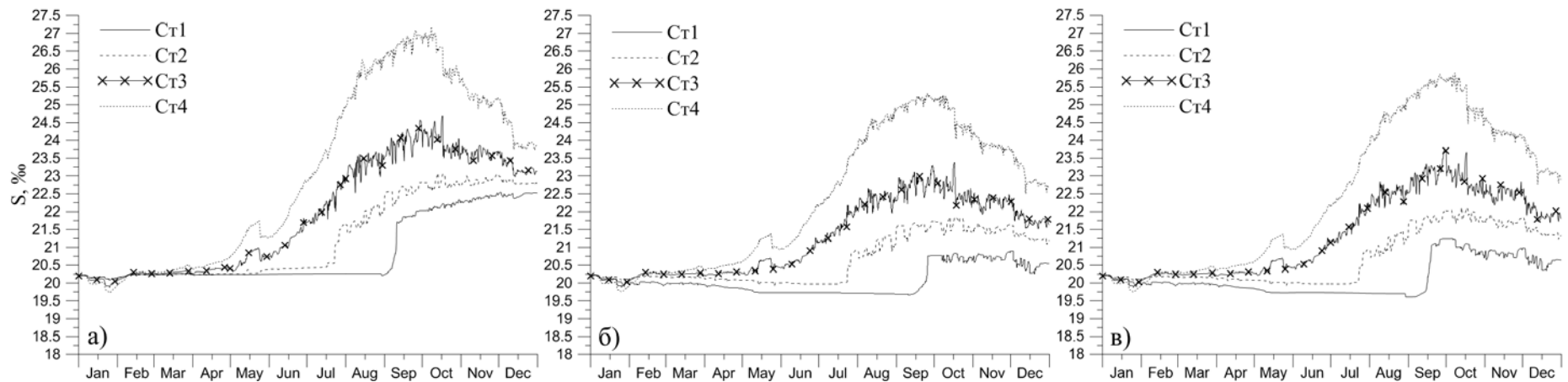


Рисунок 9.28 – Часова мінливість солоності води, ‰, придонного шару вод в реперних точках акваторії лиману (Ст.1-Ст.4) при різних сценаріях водообміну: а – М1; б – М2; в – М3

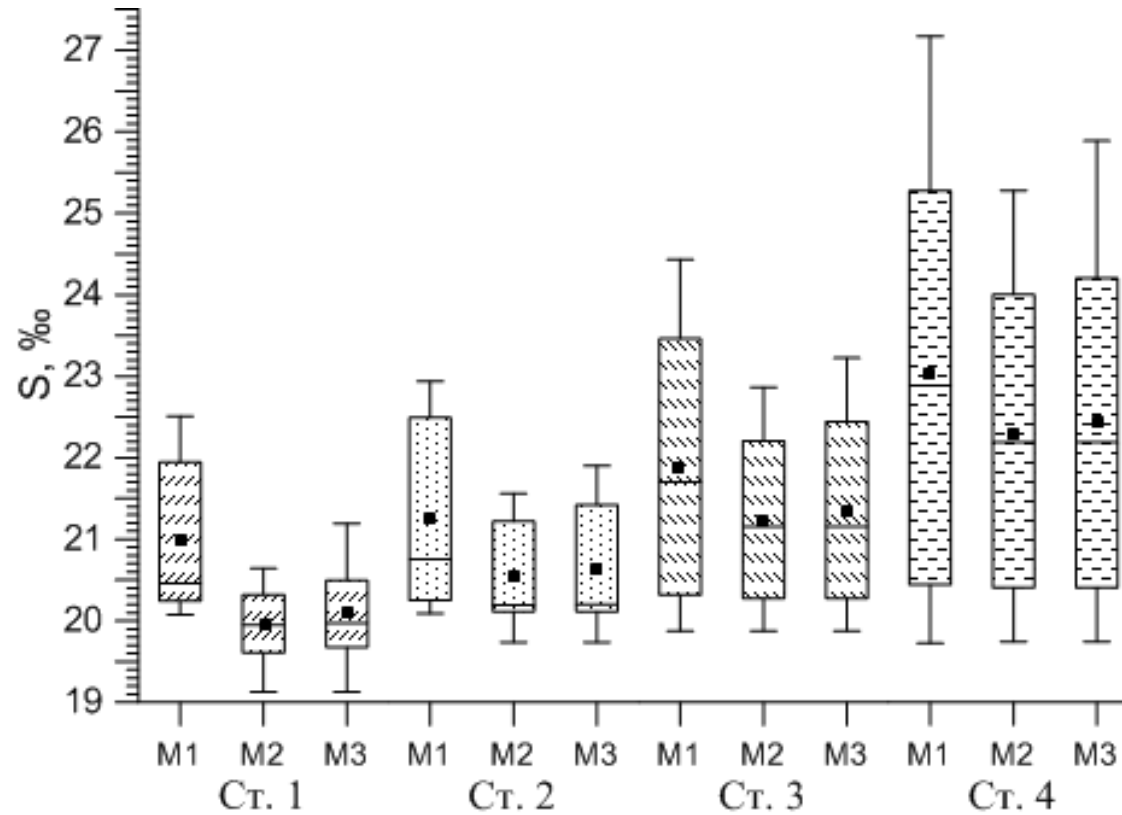


Рисунок 9.29 – Результати моделювання в різних частинах Тилігульського лиману (точки Ст.1-Ст.4) просторово-часової мінливості солоності, ‰, води у поверхневому 5-метровому шарі при різних сценаріях водообміну (M1, M2, M3). Приведені мінімальні, максимальні, медіанні та середні (точки) значення, а також значення 25 % та 75 % квантілей.

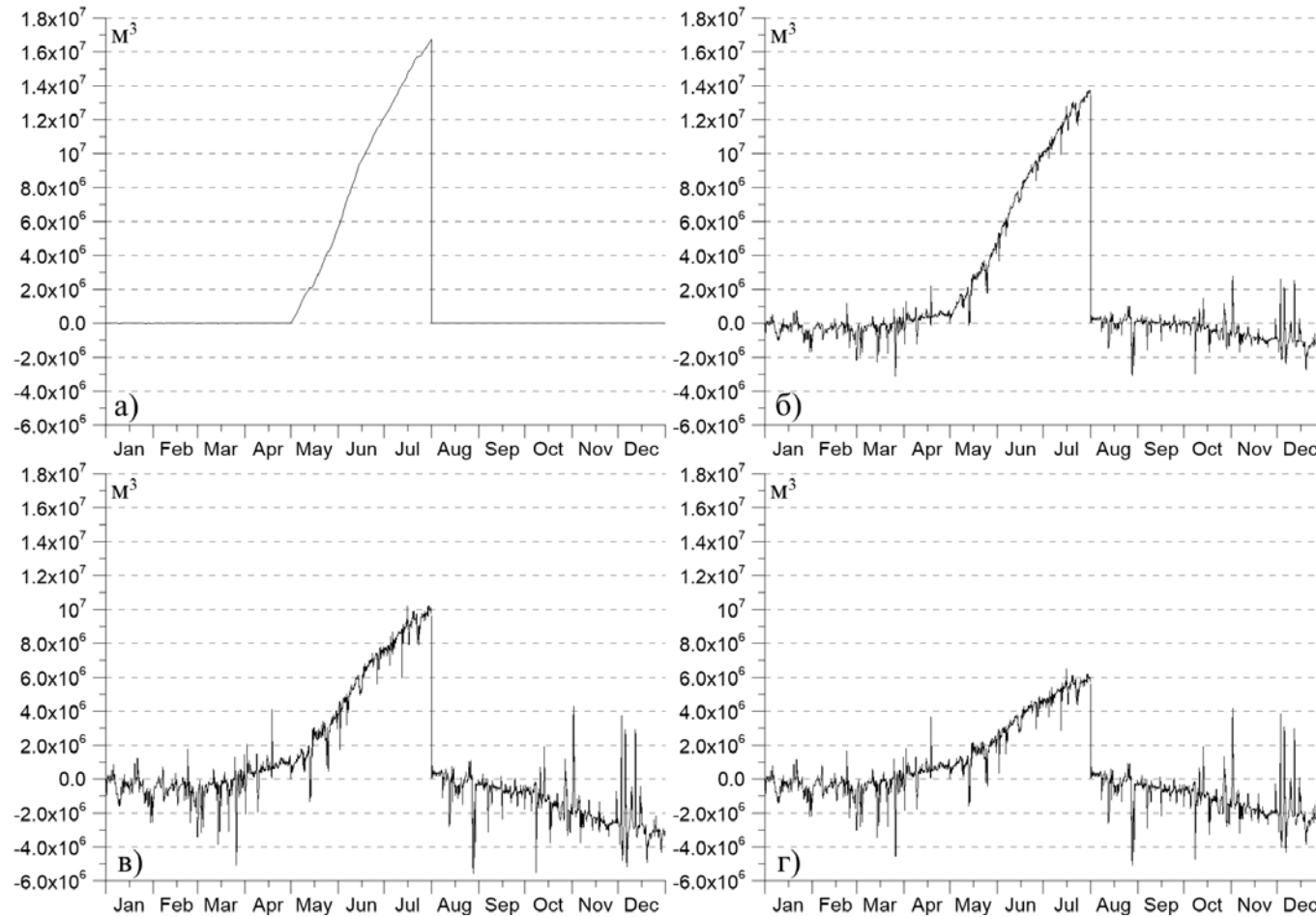


Рисунок 9.30 – Сумарний об’єм води, m^3 , що проходить через поперечні розрізи протягом розрахункового 2012 року (варіант M1): а – поперечний розріз P1; б – поперечний розріз P2; в – поперечний розріз P3; г – поперечний розріз P4 (додатні значення відповідають току води у північному напрямку)

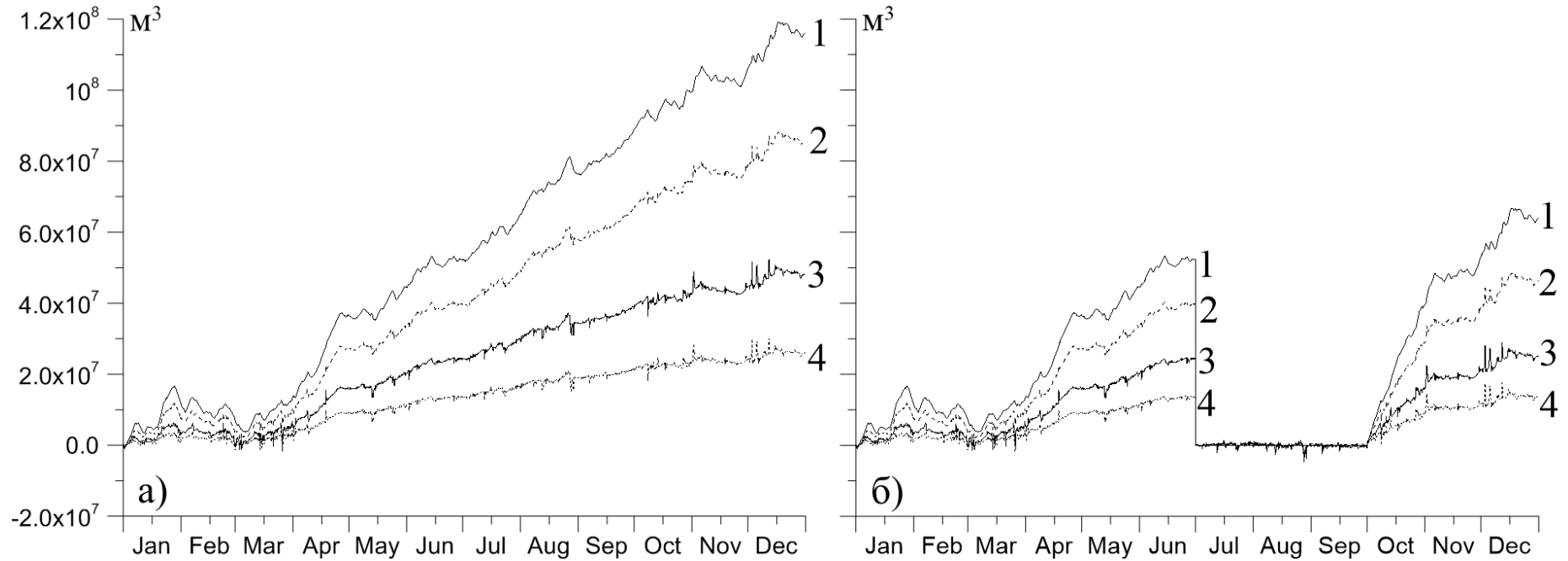


Рисунок 9.31 – Сумарний об'єм води, m^3 , що проходить через поперечні розрізи при різних сценаріях водообміну: а – варіант М2; б – варіант М3 (1 – поперечний розріз Р1; 2 – поперечний розріз Р2; 3 – поперечний розріз Р3; 4 – поперечний розріз Р4)

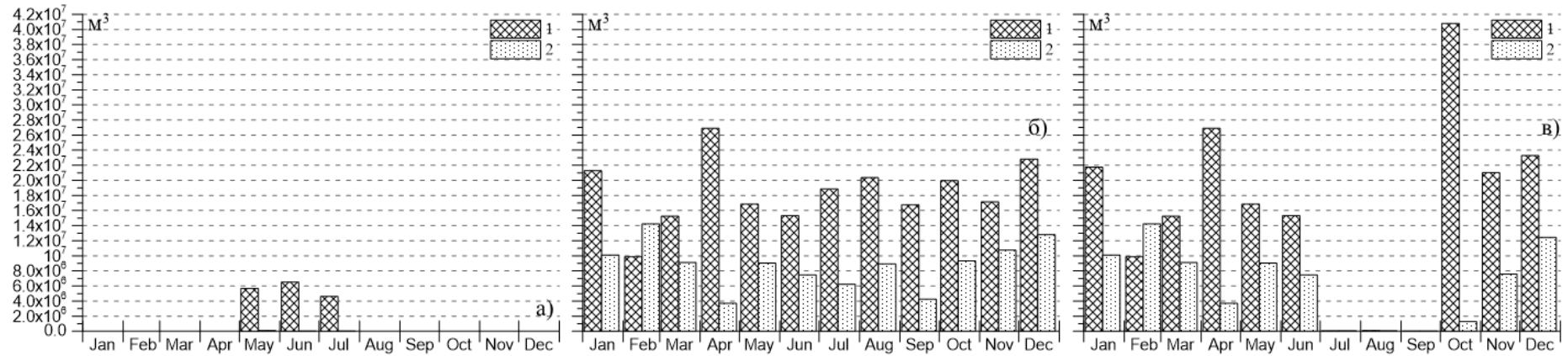


Рисунок 9.32 – Місячні суми об'ємів води, m^3 , які поступають до Тилігульського лиману через з'єднувальний канал (1) та витікають з лиману в море (2) протягом року при різних варіантах водообміну: а – М1; б – М2; в – М3

Таблиця 9.4 – Місячні суми об'ємів води, м³, що витікає з Тилігульського лиману через з'єднувальний канал в море при різних варіантах водообміну (М1-М3)

№ п/п	Строк	Варіант водообміну		
		М1	М2	М3
1.	Січень	0,1812937×10 ⁶	10,097718×10 ⁶	10,097718×10 ⁶
2.	Лютий	0,1684516×10 ⁶	14,222590×10 ⁶	14,222590×10 ⁶
3.	Березень	0,2784937×10 ⁶	9,1129700×10 ⁶	9,1129700×10 ⁶
4.	Квітень	0,0952896×10 ⁶	3,6964000×10 ⁶	3,6964000×10 ⁶
5.	Травень	0,0920616×10 ⁶	9,0326000×10 ⁶	9,0326000×10 ⁶
6.	Червень	0	7,4806000×10 ⁶	7,4806000×10 ⁶
7.	Липень	0,0080260×10 ⁶	6,2254000×10 ⁶	0
8.	Серпень	0,0161045×10 ⁶	8,9269000×10 ⁶	0
9.	Вересень	0,0002713×10 ⁶	4,2708000×10 ⁶	0
10.	Жовтень	0	9,3351000×10 ⁶	1,3095267×10 ⁶
11.	Листопад	0	10,754800×10 ⁶	7,5976680×10 ⁶
12.	Грудень	0	12,794000×10 ⁶	12,428708×10 ⁶
Всього:		0,8399920×10 ⁶	105,94988×10 ⁶	74,979167×10 ⁶

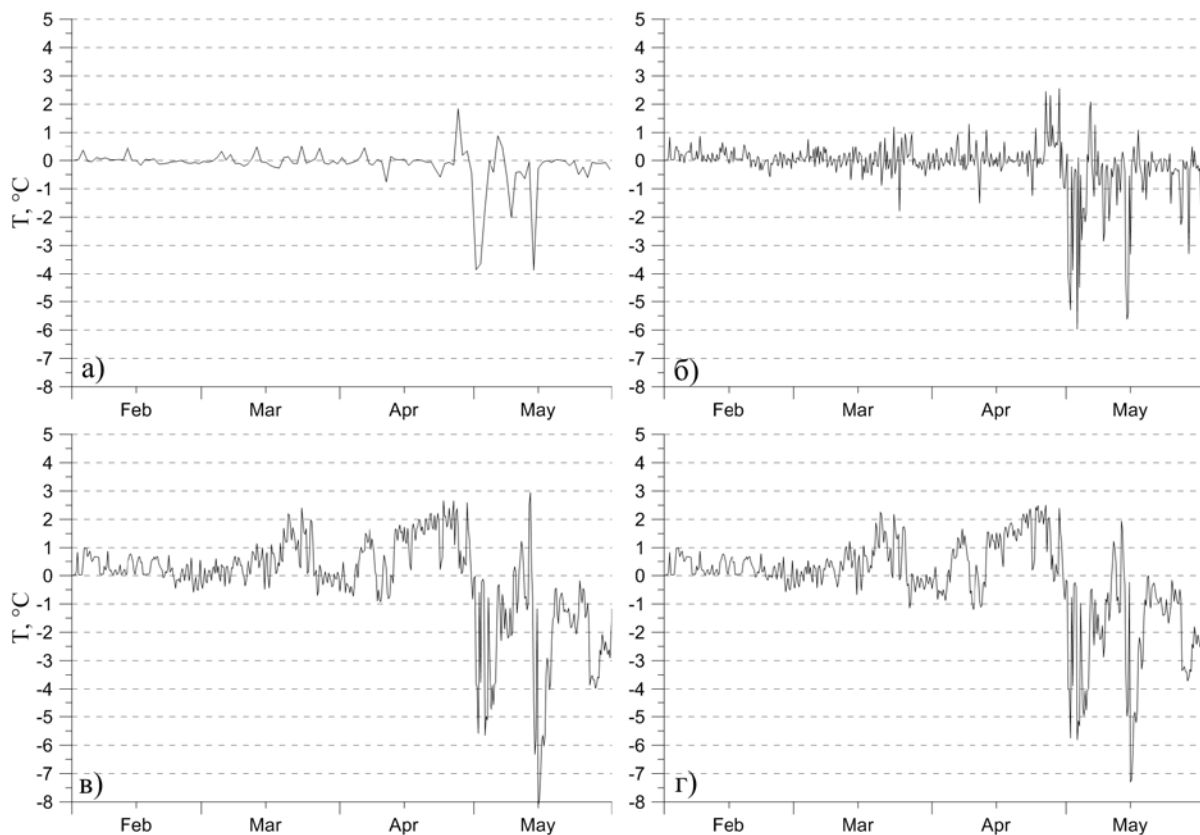


Рисунок 9.33 – Різниця між значеннями температури води у поверхневому шарі води у лютому-травні: а – на морській границі та у центрі сполучного каналу; б – на границях сполучного каналу зі сторони моря та лиману; в – на морській границі каналу та в південній частині лиману (реперна точка Ст.1); г - на морській границі каналу та у центральній частині лиману (реперна точка Ст.2) при варіанті водообміну М2

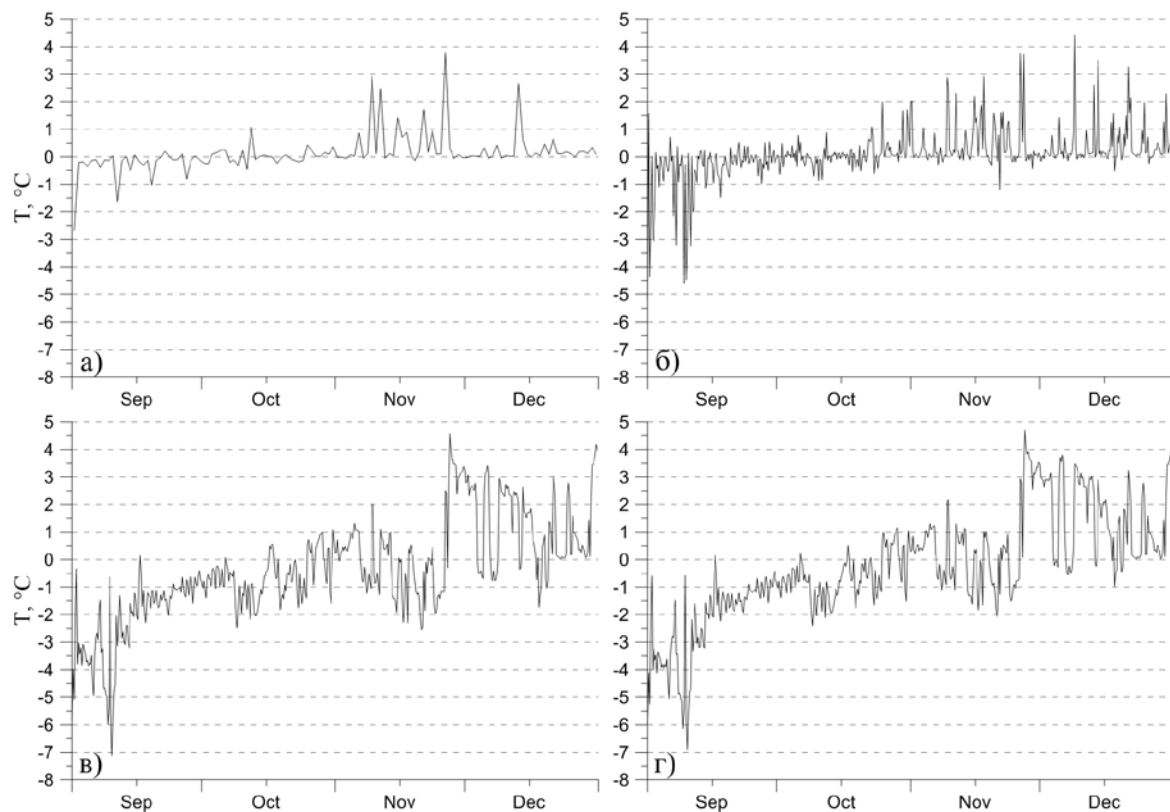


Рисунок 9.34 – Різниця між значеннями температури води у поверхневому шарі води у **вересні-грудні**: а – на морській границі та у центрі сполучного каналу; б – на границях сполучного каналу зі сторони моря та лиману; в – на морській границі каналу та в південній частині лиману (реперна точка Ст.1); г - на морській границі каналу та у центральній частині лиману (реперна точка Ст.2) **при варіанті водообміну М2**

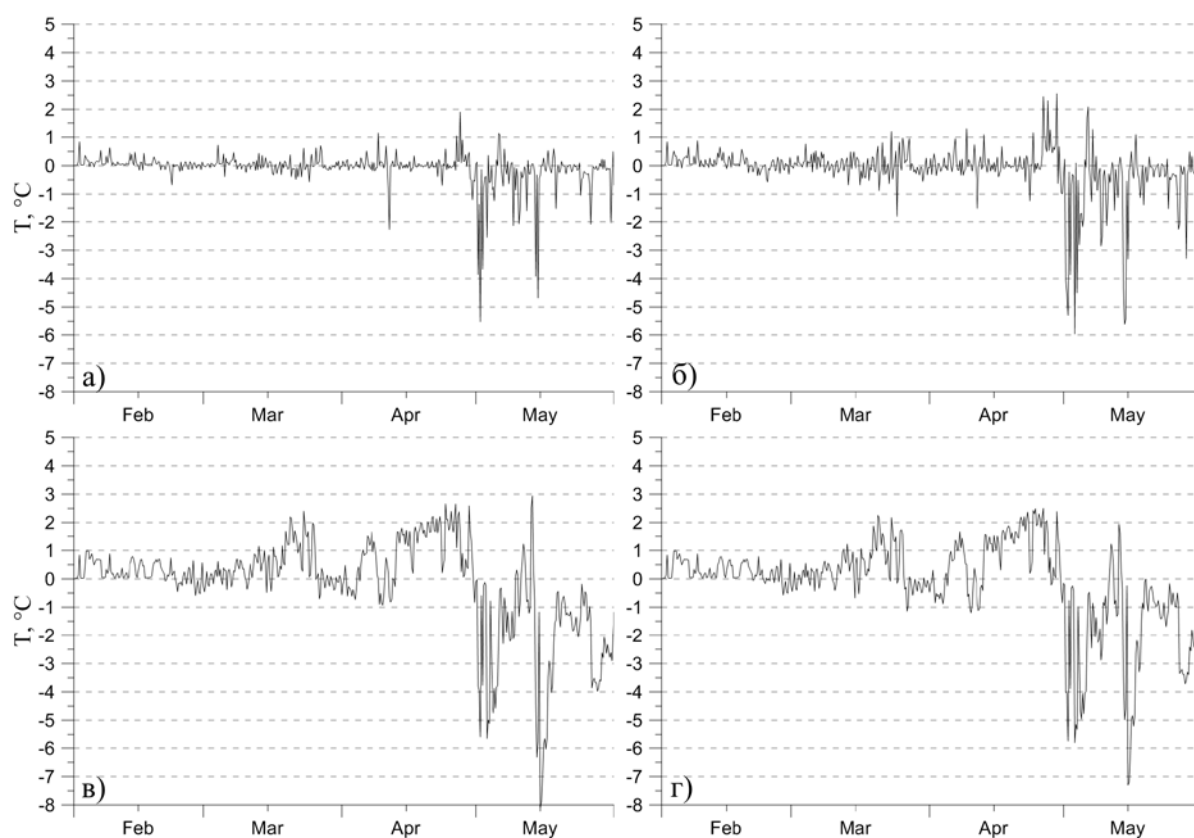


Рисунок 9.35 – Різниця між значеннями температури води у поверхневому шарі води у лютому-травні: а – на морській границі та у центрі сполучного каналу; б – на границях сполучного каналу зі сторони моря та лиману; в – на морській границі каналу та в південній частині лиману (реперна точка Ст.1); г - на морській границі каналу та у центральній частині лиману (реперна точка Ст.2) при варіанті водообміну МЗ

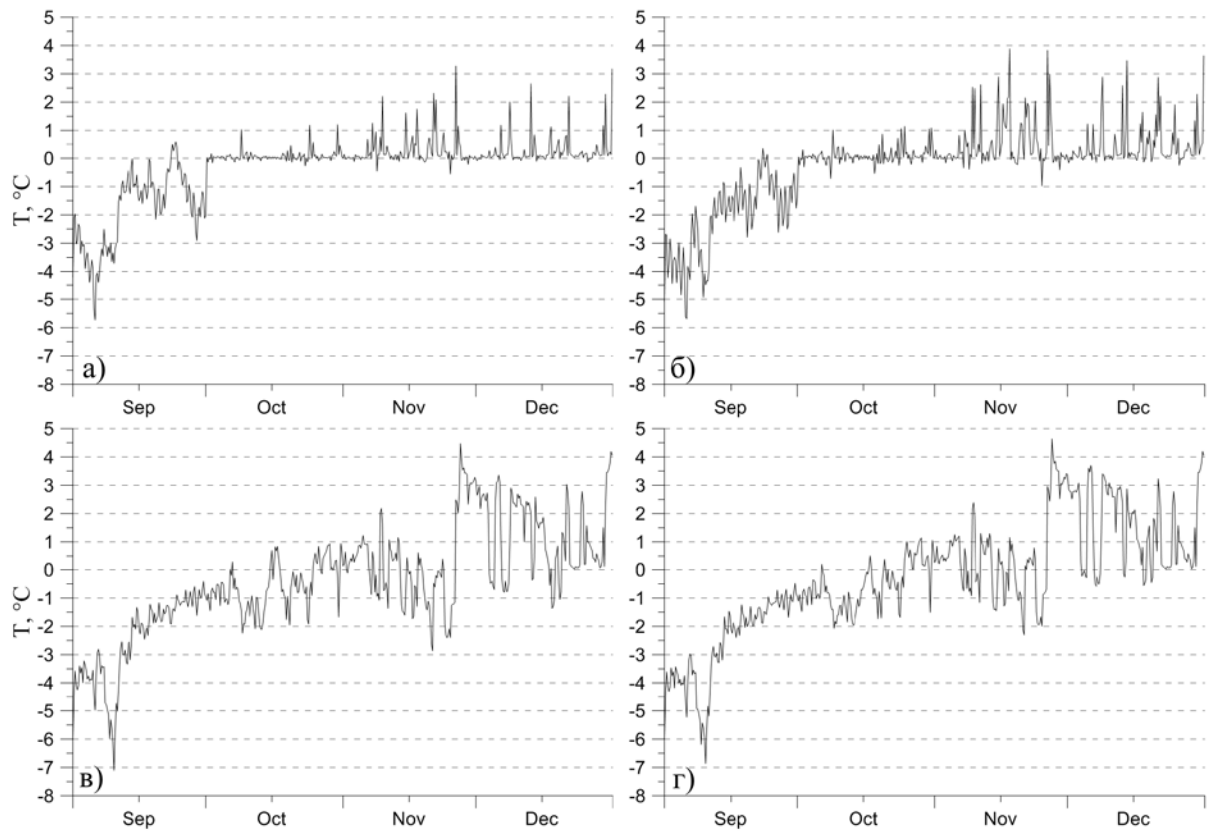


Рисунок 9.36 – Різниця між значеннями температури води у поверхневому шарі води у **вересні-грудні**: а – на морській границі та у центрі сполучного каналу; б – на границях сполучного каналу зі сторони моря та лиману; в – на морській границі каналу та в південній частині лиману (реперна точка Ст.1); г - на морській границі каналу та у центральній частині лиману (реперна точка Ст.2) при варіанті **водообміну М3**

ВИСНОВКИ

1. Гідрологічна вивченість водозбору Тилігульського лиману є недостатньою. Стаціонарні гідрологічні спостереження були організовані тільки на річці Тилігул (гідрологічні пости Новоукраїнка та Березівка) й поблизу смт Коблево, розташованого на лимані. На річках Царега, Балайчук, балка Хуторська гідрологічні спостереження не проводяться. На річці Тилігул у останні десятиріччя гідрологічні спостереження ведуться лише у створі Березівка, який розміщується на р.Тилігул неподалік від її впадіння в лиман. Сумісний аналіз різницевих інтегральних кривих, графіків зв'язку гідрометеорологічних характеристик дозволив зробити висновки, що стік у створі Березівка значно порушений водогосподарською діяльністю. Чутливість водних ресурсів цієї річки до антропогенних втручань є високою, особливо у її нижній течії, що пояснюється відсутністю підземного живлення річки та залежністю від кліматичних умов.

2. Дослідження кліматичних чинників формування стоку річок дозволили установити, що у басейні Тилігульського лиману останні два десятиріччя відбувається зростання температур повітря за рік, теплий та холодний періоди. У холодний період з 1989 року установлений перехід середніх температур повітря із області від'ємних до області додатних. Зміна температур повітря вплинула на термічний режим річок і змінила строки їх замерзання на більш пізні, а строки скресання – на більш ранні. Суми опадів холодного періоду не змінилися, або залишилися постійними. Суми опадів теплого періоду дещо зросли. У результаті суми опадів за рік залишилися практично незмінними.

3. Зміна умов формування стоку у останні десятиріччя сприяє зменшенню річного стоку водотоків за рахунок зростання випаровування з поверхні суші та водного дзеркала ставків і самого лиману. Збільшення температур повітря холодного періоду супроводжується зменшенням глибини промерзання ґрунту, збільшенням кількості та тривалості відлиг, що у кінцевому результаті спричиняє зменшення запасів води у сніговому покриві та зниження стоку весняного водопілля. За наявності сталого підземного живлення річок інфільтрація талих вод у підстильну поверхню мала б підвищити стік літньо-осінньої межені. Проте, через значну глибину розташування водоносних горизонтів стік річок на водозборі Тилігульського лиману у межень не збільшується, а тривалість пересихання зростає.

4. Виявлено, що за останні два десятиріччя зросла тривалість бездощових періодів. Аналіз індексів метеорологічних посух SPEI показав, що після 1989 року кількість та тривалість інтенсивних посух збільшилася. Тривалі бездощові періоди та формування метеорологічних посух спричиняють гідрологічну посуху, яка супроводжується зменшенням стоку

річок у період літньо-осінньої межні, тривалим пересиханням та неспроможністю водотоків наповнити значну кількість штучних водойм.

5. Точність розрахунків статистичних параметрів стоку за рядами спостережень у створі р.Тилигул – смт Березівка є незадовільною через значну їх мінливість. Похибки визначення розрахункових гідрологічних характеристик стоку перевищують допустимі. У таких випадках для гідрологічних розрахунків застосовують існуючі просторово-часові узагальнення у вигляді карт ізолій, районів, узагальнених параметрів. У нормативних документах (СНиП 2.01.14-83), що діяли на території України до 1 липня 2015 р., такого роду узагальнення для Північно-Західного Причорномор'я були наближеними, оскільки спирались на обмежену кількість даних та не мали достатньої теоретичної бази. У 2015 році увійшли в дію нові Державні будівельні норми «Визначення розрахункових гідрологічних характеристик», які вміщують до себе нові розрахункові методики характеристик стоку, розроблені в ОДЕКУ. Однією з таких методик є методика розрахунків характеристик природного та побутового (порушеного водогосподарською діяльністю) річного стоку, що базується на моделі “клімат-стік”. На основі цієї моделі був визначений за метеорологічними даними минулих років (до 1989 р.) приплив річних вод до Тилигульського лиману у природних (56,1 млн.м³) та змінених водогосподарською діяльністю (38,7 млн.м³) умовах.

6. 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 Тилигульського лиману була залучена група А1 сюжетної родини А1В. 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. На основі аналізу результатів розрахунків за 15 кліматичними моделями з бази даних ENSEMBLES був обраний регіональний кліматичний сценарій, визначений за моделлю REMO (M10), яка розроблена в Інституті метеорології ім. Макса Планка (м.Гамбург). Даний сценарій найбільш адекватно описує часову мінливість середніх добових температур і опадів в басейні Тилигульського лиману за перевірений період 1998-2007 рр. (метеостанція Любашівка).

7. За даними кліматичного сценарію (M10), застосованого до розрахунків природного річного стоку за моделлю “клімат-стік”, визначено, що водні ресурси річок, які живлять Тилигульський лиман, у період 2001-2040 рр. будуть зменшуватись від 56,1 млн.м³ (минуле сторіччя, до початку глобального потепління, тобто до 1989 р.) до 29,0 млн.м³, що буде

становити 48,2%. Співвідношення ресурсів тепла та вологи стане менше 0,5, що указує на перехід від зони недостатнього зволоження до напіваридної, причому аридність клімату до кінця XXI сторіччя буде посилюватися.

8. При збереженні сучасного рівня водогосподарської діяльності у 2001-2040 рр. надходження прісних вод від водотоків до Тилігульського лиману зменшиться за рахунок впливу штучних водойм з 29,0 млн.м³ до 13,6 млн.м³, тобто на 53 %. У 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 %.

9. Ступінь змін водних ресурсів оцінюється 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 середини XXI ст. відбудеться руйнація водних ресурсів річок Тилігульського лиману, а за умови збереження сучасного рівня водогосподарської діяльності – безповоротна руйнація.

10. У внутрішньорічному розподілі стоку у середні за водністю роки буде зменшуватися внесок сезону весна і збільшуватиметься внесок сезону літо. У багатоводні роки основна частина об'ємів прісних вод надходитиме до Тилігульського лиману у весняний сезон, проте залишається суттєвим внесок сезону літо. У маловодні роки періоду 2001-2040 рр. очікується зростання ролі сезону зима (за рахунок відлиг), проте у наступні десятиріччя можлива така ситуація, коли особливості сучасного типового розподілу зберігатимуться, тобто основна частина стоку все ж таки формуватиметься у сезон весна, а в інші сезони річка пересихатиме.

11. Через зменшення припливу прісних вод з водозбірного басейну лиману і акумуляцію солей для Тилігульського лиману характерна багаторічна тенденція підвищення солоності вод. У 60-х роках минулого сторіччя, коли обсяги стоку річки Тилігул формували значну частину водного балансу лиману, середні значення солоності води в його північній частині становили 8,7 ‰, у центральній – 11,4 ‰, а в південній – 13-15 ‰. В сучасних умовах солоність води у південній та центральній частинах лиману навіть навесні, коли присутні стік р.Тилігул та слабкий водообмін з морем через канал, можуть досягати значень 24-25 ‰ (квітень-травень 2015 р.). Наприкінці вересня 2014 р. була зафіксована солоність вод лиману 27,28 ‰. Слід відзначити, що стабільний тренд до підвищення солоності вод в лимані утворився починаючи з другої половини 80-х років XX ст., тобто з початком глобального потепління. Деяке зниження солоності вод в лимані відбувається в роки з сильними весняними повенями та паводками.

12. В період 1991-2010 рр. поверхневий прісний стік з водозбору в лиман зменшився у порівнянні з періодом 1960-1989 рр. на 45 %, річний

об'єм атмосферних опадів які випадають на водне дзеркало лиману зменшився на 14 %, а об'єм випаровування збільшився на 8 %. В результаті цього, при загальному об'ємі вод лиману 693 млн. м³ (при відмітці води в лимані мінус 0,4 м БС), середньобагаторічний дефіцит його річного прісного водного балансу, який сформувався в останні кілька десятиліть, становить мінус 24-34 млн. м³ (у залежності від рівня води в лимані). Для його компенсації необхідне щорічне поповнення лиману морською водою через штучний сполучний канал «лимани-море». У разі відсутності або дуже нетривалого зв'язку лиману з морем, протягом декількох років рівень води в лимані може знизитися більше ніж на метр. Зменшення об'єму вод лиману через інтенсивне випарування, при збереженні маси солей і біогенних речовин, призводить до підвищення їх концентрацій.

13. Протягом року температура води в лимані може змінюватися в широкому діапазоні: від мінус 0,1-0,2 °С взимку до 30-33 °С на мілководді влітку. В денний час температура води у відкритій частині акваторії на 1,5 - 2,0 °С нижча, ніж біля берега. В сучасний період в холодні зими лиман покривається льодом на період 1-2 місяці. При встановленні постійного протягом року водообміну лиману з морем через поглиблений канал, внаслідок підвищення рівня води в лимані до рівня моря зменшиться прогрів вод мілководних ділянок акваторії лиману, зокрема, його північної частини, а також вірогідність появу льодового покриву взимку (включно з каналом, де додатково цьому буде запобігати надходження морських вод).

14. Характерна особливість сезонної мінливості вертикальної термохалинної структури вод Тилігульського лиману полягає в можливості формування у весняно-літні місяці сезонного термоклину в результаті, насамперед, прогріву поверхневих вод. При певному поєднанні гідрометеорологічних чинників (опрісненні і сильному прогріві поверхневих вод, сприятливих вітрових умовах) сезонний термоклин може зберігатися у глибоких частинах лиману до початку серпня. На ділянках центральної і південної частин лиману, де розташовані глибокі улоговини в рельєфі дна, наявність навіть слабко вираженої температурної стратифікації вод в літній період року призводить до розвитку гіпоксії, а при наявності різко вираженого термоклину, як у 2010 р., виникає аноксія.

15. Домінуючий вплив на формування циркуляції вод в лимані надає вітрова дія. Розрахунки вітрової циркуляції вод в Тилігульському лимані з використанням гідродинамічної моделі при стаціонарних вітрах різних напрямків показали, що через протяжність лиману у меридіональному напрямі, значну порізаність берегової лінії та мінливість просторової орієнтації різних її ділянок, просторова структура течій суттєво залежить від напрямку вітру. При поздовжніх по відношенню до меридіональної осі лиману вітрах спостерігається інтенсифікація спрямованих за вітром потоків в прибережних, відносно мілководних областях. Уздовж повздовжньої

осьової лінії лиману, якій відповідають максимальні в кожній частині лиману глибини, формуються придонні градієнтні протитечії, генеральний напрям яких протилежний вітру. Ці придонні компенсаційні протитечії суттєво впливають на поверхневі дрейфові течії, послаблюючи їх. При поперечних відносно осі лиману вітрах, протяжні інтенсивні потоки вод уздовж берегів в центральній та південній частинах лиману не утворюються. Інтенсифікація прибережних течій має локальний характер, зумовлений конфігурацією берегової лінії.

16. Інтегральна по глибині циркуляція вод в лимані має яскраво виражений осередковий характер і складається з великої кількості вихрових утворень (циркуляційних осередків). Вихрові структури перешкоджають поширенню водних мас і домішок вздовж акваторії лиману. На основі аналізу просторової структури баротропної циркуляції вод виділені чотири частини лиману, між якими інтегральний по глибині водообмін ускладнений. Межі між цими частинами проходять в районах Чилової, Калинівської кіс, коліноподібного вигину лиману між Кордонською і Широкінською косами.

17. Основні риси гідрохімічного режиму Тилігульського лиману значною мірою визначаються особливостями формування його водного балансу. Біогенні елементи, що надходять із зовнішніх джерел – з поверхневим стоком з водозбірного басейну лиману, морськими водами через сполучний канал, протягом багатьох років акумулюються в ньому через інтенсивні втрати водного об'єму на випаровування влітку. Цьому сприяють сучасний режим експлуатації та морфометричні характеристики з'єднувального каналу, при яких в період функціонування каналу у травні-липні домінує односпрямований (з моря в лиман) водообмін з морем. При цьому компенсується дефіцит прісного балансу лиману, але не забезпечується витікання води з лиману, разом з біогенними речовинами, які містяться в ній, в море в значущих об'ємах, тобто відсутня "промивка" лиману.

18. Поряд з тенденцією підвищення солоності вод, однією з головних гідроекологічних проблем Тилігульського лиману є евтрофікація його вод, яка набуває особливої небезпеки для екосистеми лиману у зв'язку зі значним порушенням природного співвідношення між мінеральними сполуками азоту та фосфору в його водах. На даний час первинне продукування органічної речовини в лимані влітку стримується відносно низькими концентраціями мінерального азоту. Але наслідком цього є накопичення в лимані мінеральних і органічних сполук фосфору. Збільшення надходження в лиман морських вод може призводити до зростання первинної продукції органічної речовини водоростями в південній частині лиману, за рахунок додаткових поставок мінерального азоту. Однак, з іншого боку, збільшення надходження

морських вод в лиман сприятиме зменшенню вмісту в його водах *POP*, органічного і мінерального фосфору, концентрації яких у морській воді значно менші, ніж в лимані.

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

20. Оцінка якості вод за індексами показників вмісту сполук біогенних елементів і органічних речовин класифікує Тилігульський лиман як евтрофну, β"- мезосапробну, слабо забруднену водойму III класу, 4 категорії якості води. Загальний екологічний стан вод лиману класифікується як задовільний.

21. При інтенсифікації різноспрямованого водообміну з морем через поглиблений з'єднувальний канал біогенні речовини, *POP* будуть не тільки надходити до лиману з поверхневим стоком та морськими водами і акумулюватися в ньому, але й виводитися з лиману в море.

22. За іонним складом води Тилігульського лиману належать до хлоридного класу, групи натрію, третього типу, підтипу $a \left(Cl_{IIIa24,7}^{Na96} \right)$, тобто є змішаними та метаморфозізованими, якими є води морів, лиманів і багатьох соляних озер. Порівняно з 1968 р. мінералізація та загальна жорсткість води збільшилися в два рази, проте еквівалентне співвідношення між головними іонами (аніонами та катіонами) практично не змінилося $\left(Cl_{IIIa11,2}^{Na41} \right)$. Отже надходження морських вод в Тилігульський лиман після реконструкції і запуску сполучного каналу «лиман-море» практично не змінить співвідношення між головними іонами у воді лиману.

23. З метою з'ясування ролі з'єднувального каналу у формуванні рівневого та сольового режимів Тилігульського лиману, прогнозу змін солоності його вод у найближчий кліматичний період XXI ст., була розроблена модель водно-сольового балансу лиману, запропонована та реалізована методика оцінки його складових. Модель калібрована та верифікована на ретроспективних даних за період 1953-2012 рр. Моделювання сценаріїв формування водно-сольового балансу лиману за різних умов водообміну з морем у ретроспективний період показало, що за

відсутності з'єднувального каналу вже у 1992 р. середні відмітки рівня води в лимані мали б знизитися до мінус 2,5 м БС, а 50 % IV-ї та 10 % III-ї частин лиману пересохли. Таке зменшення рівнів і, відповідно, об'ємів води в лимані призвело б до зростання мінералізації води, особливо в I-й частині лиману, де наприкінці 1992 р. вона б дорівнювала $21,25 \text{ г/дм}^3$, тобто була б на $5,55 \text{ г/дм}^3$ вища ніж при періодичному водообміні з морем через з'єднувальний канал в період 1958-1992 рр.

24. Порівняння результатів моделювання сценаріїв періодичного (фактичного варіанту) та безперервного водообміну з морем через з'єднувальний канал показало, що в обох варіантах відбувається поступове збільшення кількості солей у лимані та зростання мінералізації води, але при безперервному водообміні лиману з морем рівні води більш стабільні та вищі, ніж при періодичному водообміні. При забезпеченні безперервного водообміну з морем не відбуваються тривалі (від 1-2 місяців до 2,5 років) періодичні обміління і пересихання мілководних прибережних ділянок лиману та гідравлічно-пов'язаних з лиманом водойм, що трапляється коли відмінка рівня води в лимані менша ніж мінус 0,5 м БС. Крім того, в умовах зменшення річкового стоку, яке відбувається в останнє десятиріччя, постійний водообмін з морем сприяє зменшенню темпів зростання середньої солоності води в лимані.

25. Застосування моделі водно-сольового балансу Тилігульського лиману для прогнозу мінливості рівня і мінералізації води у XXI ст. (2011-2040 рр.) за регіональним кліматичним сценарієм M10, з використанням розрахованого за моделлю «клімат-стік» припливу до лиману прісних вод з його водозбірного басейну, показало, по-перше, що варіант безперервного водообміну з морем через з'єднувальний канал «лиман-море» є більш прийнятним ніж періодичний (з квітня по червень), оскільки зменшує темпи накопичення солей і розмах коливань рівня води в лимані; по-друге, при збереженні сучасного рівня водогосподарської діяльності на водозборі у майбутньому, навіть за умов безперервного водообміну з морем, середня для лиману мінералізації води за період 2011-2040 рр. збільшиться на 19 г/дм^3 та буде дорівнювати наприкінці грудня 2040 р. $40,97 \text{ г/дм}^3$. У разі відновлення природного стоку з водозбірного басейну лиману і забезпечення безперервного водообміну з морем мінералізація води збільшиться до кінця 2040 р. тільки на $12,03 \text{ г/дм}^3$ (до $35,03 \text{ г/дм}^3$). Отже, залишається актуальною проблема відновлення природних водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману шляхом розчистки русел, нормування кількості та оптимізації розміщення і функціонування штучних водойм, упорядкування структури землекористування, захисту водоохоронних зон та прибережних смуг.

26. Результати розрахунків, отримані з використанням гідродинамічної моделі Delft3D-FLOW, за метеорологічних умов типового року сучасного

кліматичного періоду (2011-2041 рр.) свідчать, що при сучасній глибині з'єднувального каналу надходження морських вод через канал «лиман-море» недостатньо для компенсації дефіциту прісного балансу лиману, який формується в результаті інтенсивного випаровування влітку, як у випадку роботи каналу один раз протягом року – у квітні-липні, так і двічі на рік – протягом квітня-червня і жовтня-листопада. Відмітка рівня води в лимані, яка формується в кінці року, нижча, ніж початкова. Рівень води в лимані не досягає відмітки рівня моря в період функціонування каналу.

27. При поглибленні з'єднувального каналу час наповнення лиману (вирівнювання відміток рівня води в лимані і у морі) буде скорочуватися в залежності від глибини каналу. Зокрема, при поглибленні з'єднувального каналу до позначки дна мінус 2,0 м БС із забезпеченням площі його водного перерізу 56,7 м² (при рівні води -0,11 м БС), наповнення лиману до рівня моря після відкриття каналу відбуватиметься протягом двох декад. Після цього водообмін лиману з морем стає різноспрямованим внаслідок впливу ініційованих вітром згінно-нагінних коливань рівня води в лимані і морі. Це сприятиме частковому виведенню з лиману накопичених запасів солей і сполук біогенних елементів.

28. Забезпечення безперервної протягом року роботи каналу дозволить зменшити річну амплітуду коливань рівня води в лимані при більш високій середньорічній відмітці рівня, яка відповідає рівню моря, а також сприятиме зменшенню солоності води на всій акваторії лиману за рахунок інтенсивних згінно-нагінних коливань рівня води в лимані і морі і, викликаного ними, інтенсивного різноспрямованого водообміну через сполучний канал протягом усього року. Однак, через морфологічні особливості будови ложа лиману – значної його протяжності в меридіональному напрямку, ускладненість водообміну між різними частинами лиману через наявність кіс, конфігурацію берегової лінії, розподіл глибин уздовж акваторії лиману, – тенденція багаторічного збільшення солоності вод в лимані все ж зберігатиметься.

29. При поглибленні з'єднувального каналу до позначки дна мінус 2 м БС (з площею водного перерізу 56,7 м²) і функціонуванні його у квітні-липні, темпи підвищення солоності вод в лимані знизяться на 23 % у порівнянні з сучасним варіантом, а при поглибленні і цілорічній роботі каналу – на 50 % порівняно з сучасним варіантом та на 34 % – в порівнянні з варіантом роботи поглибленого каналу лише у квітні-липні.

30. Поглиблення з'єднувального каналу до відмітки дна мінус 2,0 м БС (з площею водного перерізу 56,7 м²) та забезпечення безперервної його роботи протягом року дозволить стабілізувати річний цикл коливань рівня води в лимані у середній за водністю рік та найбільш, з розглянутих варіантів, сприятиме загальному зниженню темпів підвищення солоності води. Час, за який з лиману в море витече кількість води, яка дорівнює об'єму

вод лиману, складе 5 років. У разі перекриття каналу у липні-вересні цей термін зросте до 6 років. Однак слід враховувати, що водообмін через канал йде в основному між морем і південною частиною лиману.

31. Гідродинамічне моделювання з використанням даних натурних спостережень 2012 р. при відмітці дна каналу мінус 2,11 м БС з площею водного перерізу 46,0 м² (при рівні води -0,11 м БС) підтвердило висновок, що найбільш ефективним щодо зменшення темпів зростання солоності в лимані є варіант безперервної роботи каналу протягом року. При реалізації цього варіанту за умов 2012 р., у порівнянні з результатами моделювання для умов типового року найближчого кліматичного періоду, дещо знижуються об'єми води, що виходять з Тилігульського лиману, через несприятливі для різноспрямованого водообміну особливості сезонної мінливості рівня моря у цьому році та відсутність припливу до лиману прісних вод з водозбірною басейну у осінньо-зимові місяці. Час, за який з лиману в море витече кількість води, яка дорівнює об'єму вод лиману, складе 7 років.

32. У разі нагальної необхідності для забезпечення рибогосподарчих потреб прийнятним можна вважати і варіант з перекриттям каналу протягом липня-вересня в рибогосподарчих цілях, хоча він і дає декілька гірший результат, ніж попередній, щодо зменшення темпів зростання солоності в лимані, оскільки в період перекриття каналу осолоненні лиманні води не виводяться в море.

33. При використанні лиману у рибогосподарчих цілях принципово важливим є збереження тенденції підвищення температури води уздовж з'єднувального каналу у напрямі з моря в лиман – навесні та зворотна тенденція – восени, для забезпечення заходу риби з моря в лиман – навесні і виходу її в море – восени.

34. Результати розрахунків за умов 2012 р. свідчать, що при відмітці дна каналу мінус 2,11 м БС з площею його водного перерізу 46,0 м² забезпечуються рибогосподарські вимоги щодо збереження тенденції підвищення температури води в боку моря в лиман – навесні і навпаки – восени, для забезпечення заходу риби з моря в лиман – навесні і виходу її в море – восени.

РЕКОМЕНДАЦІЇ

Внаслідок кліматичних змін і антропогенної діяльності на водозборі за останні десятиріччя сформувався дефіцит прісного водного балансу Тилігульського лиману, якій оцінюється в 24-34 млн.м³/рік у залежності від рівня води в лимані. При збереженні сучасного рівня водогосподарської діяльності протягом 2001-2040 рр. надходження прісних вод від водотоків до Тилігульського лиману зменшиться за рахунок сумарного впливу кліматичних змін та водогосподарської діяльності на 75 % у порівнянні з періодом до початку 90-х років ХХ сторіччя. Тобто дефіцит річного прісного балансу лиману у подальшому буде зростати, відбудеться безповоротна руйнація водних ресурсів річок Тилігульського лиману. Тому поповнення лиману морською водою через штучний з'єднувальний канал «лиман-море» є необхідною умовою стабілізації його водного і гідроекологічного режимів.

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 морфометричних 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 рекомендується:

1. Поглибити з'єднувальний канал до відмітки його дна як мінімум -2,11 м БС із забезпеченням площі його водного перерізу 46,0-56,7 м² (при рівні води -0,11 м БС). При таких морфологічних характеристиках каналу наповнення лиману до рівня моря після відкриття каналу відбуватиметься протягом двох декад. Після цього водообмін лиману з морем стає різноспрямованим внаслідок впливу ініційованих вітром згінно-нагінних коливань рівня води в лимані і морі, що сприятиме частковому виведенню з лиману накопичених запасів солей і сполук біогенних елементів.
2. Забезпечити безперервне функціонування каналу протягом всього року, що дозволить стабілізувати річний цикл коливань рівня води в лимані, забезпечити максимально можливі об'єми витоку води з лиману до моря (разом з біогенними речовинами та солями, які містяться в ній), сприятиме загальному зниженню темпів підвищення солоності води в лимані, зменшить прогрів вод мілководних ділянок акваторії лиману,

зокрема, його північної частини, а також вірогідність появу льодового покрову взимку (включно з каналом).

3. У разі нагальної необхідності для забезпечення рибогосподарчих потреб прийнятним можна вважати і варіант з перекриттям каналу протягом липня-вересня в рибогосподарчих цілях. Однак у цьому разі гідроекологічна ефективність функціонування реконструйованого каналу буде нижча, оскільки в період перекриття каналу лиманні води не виводяться в море.
4. Поглиблення з'єднувального каналу та забезпечення безперервної його роботи протягом року не вирішить повністю проблему засолення лиману, але знизить темпи підвищення солоності води. Тому залишається актуальною проблема відновлення природних водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману шляхом розчистки русел, нормування кількості та оптимізації розміщення і функціонування штучних водойм, упорядкування структури землекористування, захисту водоохоронних зон та прибережних смуг.
5. Поглиблення каналу викличе підвищення рівня води в лимані до відмітки рівня води в море у період функціонування каналу, що може викликати затоплення традиційних місць гніздування птахів, тому, по-перше, необхідно узгодити очікувані значення рівня води в лимані з представниками Регіональних ландшафтних парків «Тилігульський лиман» (Одеської та Миколаївської областей), по-друге, необхідно відокремити солоні озера по обидві сторони з'єднувального каналу греблями та гідротехнічними спорудами для регулювання їх обводнення протягом року.

Реалізація вказаних рекомендацій дозволить стабілізувати та поліпшити гідрологічний та гідроекологічний режим Тилігульського лиману, сприятиме збереженню його природних ресурсів.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. *Северо-западная часть Черного моря: биология и экология: монография* / Отв.редакторы Ю.П.Зайцев, Б.Г. Александров, Г.Г. Миничева; Одесский филиал ин-та биологии южных морей НАН Украины.- Киев: Наукова думка, 2006.- С.422-427.
2. *Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману: монографія* / [Тучковенко Ю. С., Лобода Н. С., Гриб О. М. та ін.]; за ред. Ю. С. Тучковенко, Н. С. Лободи. – Одеса: ТЕС, 2014. – 277 С.
3. *Звіт про науково-дослідну роботу «Комплексне управління водними ресурсами Тилігульського лиману та його гідроекологічним станом в умовах антропогенного впливу і кліматичних змін» (заключний), ДР № 0113U000696.* – Одеса, ОДЕКУ. – 2014.- 376 с.
4. *Вихованец В.Г.* Естественные и искусственные ландшафты Тилигульской пересыпи и природопользование в их пределах // Причерноморський екологічний бюлетень. – Одеса: ОЦНТЕІ. – № 2(12). – 2004.- С. 32 – 39.
5. *Швебс Г.И., Ігошин М.І.* Каталог річок і водойм України: навчально-довідковий посібник / Під ред. Є.Д. Гопченка. – Одеса: Астропринт, 2003. – 390 с.
6. *Паспорт реки Тилигул.* – Одеса: УкрЮжГИПроводХоз, 1994. – 148 с.
7. *Природа Одесской области.* Ресурсы, их рациональное использование и охрана / Под. ред. Г.И. Швебса. – Киев-Одеса: Вища шк. – 1979. – 144 с.
8. *Тюрєміна В.Г., Бруяко А.В. Шавловська Н.П.* Основні гідроекологічні закономірності формування прісних підземних вод на північному схилі Причерноморського артезіанського басейну. Господарське значення підземних вод та перспективи його розширення // Причерноморський екологічний бюлетень. - №4(42).- Одеса – 2011. – С.183-192.
9. *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.
10. *Карты 1:100000.* Генеральный штаб. СССР. УССР. Одесская область. – М.: ГУГК при СМ СССР, 1987. – Листы: L-36-38 (Петровка), L-36-39 (Березанка), L-36-51 (Сычавка).
11. *Карта 1:100000.* Генеральный штаб. УССР. Одесская и Николаевская области. – 1964. – Лист L-36-26 (Березовка).
12. *Карты 1:50000.* Генеральный штаб. СССР. УССР. Одесская область. – М.: ГУГК при СМ СССР, 1987. – Листы: L-36-38-Б (Петровка), L-36-39-А (Краснополье), L-36-39-В (Анатольевка), L-36-51-А (Сычавка).
13. *Супутникові знімки та карти поверхні Землі [Електронний ресурс].* – Режим доступу: <http://maps.google.com>.

14. Сайт програми Google Earth [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.google.com/intl/uk/earth/index.html>.
15. Оцінка та розрахунок гідравліко-морфометричних характеристик водообміну в системі «Тілігульський лиман ↔ Чорне море» для розробки рекомендацій по збереженню природних ресурсів лиману: Звіт з НДР. Од. держ. еколог. ун-т. – Одеса, 2010. – 178 с.
16. *Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья*: Монография / Под ред. Ю.С.Тучковенко, Є.Д. Гопченко. - Одесса: ТЭС, 2011. – 224 с.
17. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Западная Украина и Молдавия.* – Т. 6. – Вып. 1. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 714 с.
18. *Розенгурт М.Ш.* Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. – К.: Наук. думка, 1974. – 225 с.
19. *Тимченко В.М.* Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо-Западного Причерноморья. – К.: Наук. думка, 1990. – 240 с.
20. *Тимченко В.М.* Экологическая гидрология водоёмов Украины: Монография. – К.: Наук. думка, 2006. – 384 с.
21. *Адобовский В.В., Большаков В.Н.* Влияние климатических факторов на водообмен Тилигульского лимана с морем // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. науч. тр. – Вып. 12 / Редкол. Иванов В.А. – Севастополь, 2005. – С. 70-75.
22. *Черноморское побережье от Южного до Очакова (Тилигульский и Березанский лиманы)*: Атлас (масштаб 1:50000). – К.: Киевская военно-картографическая фабрика, 2004. – 12 с.
23. *Національний атлас України.* – К.: ДНВП «Картографія», 2007. – 440 с.
24. *Шуберт Ф.Ф., Тучков П.А.* Военно-топографическая карта Российской Империи. – Ряд XXX. – Лист 9 (Херсонская губерния). – 1869 год [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.etomesto.ru/map/online/shubert/30/map/30-9-1.png>.
25. *Deutsche Heereskarte.* Maßstab 1:50000. L-36-39-A Taschino. – 1943 [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.wwii-photos-maps.com/prewarmaps136-1-50000/L-36-36-A%20%20-%20%20L-36-41-D/slides/l-36-39-A.html>.
26. *Карта* новоприобретенной области от Порты Оттоманской и присоединенной к Екатеринославскому наместничеству за 1791-1792 годы. [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://kaiser-w.livejournal.com>.
27. *Гидрографическая карта северных берегов Черного моря, означающая ныне состоящую границу между устьями рек Днепра и Днестра, на коей показана глубина, отмели и фарватер; в пользу судоходства по Днепру, Бугу, Днестру и вдоль по берегам моря, с показанием способа как иметь*

- комунікацію по Чорному морю с городами и портами: Херсоном, Николаевым, Очаковым, Одессою и Овидиополем. Снята и промерена Черноморского гребного флота и инженерного корпуса офицерами, находящимися при строении крепостей южной границы по повелению Вице-адмирала и Кавалера де Рибаса. – 1793-1796 (приблизительно) [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://leb.nlr.ru/edoc/262181>.
28. *Черноморское побережье*: Атлас (масштаб 1:50000). – К.: Киевская военно-картографическая фабрика, 2008. – 72 с.
29. *Космічний знімок території пересипу між Тилігульським лиманом і Чорним морем за 1995 рік* [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://maps.vlasenko.net/?lon=31.20&lat=46.64>.
30. *Фотознімок пересипу Тилігульського лиману* [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://www.photographers.com.ua/thumbnails/pictures/14434/800xpano-tiligul-img_0917.jpg.
31. *Воскресенский К.П.* Норма и изменчивость годового стока рек СССР. - Л.: Гидрометеиздат, 1967. - 546 с.
32. *Гопченко Е.Д., Гушля А.В.* Гидрология с основами мелиорации. - Л.: Гидрометеиздат, 1988.- 303 с.
33. *Будыко М.И.* Тепловой баланс земной поверхности. - Л.: Гидрометеиздат, 1956. - 255 с.
34. *Ресурсы поверхностных вод СССР.* - Л.: Гидрометеиздат, 1966. – т.6, вып.1: Украина и Молдавия. – 884 с.
35. *Фоменко А.Я., Кулачинская Л.Н.* Средний многолетний водный баланс Украинской ССР и Молдавской ССР // Труды Украинского регионального научно-исследовательского института.– М.: Гидрометеиздат, 1986. – Вып.215. – С.38-47.
36. *Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України* (під ред. Степаненко С.М., Польового А.М.). – Одеса.: Екологія. – 2011. – 605с.
37. *Вишневський В.І.* Вплив кліматичних змін і господарської діяльності на термічний та льодовий режим річок / В.І. Вишневський // Наук. Праці УкрНДГМІ. – 2002. – Вип.250. – С.190-202.
38. *Шерешевський А.І., Синицька Л.К.* Оцінка змін випаровування з водної поверхні території України // Наук. Праці Укр НДГМІ. -2000. – Вип.248. – С.67-76.
39. *Гопченко Є.Д.* Науково-методична база для визначення тривалості силового припливу під час дощових паводків і весняних водопіль / Є.Д. Гопченко, В.А. Овчарук, М.Є.Романчук, А.В.Траскова (Встановлення чисельним шляхом тривалості припливу води зі схилів в періоди формування екстремально високих дощових паводків і весняних водопіль) // Український гідрометеорологічний журнал.- 2014. - №14. – с. 205-212.
40. *Шакірманова Ж.Р.* Визначення основних факторів весняного водопілля річок лівобережжя Дніпра при довгострокових прогнозах його

- характеристик. // Український гідрометеорологічний журнал.- 2013. - №16. – с. 99-109.
41. *Хільчевський В.К., Ромась І.М., Ромась М.А., В.В. Гребінь, Шевчук І.О., Чунар'єв О.В.* Гідролого-гідрохімічна характеристика мінімального стоку річок басейну Дніпра. – К.: Ніка-Центр, 2007. – 184 с.
42. *Струтинська В.М., Гребінь В.В.* Термічний та льодовий режими річок басейну Дніпра з другої половини ХХ століття. – К.: Ніка-Центр, 2010. - 196 с.
43. *Гребінь В.В.* Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). – К.: Ніка-центр, 2010. - 316 с.
44. *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.
45. *Куза А.М., Лобода Н.С., Селезньова Л.В.* Зміни термічного та льодового режиму, пересихання та перемерзання р.Тилігул у сучасних умовах // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції “Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення”, 12-14 вересня 2012р., Україна, м. Одеса. – Одеса: ТЕС, 2012. – С.78-80.
46. *Клімат України* / За редакцією В.М. Липинського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченка. – К.: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
47. *Dracup J.A., Lee K.S., Paulson E.G.* On the statistical characteristics of drought events // *Water Resources Research*. – 1980. – Vol. 16, Iss. 2. – P. 289–296.
48. *Разиш Т., Сагафьян Б., Шокухи А.* Мониторинг засухи с использованием показателя SPI в провинции Ядз, Иран // Публикации Тренингового центра МКВК. – Ташкент, в.12. 2005. – С. 27-37.
49. *Лобода Н.С.* Шляхи визначення можливої гідрологічної посухи за метеорологічними даними в умовах змін клімату для річок північно-західного Причорномор'я / Н.С. Лобода, Ю.В. Божок // *Геополітика та екогеодинаміка регіонів*. – 2014. – Т.10. – Вип.1 – С. 281-289
50. *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.
51. *Лобода Н.С.* Влияние засушливости климата на минимальный сток рек (на примере реки Тилигул) / Н.С. Лобода, Ю.В. Божок // *Сборник трудов Северо-Кавказского института по проектированию водохозяйственного и мелиоративного строительства*. – Пятигорск: ОАО «Севкавгипроводхоз», 2014. – Вип. 20. – С. 163-172.
52. *Лобода Н.С., Тучковенко Ю.В., Божок Ю.В.* Зміни чинників формування водно-сольового балансу Тилігульського лиману у останні десятиріччя // 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.16-18.
53. *Лобода Н.С.* Вплив змін клімату на живлення лиманів північно-західного Причорномор'я прісними водами за сценаріями глобального потепління / Н.С. Лобода, З.Ф. Сербова, А.М. Куза, Ю.В. Божок // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції «Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення». – Одеса:ТЕС, 2012. – С. 24-27.
54. *Справочник по водным ресурсам* / Под ред. Б.И. Стрельца. – К.: Урожай, 1987. – 304 с.
55. *Лобода Н.С., Божок Ю.В., Куза А.М.* Зміни кліматичних чинників та характеристик стоку р.Тилігул під впливом глобального потепління// Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2014. – Вип.17.– С. 124-133.
56. *Чеботарев А.И.* Гидрологический словарь. –Л:Гидрометеиздат, 1978. – 308 с.
57. *Загальна гідрологія: Підручник/Хільчевський В.К., Ободовський О.Г., Гребінь В.В. та ін.*– К.:Вид.-полігр. центр “Київський університет”, 2008. – 399с.
58. *Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик.* - Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447с.
59. *Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А.* Гідрологічні розрахунки:підручник. – Одеса: ТЕС, 2014. -484с.
60. *Loboda N.S.* The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence // *Climate and Water.* – 1998. – Vol. 1. –P. 1486-1494.
61. *Режимы влагообеспеченности и условия гидромелиораций степного края* / Под. ред. В.С. Мезенцева. - М.: Колос,1974. - 240с.
62. *Гопченко Є.Д., Лобода Н.С.* Оцінювання природних водних ресурсів України за методом водно-теплогового балансу // *Наук. Праці УкрНДГМІ.* – 2001. – Вип.249. – С.106-120.
63. *Мезенцев В.С., Карнацевич И.В.* Увлажненность Западно-Сибирской равнины - Л.: Гидрометеиздат,1969. – 75 С.
64. *Лобода Н.С.* Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
65. *Бефани А.Н.* Пути генетического определения нормы стока / А.Н. Бефани // *Научный ежегодник ОГУ.* – 1957. - 125 с.
66. *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.

67. *Лобода Н.С.* Нормирование характеристик естественного годового стока рек Украины / Н.С. Лобода, Е.Д. Гопченко // Мат. Всерос. Гидролог. Съезда. – 2006. – Ч. 2. – С. 134-137.
68. *Лобода Н.С.* Нормування характеристик природного річного стоку України / Н.С. Лобода, Е.Д. Гопченко // Наукові праці УкрНДГМІ. – 2003. – Вип.252. – С. 5-10.
69. *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.
70. *Лобода Н.С.* Оцінка припливу прісних вод до Куяльницького лиману / Н.С. Лобода, О.М. Гриб, А.М. Сіренко // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - 2011. -Т.1(22). – С. 51-59.
71. *Лобода Н.С.* Оцінка природних водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману за метеорологічними даними / Н.С. Лобода, Ю.В. Божок // Український гідрометеорологічний журнал. – 2014. – Вип. 14. – С. 144-154.
72. *Лобода Н.С.* Системный подход и функции отклика гидрологической системы на антропогенные воздействия при математическом моделировании бытового стока // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2004. – Вип. 48. - С. 416 – 424.
73. *Лобода Н.С.* Формализм функций памяти и мультифрактальный подход в задачах моделирования годового стока рек и его изменения под влиянием факторов антропогенной деятельности // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2002. – Вип. 45. - С. 140 -146.
74. *Лобода Н.С., Гопченко Є.Д.* Стохастичні моделі у гідрологічних розрахунках. - Навчальний посібник.– Одеса: Екологія, 2006. – 200 с.
75. *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.
76. *Болгов М.В.* Марковские процессы в гидрологии / М.В. Болгов, И.О. Сарманов, О.В. Сарманов. –Москва: Институт водных проблем РАН, 2009. - 210 с.
77. *Раткович Д.Я.* Стохастические модели колебаний составляющих водного баланса речного бассейна / Д.Я. Раткович, М.В. Болгов. - М.: РАН ИВП, 1997. - 262 с.
78. *ДБН України.* Визначення розрахункових гідрологічних характеристик. ДБН В.2.4. – Київ, 2014. – 137 с.
79. *Определение гидрологических характеристик для условий республики*

- Молдова. СР D.01.05-2012. – 180с.
80. *Лобода Н.С.* Проблемы гидрологических расчетов в условиях антропогенного воздействия и модель "климат -сток" // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2007. –
81. *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.
82. *Посушливість клімату та наслідки її впливу на гідрологічний стан водних об'єктів України: Звіт з НДР (науковий керівник: Лобода Н.С.).* Од. держ. екол. ун-т. – Одеса, 2014. – 113 с.
83. *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.
84. *IPCC (2007) Climate Change 2007: The Physical Science Basis - Summary for Policymakers. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* – Cambridge University Press, 2007. – 996 p.
85. *Васильченко В.В., Рапцун М.В., Трофімова І.В., Шерешевський А.І.* Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату. – Київ, 1998.– 210 с.
86. *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.
87. *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.
88. *IPCC (2000) Nebojsa Nakicenovic and Rob Swart (Eds.) Special Report In Emissions Scenarios (SRES).* - University Press, UK, 2000. – 570 p.
89. *Roeckner E.* The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate / E. Roeckner, K. Arpe, L. Bengtsson, M. Cristoph, M. Claussen, L. Dumenil, M. Esch, U. Schlese, U. Schulzweida. // Max-Planck-Institute fur Meteorologie, Report. – 1996. – No.218.
90. *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.
91. *Снижко С.* Оценка изменения водного стока рек Украины на основе водно-балансовых моделей / С. Снизко, И. Куприков, О. Шевченко // Фізична географія та геоморфологія. – 2012. – Вип.2 (66). – С. 157-161.
 92. *Сніжко С.* Зміна клімату і ресурси місцевого стоку в Україні у ХХІ столітті/ С. Сніжко, М. Яцюк, І. Куприков, О. Шевченко, В. Струтинська // Україна: географія цілей та можливостей. Зб. наук.праць. – Н.:ФОП «Лисенко М.М.», 2012. -Т.1 – С.77-80.
 93. *Родда Дж.* Грани гидрологии: Монография / Дж. Родда. – Л.:Гидрометеиздат,1987. – Т.2. – 534 с.
 94. *Божок Ю.В.* Річний та меженний стік річок Північно-Західного Причорномор'я в умовах змін клімату: Дис...канд.Геогр.наук. 11.00.07. – Одеса. 2015. -300с.
 95. *Мезенцев В.С.* Увлажненность Западно-Сибирской равнины / В.С. Мезенцев, И.В. Карнацевич. - Л.: Гидрометеиздат, 1969. - 75с.
 96. *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.
 97. *Заклучний 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.
 98. *Лобода Н.С., Божок Ю.В.* Визначення внутрішньорічного розподілу при розрахунках стоку за метеорологічними даними сценаріїв глобального потепління (басейн Тилигульського лиману, сценарій М10) на базі моделі «клімат-стік»// Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. “Лимани Північно-Західного Причорномор'я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення” – Одеса: ТЕС, 2014. – С.31-33.
 99. *Лиманы Северного Причерноморья:* Монография / В.С. Полищук и др.; ред. О.Г. Миронов; Ин-т гидробиологии АН УССР. – Киев: Наукова думка, 1990. – 204 с.
 100. *Тучковенко Ю.С., Иванов В.А., Тучковенко О.А.* Моделирование водообмена Тилигульского лимана с Черным морем // Морской гидрофизический журнал. – Севастополь: Морск.гидрофиз.ин-т.- 2012. – № 5.- С. 42- 58.

101. Тучковенко Ю.С., Кушнир Д.В. Моделирование ветровой циркуляции вод в Тилигульском лимане // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Одеса: ТЕС, ОДЕКУ.- 2013.- № 16. – С. 149 - 158.
102. 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
103. Тучковенко Ю.С., Кушнир Д.В. Результаты адаптации модели DELFT3D-FLOW к условиям Тилигульского лимана // Вісник Одеського державного екологічного університету, №18, 2014- С.164-174.
104. *Deltares, 2014. Delft3D-FLOW*, вихідний код [Електронний ресурс] // Співтовариство користувачів відкритого програмного забезпечення Delft3D. URL: <http://oss.deltares.nl/web/delft3d/source-code> (дата розміщення 25.04.2014).
105. *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.
106. *Гидрометеорологические условия морей Украины.* Том 2: Черное море / Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н. и др. – Севастополь: МО УкрНИГМИ, 2012. – 421 с.
107. *Гидрохимический бюллетень /* Материалы наблюдений за загрязнённостью поверхностных вод на территории Украинской ССР / ЯНВАРЬ-МАРТ 1980 год. – Киев: Украинская гидрометеорологическая обсерватория, 1980. – С. 60-61.
108. *Гидрохимический бюллетень /* Материалы наблюдений за загрязнённостью поверхностных вод на территории Украинской ССР / АПРЕЛЬ-ИЮНЬ 1980 год. – Киев: Украинская гидрометеорологическая обсерватория, 1980. – С. 68-69.
109. *Гидрохимический бюллетень /* Материалы наблюдений за загрязнённостью поверхностных вод на территории Украинской ССР / ИЮЛЬ-СЕНТЯБРЬ 1980 год. – Киев: Украинская гидрометеорологическая обсерватория, 1980. – С. 58-59.
110. *Гидрохимический бюллетень /* Материалы наблюдений за загрязнённостью поверхностных вод на территории Украинской ССР / ОКТЯБРЬ-ДЕКАБРЬ 1980 год. – Киев: Украинская гидрометеорологическая обсерватория, 1981. – С. 60-61.
111. *Гидрохимический бюллетень /* Материалы наблюдений за загрязнённостью поверхностных вод на территории Украинской ССР / АПРЕЛЬ-ИЮНЬ 1981 год. – Киев: Украинская гидрометеорологическая обсерватория, 1981. – С. 62-63.
112. *Гидрохимический бюллетень /* Материалы наблюдений за загрязнённостью поверхностных вод на территории Украинской ССР /

- ИЮЛЬ-СЕНТЯБРЬ 1982 г. – Киев: Киевский центр по изучению и контролю загрязнения природной среды, 1982. – С. 104-105.
113. *Гидрохимический* бюллетень / Материалы наблюдений за загрязнённостью поверхностных вод на территории Украинской ССР / ЯНВАРЬ-МАРТ 1983 г. – Киев: Киевский центр по изучению и контролю загрязнения природной среды, 1983. – С. 114-115.
114. *Гидрохимический* бюллетень / Материалы наблюдений за загрязнённостью поверхностных вод на территории Украинской ССР / АПРЕЛЬ-ИЮНЬ 1983 г. – Киев: Киевский центр по изучению и контролю загрязнения природной среды, 1983. – С. 112-113.
115. *Гидрохимический* бюллетень / Материалы наблюдений за качеством вод на территории Украинской ССР за III квартал 1983 года. – Киев: Киевский центр по изучению и контролю загрязнения природной среды, 1983. – С. 99.
116. *Государственный* водный кадастр. Раздел 1. Поверхностные воды. Серия 2. Ежегодные данные. Ежегодные данные о качестве поверхностных вод суши. 1984-1986 гг. Часть 1. Реки и каналы. Часть 2. Озёра и водохранилища. Том II. Украинская ССР. Выпуск 1. Бассейны Западного Буга, Дуная, Днестра, Южного Буга. – Киев: Украинское республиканское управление по гидрометеорологии и контролю природной среды, 1985-1987.
117. *Государственный* водный кадастр. Раздел 1. Поверхностные воды. Серия 2. Ежегодные данные. Ежегодные данные о качестве поверхностных вод суши. 1987-1990 гг. Часть 1. Реки и каналы. Часть 2. Озёра и водохранилища. Том II. Украинская ССР. Выпуск 1. Бассейны Западного Буга, Дуная, Днестра, Южного Буга. – Киев: Украинское республиканское управление по гидрометеорологии, 1988-1991.
118. *Государственный* водный кадастр. Раздел 1. Поверхностные воды. Серия 2. Ежегодные данные. Ежегодные данные о качестве поверхностных вод суши. 1991-1993 гг. Часть 1. Реки и каналы. Часть 2. Озёра и водохранилища. Украина. Выпуск 1. Бассейны Западного Буга, Дуная, Днестра, Южного Буга. – Киев: Республиканский центр наблюдений за состоянием природной среды, 1992-1994.
119. *Государственный* водный кадастр. Раздел 1. Поверхностные воды. Серия 2. Ежегодные данные. Ежегодные данные о качестве поверхностных вод суши. 1994 г. Часть 1. Реки. Часть 2. Озёра и водохранилища. Украина. Выпуск 1. Бассейны Западного Буга, Дуная, Днестра, Южного Буга. – Киев: Республиканский центр наблюдений за состоянием природной среды, 1995.
120. *Государственный* водный кадастр. Раздел 1. Поверхностные воды. Серия 2. Ежегодные данные. Ежегодные данные о качестве поверхностных вод суши. 1995-2007 гг. Часть 1. Реки. Часть 2. Озёра и

- водохранилища. Україна. Випуск 1. Басейни Західного Буга, Дуная, Дністра, Южного Буга. – Київ: Центральна геофізическа обсерваторія, 1996-2008.
121. *Государственный* водний кадастр. Ежегодные данные о качестве поверхностных вод суши. 2008 г. Часть 1. Реки. Часть 2. Озёра, водохранилища, лиман. Україна. Випуск 1. Басейни Західного Буга, Дуная, Дністра, Южного Буга. – Київ: Центральна геофізическа обсерваторія, 2009. – С. 235-237.
122. *Державний* водний кадастр. Щорічні дані про якість поверхневих вод суши. 2009-2011 рр. Частина 1. Річки. Частина 2. Озера, водосховища, лиман. Україна. Випуск 1. Басейни Західного Бугу, Дунаю, Дністра, Південного Бугу. – Київ: Центральна геофізическа обсерваторія, 2010-2012.
123. *Щоквартальні* звіти по гідрохімічним спостереженням річки Тилигул (електронна форма) за період з 2000 по 2010 рр. – Одеса: ОГГМЕ, 2000-2010.
124. *Горев Л.Н., Пелешенко В.И., Курничный В.В.* Методика оптимизации природной среды обитания: Монографія. – К.: Либідь, 1992. – 528 с.
125. *Хільчевський В.К., Осадчий В.І., Курило С.М.* Основи гідрохімії: Підручник. – К.: Ніка-Центр, 2012. – 312 с.
126. *Ковтун О.А.* Фитобентос Тилигульского лимана (Чёрное море, Украина). Эколого-биологическая, морфологическая и таксонометрическая характеристика: Монографія. – LAP LAMBERT Academic Publishing, 2012. – 353 с.
127. *Алёкин О.А.* Основы гидрохимии: Учебное пособие. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 444 с.
128. *Никаноров А.М.* Гидрохимия: Учебник. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 352 с.
129. *Алёкин О.А., Семёнов А.Д., Скопинцев Б.А.* Руководство по химическому анализу вод суши. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 270 с.
130. *Набиванець Б.Й., Осадчий В.І., Осадча Н.М., Набиванець Ю.Б.* Аналітична хімія поверхневих вод: Монографія. – К.: Наук. думка, 2007. – 456 с.
131. *Архів погоди* в Одесі (01.01.2013-30.06.2015). Метеостанція № 33837 (WMO ID) [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://rp5.ua>.
132. *Гідрологічні та гідрохімічні* показники стану північно-західного шельфу Чорного моря: довідковий посібник / відповід. ред. І. Д. Лоева / І. Г. Орлова, М. Ю.Павленко, В. В. Український та ін. – К.: КНТ, 2008. – 616 с.
133. *Алекин О.А.* Химия океана: Учебное пособие / О.А. Алекин, Ю.И. Ляхин — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 343 с.

134. *Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями* / [А.В. Гриценко, О.Г. Васенко, Г.А. Верніченко та ін.]. — Х. : УкрНДЦЕП, 2012. — 37 с.
135. *Vollenveider R.A., Giovanardi F., Montanari G., Rinaldi A. Characterization of the trophic conditions of marine coastal waters with special reference to the NW Adriatic Sea: proposal for a trophic scale, turbiditi and generalized water quality index // Environmetrics. – 1998. – № 9. – P.329–357.*
136. *Таблиці метеорологічних даних (середньодобова температура повітря, добова сума атмосферних опадів, середньодобова пружність водяної пари, середньодобові напрямки і швидкість вітру) по метеостанціям «Южне», «Сербка» та «Одеса» за період з січня 1976 по грудень 2011 рр.* – К.: ЦГО, 2013.
137. *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.
138. *Архів погоди в Сербці (26.10.2005-10.12.2013).* Метеостанція № 33833 (WMO ID) [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://rp5.ru>.
139. *Данные суточного разрешения по температуре воздуха и осадкам* [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://cliware.meteo.ru>.
140. *Архів погоди в Одесі (01.02.2005-30.06.2015).* Метеостанція № 33837 (WMO ID) [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://rp5.ua>.
141. *Архів погоди в Одесі (аеропорт), METAR (26.09.2012-10.12.2013).* Аеропорт (ICAO) UKOO [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://rp5.ru>.
142. *Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши, 1936-2011 гг. – Ч. 1 и 2. – Том 2. – Вып. 1. – 1938-2012.*
143. *Ресурси поверхневих вод СРСР. Україна і Молдавія. Крим. – Т. 6. – Вып. 4. – Л.: Гидрометеоиздат, 1966. – 347 с.*
144. *Бобров С.Н. К вопросу об испарении морской воды в зависимости от её солёности // Труды института океан. – Т. XXXVII. – 1960. – 183 с.*
145. *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.*
146. *Гриб О.М. Оцінка випаровування з водної поверхні в районі Тилігульського лиману // Вісник Од. держ. еколог. ун-ту. – 2014. – № 17. – С. 173-184.*
147. *Каганер М.С., Дюкель Н.Г. Испарение с водной поверхности на территории Украины и Молдавии // Тр. УКРНИИГМИ. – 1966. – Вып. 64. – С. 155-180.*
148. *Иванов Н.Н. Ландшафтно-климатические зоны земного шара // Зап. Всесоюз. географ. общ-ва: нов. сер. – 1948. – Т. 1. – 223 с.*

149. *Константинов А.Р.* Испарение в природе. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 532 с.
150. *Карасёв И.Ф., Васильев А.В., Субботина Е.С.* Гидрометрия: Учебник. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 376 с.
151. *Іваненко О.Г.* Автоматизовані методи обчислення добового стоку в гідростворах річок: Навчальний посібник. – Одеса: ТЕС, 1998. – 60 с.
152. *Комплексне управління водними ресурсами Тилигульського лиману та його гідроекологічним станом в умовах антропогенного впливу і кліматичних змін: Звіт з НДР проміжний (наук. кер.: Ю.С. Тучковенко).* Од. держ. еколог. ун-т. – Одеса, 2013. – 279 с.
153. *Wörner V., Hesse C., Stefanova A., Krysanova V.* Evaluation of climate scenarios for the lagoons. – Potsdam: PIK, 2012. – 40 p.
154. *Сайт проекту ENSEMBLES [Електронний ресурс].* – Режим доступу: <http://www.ensembles-eu.org>.
155. *Тучковенко Ю.С., Адобовский В.В., Тучковенко О.А., Гриб О.Н.* Современный гидрологический режим и динамика вод Тилигульского лимана // *Український гідрометеорологічний журнал.* – Одеса: Екологія, ОДЕКУ. – 2011. – № 9. – С. 192-209.
156. *Тучковенко Ю.С., Лобода Н.С., Гриб О.Н.* Современные проблемы гидроэкологии Тилигульского лимана и пути их решения // *Современные проблемы водохранилищ и их водосборов (в 4 томах).* Тр. междунар. науч.-практ. конф. Т. I: Управление водными ресурсами речных водосборов (17-20 мая 2011 г., г. Пермь, Россия). / Пермь: Пресстайм. – 2011. – С. 167-172.
157. *Тучковенко Ю.С., Лобода Н.С., Гриб О.М.* Сучасний гідроекологічний стан і рекомендації по водному та екологічному менеджменту Тилигульського лиману // *Зб. ст. за матер. доп. на Всеукр. наук.-практ. конф. «Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення» (12-14 вересня 2012 р., м. Одеса).* – Одеса: ТЕС, 2012. – С. 66-71.
158. *UNESCO, 1981a.* Background papers and supporting data on the international equation of state 1980. Tech. Rep. 38, UNESCO. 1980, 324.
159. *Wu, Jin, 1994.* The sea surface is aerodynamically rough even under light winds. *Boundary layer Meteorology*, 69, 149-58.
160. *Nikuradse, J., 1933.* Laws of flow in rough pipes. Tech. Rep. Forschungsheft 361, Forschung auf dem Gebiete des Ingenieurwesens, VDI Verlag, Berlin, Germany. In German (Strömungsgesetze in röhrenrohren) English translation: *Laws of flow in rough pipes, NASA TM 1292, 1950. 203.*
161. *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.

162. *Окубо А., Озмидов Р.В.* Эмпирическая зависимость коэффициента горизонтальной диффузии в океане от масштаба явления // *ФАО*, 1970, т. VI, №5 С. 534-536.
163. *Gill, A.E.*, 1982. Atmosphere-Ocean dynamics, vol. 30 of International Geophysics Series. Academic Press. 243, 246, 247, 252, 254.
164. *Lane, A.*, 1989. The heat balance of the North Sea. Tech. Rep. 8, Proudman Oceanographic Laboratory. 243, 254.
165. *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/>.
166. *Мелкомасштабная структура гидрофизических полей верхнего слоя океана* / Под.ред. Ю.П. Доронина и В.Н. Степанова. – М.: Московское отделение Гидрометеоиздата, 1988. – 164 с.
167. *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.
168. *Комплексне управління водними ресурсами Тилігульського лиману та його гідроекологічним станом в умовах антропогенного впливу і кліматичних змін: Звіт з НДР заключний (наук. кер.: Ю.С. Тучковенко).* Од. держ. еколог. ун-т. – Одеса, 2014. – 375 с.
169. *Лобода Н.С., Тучковенко Ю.С., Хохлов В.М., Божок Ю.В., Отченаш Н.Д.* Вибір типових років в басейні Тилігульського лиману при розрахунках стоку за сценарієм М10 // *Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. «Лимани північно-західного Причорномор'я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення»* – Одеса: ОДЕКУ, 1-3 жовтня 2014 р. – С.28-30.
170. *Лонин С.А., Тучковенко Ю.С.* Имитация сгонно-нагонных колебаний уровня моря в портах северо-западной части Черного моря // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* – Севастополь: НАН Украины, МГИ.– 1999.–С. 58-66.