Д. В. КУШНІР, Ю. С. ТУЧКОВЕНКО

МІНЛИВІСТЬ ГІДРОЛОГІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИЧОРНОМОРСЬКИХ ЛИМАНІВ В УМОВАХ РЕГУЛЮВАННЯ ВОДООБМІНУ З МОРЕМ (НА ПРИКЛАДІ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ТА КУЯЛЬНИЦЬКОГО ЛИМАНІВ)

Монографія

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ

ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Д. В. КУШНІР, Ю. С. ТУЧКОВЕНКО

МІНЛИВІСТЬ ГІДРОЛОГІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИЧОРНОМОРСЬКИХ ЛИМАНІВ В УМОВАХ РЕГУЛЮВАННЯ ВОДООБМІНУ З МОРЕМ (НА ПРИКЛАДІ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ТА КУЯЛЬНИЦЬКОГО ЛИМАНІВ)

Монографія

Одеса
Одеський державний екологічний університет
2021

УДК 551.468.4
К96

Кушнір Д.В., Тучковенко Ю.С.

К96 Мінливість гідрологічних характеристик причорноморських лиманів в умовах регулювання водообміну з морем (на прикладі Тилігульського та Куяльницького лиманів). Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2021. 207 с.
ISBN 978-966-186-166-3

Монографія присвячена вирішенню актуальної наукової проблеми визначення доцільності та ефективності різних шляхів стабілізації гідрологічного режиму істотно ізольованих від моря («закритих») лиманів північно-західного Причорномор'я у XXI ст. (на прикладі Тилігульського та Куяльницького лиманів), з урахуванням регульованого водообміну з морем, водогосподарської діяльності та кліматичних змін.

Розроблений і апробований новий методичний підхід до застосування сучасної гідродинамічної моделі Delft3D-FLOW для наукового обґрунтування планів водного менеджменту «закритих» лиманів. Встановлені нові особливості формування внутрішньорічної мінливості характеристик гідрологічного режиму Тилігульського та Куяльницького лиманів у сучасних умовах. Визначені найбільш ефективні стратегії стабілізації гідрологічного режиму досліджуваних лиманів в кліматичних умовах XXI ст.

Kushnir D.V., Tuchkovenko Yu.S.

Variability of the hydrological characteristics of the lagoons of North-Western Black Sea region under conditions of regulated water exchange with the sea (as applied to the Tylihulskyi Lyman and the Kuyalnytskyi Lyman lagoons): monograph. Odesa: Odessa State Environmental University, 2021. 207 p.

This monography is devoted to the solution of the relevant scientific problem, which lies in determining the appropriateness and effectiveness of different techniques for stabilization of the hydrological regime of the substantially isolated from sea (closed) lagoons of northwestern Black Sea coast in the 21st century, taking into account the regulated water exchange with the sea through hydraulic structures, water management activity and climate change.

A new methodological approach to the usage of the modern numerical non-stationary 3-D hydro- and thermodynamic model Delft3D-FLOW for solving tasks, related to the development of the scientific justification of water management plans for closed lagoons was developed and tested. New features of the formation of intra-annual variability of characteristics of hydrological regime of the Tylihulskyi Lyman and the Kuyalnytskyi Lyman lagoons under present-day conditions were determined. The most effective strategies for stabilization of the hydrological regime in the consdered lagoons under climatic conditions of the 21st century were estimated.

УДК 551.468.4

Р е ц е н з е н т и :
д.геогр.н., с.н.с. Андріанова О.Р., к.геогр.н. Коморін В.М.

Рекомендовано до друку рішенням вченої ради Одеського державного екологічного університету Міністерства освіти і науки України (протокол №6 від 30.06.2021 р.)

ISBN 978-966-186-166-3

© Кушнір Д.В., Тучковенко Ю.С., 2021
© Одеський державний екологічний університет, 2021

ЗМІСТ

Вступ 5
Розділ 1 Географічні об'єкти та методи їх дослідження.....9
1.1 Загальна характеристика закритих лиманів північно-західного Причорномор'я.....9
1.2. Фізико-географічна та гідроекологічна характеристика Тилігульського лиману.....15
1.3 Фізико-географічна та гідроекологічна характеристика Куяльницького лиману.....19
Розділ 2 Чисельне математичне моделювання 24
2.1 Огляд чисельних математичних моделей, які застосовувались для моделювання гідрофізичних та гідродинамічних процесів в лиманах північно-західного Причорномор'я.....24
2.2. Опис математичної структури чисельної гідро-термодинамічної моделі Delft3D-FLOW, параметризацій процесів, що використовуються, вимог до завдання граничних умов на відкритих границях моделі.....26
2.2.1 Граничні умови, які застосовуються в моделі Delft3D-FLOW.....30
2.2.2 Особливості чисельної реалізації рівнянь моделі Delft3D-FLOW.....35
2.3 Вхідні дані для проведення гідротермодинамічного моделювання....37
2.3.1 Криволінійні розрахункові сітки для акваторій Куяльницького та Тилігульського лиманів.....37
2.3.2 Вхідні гідрометеорологічні дані.....41
Розділ 3 Особливості мінливості характеристик гідрологічного режиму Тилігульського лиману за результатами математичного моделювання.....44
3.1 Моделювання внутрішньорічної мінливості термогалинної структури вод лиману.....44
3.1.1 Верифікація та валідація моделі.....47
3.1.2 Обговорення результатів калібрування та верифікації моделі.....50
3.2 Типова вітрова циркуляція вод в лимані.....62
3.3 Вплив умов водообміну з морем на мінливість гідрологічних характеристик лиману.....75
3.4 Оцінка ефективності різних конструкцій морських захисних гідротехнічних споруд для мінімізації занесення сполучного каналу море-лиман.....85
3.5 Оцінки впливу очікуваних кліматичних змін у XXI ст. на гідрологічні умови в лимані.....97

3.5.1 Вихідні дані для завдання граничних та початкових умов при моделюванні.....97
3.5.2 Аналіз мінливості вихідних даних для гідротермодинамічного моделювання.....101
3.5.3 Аналіз результатів моделювання.....105
Розділ 4 Особливості мінливості характеристик гідрологічного режиму Куяльницького лиману за результатами математичного моделювання....122
4.1 Адаптація та верифікація гідротермодинамічної моделі.....122
4.2 Особливості вітрової циркуляції вод в лимані.....136
4.3 Внутрішньорічна мінливість гідрологічних характеристик Куяльницького лиману за різних умов поповнення його морською водою 144
4.4 Внутрішньорічна мінливість характеристик гідрологічного режиму лиману за різних обсягів стоку річки Великий Куяльник.....151
4.4.1 Сценарні розрахунки збільшення надходження стоку річки В. Куяльник в лиман за умов 2015 року.....153
4.4.2 Результати моделювання мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману для різних за водністю типових років сучасного кліматичного періоду.....157
Висновки…….....165
Список використаних джерел.....168
Додатки.....176
Додаток А Результати моделювання типової вітрової циркуляції вод у Тилігульському лимані.....177
Додаток Б Вихідні дані для дослідження впливу умов водообміну з морем на мінливість гідрологічних характеристик Тилігульського лиману.....179
Додаток В Вихідні дані для моделювання впливу очікуваних у XXI ст. кліматичних змін на гідрологічні умови в Тилігульському лимані.....181
Додаток Г Результати моделювання солоності вод Тилігульського лиману в середні за водністю типові роки виділених кліматичних періодів XXI ст. 193
Додаток Д Результати моделювання мінливості рівня води та течій в Куяльницькому лимані за вітрів різних напрямків і швидкості.....195
Додаток Е Результати моделювання розподілу солоності вод Куяльницького лиману та меж його водного дзеркала у 2015 р. за різних умов наповнення лиману морською водою.....200
Додаток Ж Результати моделювання мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману для різних за водністю типових років кліматичного періоду 1990-2030 рр. 203

ВСТУП

На ділянці українського узбережжя північно-західної частини Чорного моря розташовані 12 лиманів, які на даний час не мають постійного зв'язку з морем та відокремлені від нього піщано-черепашковими перешийками (пересипами) шириною від кількох сотень метрів до 4 км. Ці лимани, які умовно називаються «закритими» (в західній класифікації – «choked lagoons» [1]), епізодично з'єднуються з морем штучно створеними відкритими каналами або іншими водопровідними гідротехнічними спорудами.

В останні десятиріччя, починаючи з кінця 80-х років XX століття, на території України спостерігаються істотні зміни клімату та водних ресурсів. На узбережжі північно-західної частини Чорного моря ці зміни характеризуються зростанням посушливості клімату та відповідним зменшенням притоку прісних вод у прибережні лимани з їх водозбірних басейнів. В результаті зростання температури повітря, і, як наслідок, випаровування та зменшення надходження прісних вод з водозбору, в лиманах «закритого» типу формується значний дефіцит річного прісного балансу. За тривалою відсутністю зв'язку з морем в істотно ізольованих від моря лиманах виникає багаторічна тенденція до зменшення об'єму їх вод, обміління, та, як наслідок, відбувається зростання солоності та погіршення якості їх вод (зростання концентрації біогенних та забруднюючих речовин, погіршення кисневого режиму та ін.) для традиційних видів природокористування.

Для компенсації дефіциту прісного балансу «закритих» лиманів потрібно або їх регулярне поповнення морською водою через штучні канали, або збільшення прісного стоку в лимани шляхом нормування та регулювання водогосподарської діяльності на водозборах. Кожен з цих шляхів стабілізації гідрологічного та, як наслідок, гідроекологічного режиму лиманів в контексті кліматичних змін, які відбуваються, має свої переваги і недоліки [2]. Тому, зважаючи на гідро- та морфометричні особливості лиманів, конкретні заходи з реалізації цих шляхів потребують наукового обґрунтування для кожного з лиманів окремо.

На сьогодні, для численних «закритих» лиманів північно-західного Причорномор'я не визначені стратегії (плани) їх водного менеджменту, які враховують сукупну дію змін клімату та антропогенної діяльності. Зважаючи на це, визначення доцільності та ефективності різних

природоохоронних заходів, які складуть науково-обґрунтовану стратегію водного менеджменту для кожного з лиманів, із врахуванням їх особливостей, є актуальною задачею.

В останнє десятиріччя, через нерегульовану антропогенну діяльність на водозборах, негативні наслідки якої значно посилились кліматичними змінами, виникла реальна загроза повної або часткової втрати природних ресурсів Тилігульського та Куяльницького лиманів [3, 4]. Тому, саме на прикладі цих лиманів відпрацьовувались методики застосування чисельних гідродинамічних моделей для визначення доцільності та ефективності різних шляхів стабілізації їх гідрологічного режиму, розробки науково-обґрунтованих рекомендацій до планів їх водного менеджменту.

Мета роботи полягала у визначенні доцільності та ефективності різних шляхів стабілізації гідрологічного режиму істотно ізольованих від моря (закритих) лиманів північно-західного Причорномор'я у XXI сторіччі (на прикладі Тилігульського та Куяльницького лиманів), з урахуванням умов регульованого водообміну з морем через штучні гідротехнічні споруди, водогосподарської діяльності на водозборах та змін клімату.

Для досягнення мети були вирішені такі задачі:

1. Обґрунтувати доцільність та переваги використання сучасних тривимірних числових моделей для дослідження та аналізу гідрофізичних і гідродинамічних процесів, що протікають в досліджуваних лиманах, їх зв'язок з гідроекологічним станом лиманів.

2. Адаптувати гідротермодинамічну модель Delft3D-FLOW до умов Тилігульського та Куяльницького лиманів, виконати калібрування її параметрів та провести верифікацію.

3. На підставі результатів моделювання визначити особливості внутрішньорічної мінливості характеристик гідрологічного режиму досліджуваних лиманів у сучасних умовах.

4. Провести чисельні експерименти з моделлю для різних сценаріїв водного менеджменту досліджуваних лиманів, які враховують різні умови водообміну з морем через штучні гідротехнічні споруди, заходи з відновлення природного стоку річок, які живлять досліджувані лимани, з урахуванням змін клімату у XXI ст.

5. На підставі результатів сценарного моделювання визначити доцільність та ефективність різних шляхів стабілізації гідрологічного режиму і, як наслідок, гідроекологічного стану Тилігульського та Куяльницького лиманів у кліматичних умовах XXI ст.

6. Надати науково-обґрунтовані рекомендації до планів водного менеджменту Тилігульського та Куяльницького лиманів у сучасних умовах, з урахуванням змін клімату, які відбулись та очікуються у XXI ст.

Об'єктом дослідження є гідрологічний режим істотно ізольованих від моря лиманів північно-західного Причорномор'я з обмеженим регульованим водообміном з відкритим морем через штучні гідротехнічні споруди в умовах XXI століття, а предметом дослідження – внутрішньорічна мінливість характеристик гідрологічного режиму істотно ізольованих від моря лиманів північно- західного Причорномор'я, з урахуванням умов обмеженого регульованого водообміну з морем через штучні гідротехнічні споруди, водогосподарської діяльності на водозборах лиманів та змін клімату у XXI ст.

В роботі використані сучасні методи чисельного моделювання гідрологічних та гідрофізичних процесів в морських лиманах, стандартні методи статистичної обробки первинної інформації та візуалізації результатів моделювання.

Наукова новизна отриманих результатів полягає у визначенні та кількісному обґрунтуванні, на підставі результатів сценарного гідро-термодинамічного моделювання, основних складових стратегії стабілізації гідрологічного режиму закритих лиманів північно-західного Причорномор'я (на прикладі Тилігульського та Куяльницького лиманів) в умовах змін клімату.

В роботі розроблені та апробовані методичні підходи до застосування сучасної чисельної нестаціонарної 3-D гідродинамічної моделі останнього покоління для вирішення прикладних завдань, пов'язаних з науковим обґрунтуванням планів водного менеджменту «закритих» лиманів з урахуванням антропогенного навантаження і кліматичних змін;

При моделюванні гідрофізичних та гідродинамічних процесів в лиманах застосовані криволінійні, нерівномірні в горизонтальній площині розрахункові сітки, що дозволило на єдиній сітці проводити розрахунки для різних за масштабом ділянок розрахункової області, включно з вузьким з'єднувальним каналом, з урахуванням геоморфологічних особливостей лиманів (розподілу глибин, конфігурації берегової лінії та ін.).

На підставі результатів математичного моделювання виявлені нові особливості тривимірної вітрової циркуляції вод та формування термогалинної стратифікації в Куяльницькому та Тилігульському лиманах. Отримані кількісні оцінки змін внутрішньорічної просторово-часової

мінливості гідрологічних характеристик досліджуваних лиманів у XXI сторіччі за різних умов водообміну з морем та водогосподарської діяльності на їх водозборах, які склали основу рекомендацій до стратегії водного менеджменту лиманів. Із застосуванням басейнового принципу розроблені науково-обґрунтовані рекомендації до планів водного менеджменту Тилігульського та Куяльницького лиманів з метою стабілізації їх гідрологічного і, як наслідок, гідроекологічного режимів, в умовах кліматичних змін, що відбуваються.

Практичне значення отриманих результатів полягає в тому, що вони склали основу наукового обґрунтування природоохоронних заходів, спрямованих на стабілізацію гідрологічного режиму, і, як наслідок, гідроекологічного стану Тилігульського та Куяльницького лиманів. Їх реалізація сприятиме збереженню та відновленню природних ресурсів лиманів, які можуть бути використані для соціально-економічного розвитку прилеглих територій в сферах рекреації, екологічного туризму, охорони здоров'я, аквакультури та регламентованого рибальства.

Монографія складається з чотирьох розділів. Перший розділ містить загальний фізико-географічний та гідрологічний опис закритих (істотно ізольованих від моря) лиманів українського узбережжя північно-західної частини Чорного моря (ПнЗЧМ) та, зокрема, Тилігульського та Куяльницького лиманів. Визначені основні гідроекологічні проблеми цих лиманів, пов'язані з особливостями формування їх гідрологічного режиму.

В другому розділі наведено огляд чисельних математичних моделей, які застосовувались для моделювання гідрофізичних та гідродинамічних процесів в лиманах ПнЗЧМ, а також опис чисельної гідро- і термодинамічної моделі Delft3D-FLOW, яка застосовувалась у рамках дисертаційної роботи для визначення ефективності шляхів стабілізації гідрологічного режиму закритих лиманів, розробки науково-обґрунтованих рекомендацій до планів їх водного менеджменту.

В третьому розділі розглядаються результати моделювання просторово-часової мінливості рівня, температури, солоності води та просторового розподілу течій на акваторії Тилігульського лиману, отримані з використанням гідротермодинамічної моделі Delft3D-FLOW.

Четвертий розділ присвячений вирішенню задачі відтворення та прогнозування просторово-часової мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману (рівня, солоності, температури води) із використанням методів чисельного математичного моделювання.

РОЗДІЛ 1

ГЕОГРАФІЧНІ ОБ'ЄКТИ ТА МЕТОДИ ЇХ ДОСЛІДЖЕННЯ

1.1 Загальна характеристика закритих лиманів північно-західного Причорномор'я

На ділянці українського узбережжя північно-західної частини Чорного моря (ПнЗЧМ), в межиріччі Дунаю, Дністра і Дніпра розташовані 20 лиманів (рис. 1.1). Їх можна розділити на дві групи: 1) відкриті – лимани з вільним водообміном із відкритим морем; 2) умовно звані «закритими» (в західній класифікації: «choked lagoons» [1]) – лимани, які істотно ізольовані від моря та епізодично з'єднуються з ним через штучно створені з'єднувальні канали або інші водопровідні гідротехнічні споруди.

До першої групи лиманів відносяться Дністровський та Дніпровсько-Бузький, які представляють собою гирлові області відповідних великих річок, а також Сухий, Малий Аджалицький (Григорівський) лимани, які були штучно поглиблені та перетворені у великі морські порти. Лимани цієї групи вільно сполучаються з морем через протоки із штучно поглибленими судноплавними каналами. Гідрологічні умови в них визначаються взаємодією річкового стоку (для гирлових областей) та водообміном з морем внаслідок викликаних вітром денівеляцій рівня моря – як в самих лиманах, так і на прилеглій відкритій морській акваторії. До цієї ж групи можна віднести Березанський лиман, який з'єднаний з морем постійно функціонуючою природною протокою.

Інші 15 лиманів північно-західного Причорномор'я, які в теперішній час не мають постійного зв'язку з морем і відокремлені від нього піщано-черепашковими перешийками (пересипами) шириною від кількох сотень метрів до 4 км, відносяться до другої групи. Ці лимани, умовно звані «закритими», епізодично з'єднуються з морем штучно створеними відкритими каналами або іншими водопровідними гідротехнічними спорудами (трубопроводами). Раніше, в їх пересипах могли періодично утворюватися природні прірви. Однак, внаслідок антропогенного перетворення території більшості пересипів, цей процес в теперішній час практично припинився, за винятком поодиноких випадків.

За генезисом лимани другої групи поділяться на морські затоки

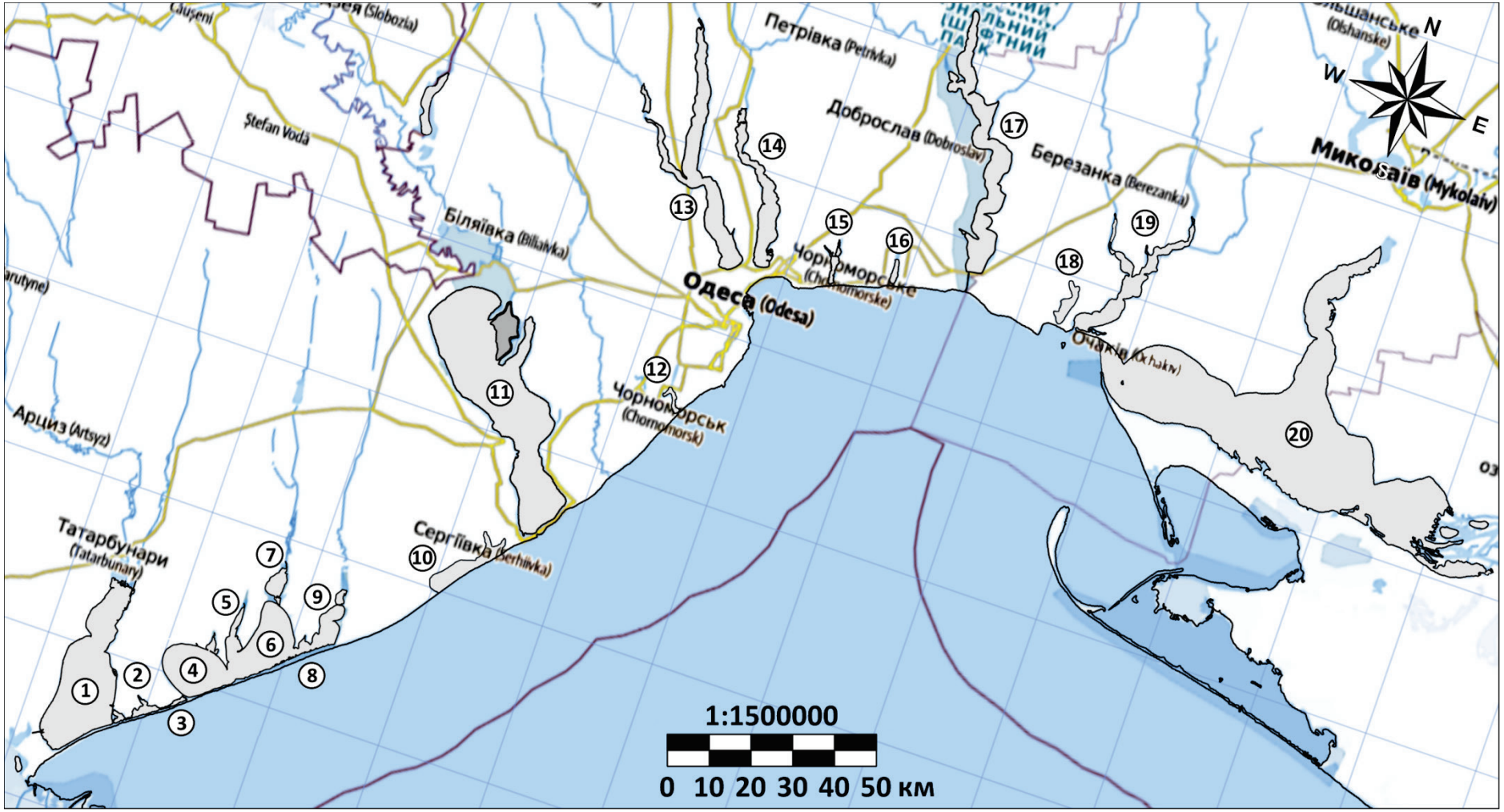

Рисунок 1.1 – Лимани ПнЗЧМ: 1 – Сасик; 2 – Джантшейський; 3 – Малий Сасик; 4 – Шагани; 5 – Карачаус; 6 – Алібей; 7 – Хаджидер; 8 – Курудіол; 9 – Бурнас; 10 – Будацький; 11 – Дністровський; 12 – Сухий; 13 – Хаджибейський; 14 – Куяльницький; 15 – Великий Аджалицький (Дофинівський); 16 – Малий Аджалицький (Григорівський); 17 – Тилігульський; 18 – Солонець-Тузли; 19 – Березанський; 20 – Дніпровсько-Бузький.

(лагуни), відокремлені від моря пересипами (наприклад, Будацький лиман, Тузловська група лиманів – Шагани, Алібей, Бурнас з їх відгалуженнями) та на затоплені морем гирлові області річок, які в даний час втратили природний зв'язок з морем і також відокремлені від нього пересипами різної ширини, в тілі яких споруджені штучні з'єднувальні гідротехнічні споруди, які функціонують епізодично (Хаджибейський, Куяльницький, Великий Аджалицький (Дофіновський), Тилігульський лимани).

Водний баланс та рівневий режим в таких лиманах визначаються різницею між інтенсивністю випаровування та кількістю атмосферних опадів, стоком малих і середніх річок, що живлять лиман, в роки різної водності, наявністю та інтенсивністю водообміну з морем. Оскільки в останні десятиліття стік більшості регіональних річок, які впадають в Причорноморські лимани, істотно зменшився внаслідок сукупної дії антропогенної діяльності та зміни клімату, то має місце порушення водного режиму закритих лиманів у бік зростання дефіциту води – обміління лиманів. Зменшення обсягу вод лиманів, викликане інтенсивним випаровуванням в літній період, призводить до погіршення якості їх вод – зростанню концентрації забруднюючих речовин, засоленню, перегріву вод на мілководді, інтенсифікації процесу евтрофікації, заростанню водоростями-макрофітами, порушенню життєдіяльності флори та фауни. Особливо яскраво цей процес проявляється в маловодні (в масштабах водозбору лиманів) роки. Погіршення якості вод лиманів та їх обміління призводять до зменшення рекреаційного та бальнеологічного ресурсів, наприклад, до забруднення та осушення лікувальних донних мулів. Значні коливання позначки рівня води та її солоності в лиманах, викликані припливом паводкових вод навесні і перевищенням випаровування над опадами і стоком річок влітку, викликають нестабільність динаміки функціонування водної екосистеми, її екологічного стану, продуктивності, умов для рибництва [2, 3].

Короткочасні (до декількох діб) денівеляції рівня води в закритих лиманах викликані відгінно-нагінними явищами та сейшами. Амплітуда відгінно-нагінних коливань рівня води дорівнює, а іноді й перевищує амплітуду внутрішньорічних сезонних коливань рівня в лиманах. Ці коливання впливають на інтенсивність водообміну лиманів з морем через відкриті з'єднувальні канали, опосередковано впливають на умови функціонування біоти, оскільки визначають водообмін на мілководді,

а отже – на умови функціонування фіто- і зооценозів в мілководних зонах [4, 5].

На тлі слабкого зовнішнього водообміну закритих лиманів північно-західного Причорномор'я, суттєве значення в формуванні якісного складу їх вод і розвитку біологічних процесів має внутрішня водоймова динаміка. Вона визначає процеси перенесення речовин, інтенсивності їх кругообігу в екосистемі, обумовлює швидкість процесів забруднення і самоочищення водойм, багато в чому забезпечує умови функціонування гідробіоценозів [4-6].

Вся сукупність гідродинамічних процесів, що відбувається в водоймах, поділяється зазвичай на два класи:

1) Процеси адвективного переносу.

Це різноманітні види течій і циркуляцій. Завдяки їм здійснюються водообмін між окремими ділянками і зонами акваторії лиману, перерозподіл по акваторії тепла, розчинених і зважених речовин, живих організмів.

2) Процеси перемішування – масообмін між окремими шарами або об'ємами води.

При перемішуванні відбувається вирівнювання фізико-хімічних та інших характеристик в шарах, залучених у перемішуванні. В кінцевому підсумку відбувається переміщення суспензій, що містяться у воді, хімічно розчинених речовин, газів і запасів тепла з одних зон в інші, посилення розпаду забруднюючих компонентів за рахунок окислювально-відновних реакцій, перенесення поживних речовин до живих організмів і відведення від них продуктів життєдіяльності [4].

Найважливішим еколого-гідрологічним чинником формування більшості гідрофізичних, гідрохімічних та гідробіологічних показників в закритих лиманах північно-західного Причорномор'я є течії.

Внутрішньоводоймова динаміка, в тому числі режим течій у закритих лиманах північно-західного Причорномор'я, вивчені недостатньо. В основному для цього використовуються методи чисельного гідродинамічного моделювання. Регулярні спостереження за течіями в лиманах не ведуться.

Течії, що виникають у лиманах, розділяють на стокові, вітрові (дрейфові, градієнтні та змішані), густинні, сейшеві та вітро-хвильові. Останні можуть формуватися в зоні прибережного мілководдя. За вертикальною локалізацією течії поділяють на баротропні (інтегральні

за глибиною), поверхневі, глибинні і придонні. Стокові течії в закритих лиманах ПнЗЧМ незначні, у зв'язку з, як правило, малим об'ємом припливу поверхневих вод [4, 5].

Домінуючим видом течій в закритих лиманах Північно-Західного Причорномор'я є вітрові течії. Ці течії, які генеруються дотичним напруженням повітряного потоку на водну поверхню, захоплюють не тільки поверхневі, але й більш глибокі шари водної товщі. Потужність шару, що переміщається за вітром, і швидкість цього переміщення визначаються характеристиками вітру і морфометрією лиману. У замкнутих лиманах посилення вітру, як правило, призводить не тільки до збільшення потужності шару, захопленого попутною вітру дрейфовою течією, але й до формування протилежно спрямованої градієнтної протитечії, обумовленої виникненням зворотних ухилів при нагоні води до навітряного берегу. При цьому, в залежності від характеру рельєфу та контурів берегової лінії, градієнтні течії можуть дислокуватися в нижніх шарах або локалізуватися в певних зонах, захоплюючи всю або майже всю водну товщу (компенсаційні течії). В кінцевому підсумку формуються так звані циркуляції, які відіграють велику роль у водообміні всередині лиману, перемішуванні вод, розподілі тепла, суспензій, розчинів і гідробіонтів по його акваторії [4, 5].

Вітрова природа циркуляції вод обумовлює приуроченість до кругових горизонтальних течій певних вертикальних потоків. У циклонічних циркуляціях (течії проти годинникової стрілки) утворюються зони розбіжності поверхневих вод (дивергенції), в яких розвиваються висхідні потоки вод, в антициклонічних циркуляціях – зони сходження (конвергенції), в яких відбувається занурення вод [4].

Течії прибережної зони, які функціонують у зоні контакту трьох середовищ, відіграють виняткову роль у формуванні багатьох показників гідрохімічного та гідробіологічного режимів лиманів. Завдяки їм здійснюються водообмін між основною акваторією лиману та його мілководдям, надходження до водної рослинності, яка займає у більшості випадків мілководні ділянки, біогенних речовин та інших елементів.

Одним з найважливіших, з екологічних позицій, елементів внутрішньоводоймової динаміки вод лиманів ПнЗЧМ є перемішування вод, яке відбувається за рахунок неупорядкованого, турбулентного руху води і може бути викликано термічними (конвективне перемішування) або динамічними (вимушена конвекція) причинами.

Конвективне перемішування виникає при нестійкій температурній стратифікації. Найбільш виражене воно у другій половині літа, коли відбувається поступове охолодження води. У зонах лиманів, де динамічні умови переміщення водних мас несуттєві, конвективне перемішування фактично є вирішальним фактором вирівнювання фізичних, хімічних і біологічних характеристик вод у просторі. Це більшою мірою відноситься до глибоких ділянок акваторій лиманів (западин, ям) і зон мілководдя, які не мають активного водообміну з основною акваторією та захищені від впливу вітру.

Динамічне (турбулентне) перемішування, яке виникає при наявності вертикальних і горизонтальних градієнтів швидкості, являє собою найбільш потужний фактор впливу на водні маси, суспензії, розчини, гази і біологічні об'єкти у водоймах і водотоках [4-6].

Водна поверхня непроточних закритих лиманів ПнЗЧМ є областю формування турбулентних вихорів. Тут, як правило, за рахунок вітро-хвильових рухів створюються підвищені градієнти швидкостей течії. На мілководдях і біля берегів сильне турбулентне перемішування відбувається також у дна. Турбулентні вихори утворюються, крім того, у зоні контакту дрейфових течій з нерухомою водною масою або протитечією [4-6].

Серед багатьох гідрофізичних характеристик лиманів особливе місце займає температура їх вод. Вона істотно впливає на всі без винятку біологічні та хімічні процеси у лимані, починаючи з продукування первинної органічної речовини і закінчуючи поведінкою риб та інших гідробіонтів. Температурні умови визначають інтенсивність хімічних реакцій і перетворень у водній товщі та на межі розділу середовищ, швидкість обмінних процесів в організмах, рухову і харчову активність, потребу тварин у кисні [4-6].

Особливо значимою характеристикою є термічна стратифікація – розподіл температури води по глибині лиману. Вертикальний профіль температури визначає стійкість водних мас до перемішування, від чого залежить обмін по вертикалі енергією, поживними речовинами та киснем, зависями [4, 6].

Термічний режим лиманів ПнЗЧМ формується в умовах дуже теплого клімату: максимальна температура повітря в липні-серпні може досягати 47-48 °С, тому влітку вода в лиманах, особливо на мілководдях, прогрівається до 30-35 °С і вище. Відповідно до класифікації

Хатчінсона [7], закриті лимани можна віднести до меромектичних водойм: вони мілководні, мають нестійку стратифікацію і, як мінімум, декілька разів на рік піддаються повному перемішуванню.

Найбільш економічно вигідним і ефективним способом стабілізації гідрологічного та гідроекологічного режимів закритих лиманів північно-західного Причорномор'я, управління їх екологічним станом з метою збереження та відновлення ресурсного потенціалу є забезпечення і регулювання штучного водообміну з відкритим морем. Наукове обґрунтування природоохоронних заходів з регулювання водообміну лиману з морем включає в себе вирішення наступних прикладних задач: оптимізація кількості та визначення місця розташування сполучних каналів, їх морфометричних характеристик (ширина, глибина); розробка рекомендацій по режиму експлуатації сполучних каналів – регулювання водообміну; обґрунтування доцільності будівництва гідротехнічних споруд: на акваторії лиманів – з метою посилення водооновлення, та на прилеглій ділянці морського узбережжя – з метою запобігання або зменшення занесення з'єднувальних каналів [3].

1.2. Фізико-географічна та гідроекологічна характеристика Тилігульського лиману

Тилігульський лиман розташований на українському узбережжі північно-західної частини Чорного моря, в 40 км від м. Одеси на території Одеської та Миколаївської областей (46°39,3′ – 47°05,3′ пн.ш., 30°57,3′ – 31°12,7′ сх.д.) (рис. 1.2а, б). Це найбільш протяжний та глибокий лиман північно-західного Причорномор'я, який за своїм природним статусом відноситься до числа закритих, однак, в сучасних умовах, його зв'язок з морем забезпечується штучно через сполучний канал в пересипу, що відділяє лиман від моря [2, 8].

Лиман представляє собою затоплену морськими водами долину річки Тилігул. Він витягнутий субмеридіонально з північно-північного заходу на південно-південно-схід. Довжина лиману у теперішній час складає 52 км, ширина змінюється на окремих ділянках від 0,2 до 5,4 км. При позначці рівня води у лимані мінус 0,4 м БС (метрів в Балтійській системі висот і глибин) площа дзеркала його водної поверхні дорівнює 129 млн. м^2, об'єм вод – 693 млн. м^3. Максимальна глибина у південній

частині лиману досягає 22,2 м. Північна частина лиману, до якої впадає р. Тилігул, мілководна, з глибинами менше 4 м. Середня глибина в лимані становить 5,4 м [9, с. 9; 10, с. 38].

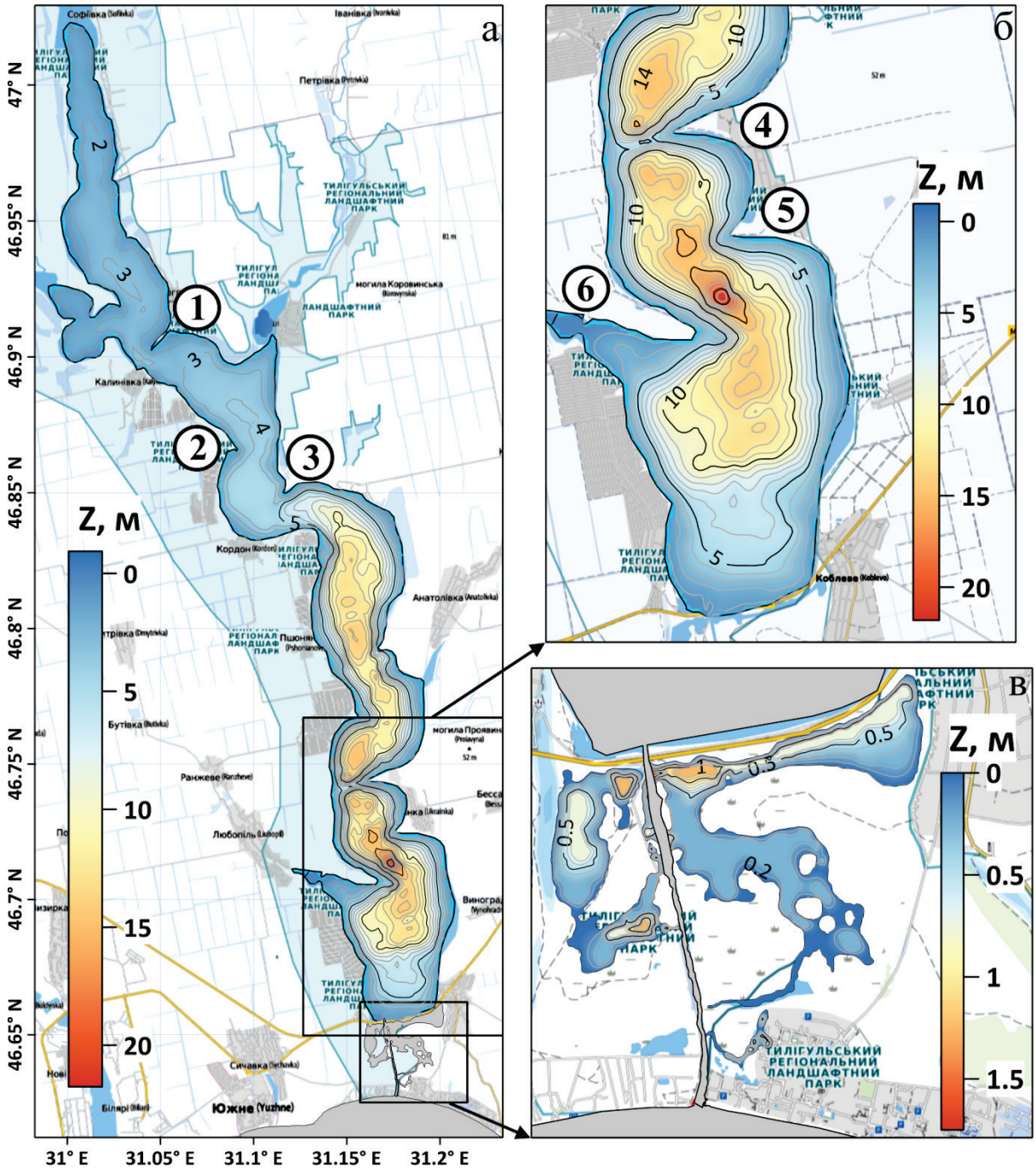

Рисунок 1.2 – Батиметрична карта акваторії Тилігульського лиману, м БС. Цифрами у кружках позначені: 1 – Калиновська коса; 2 – Широкінська коса; 3 – Кордонська коса; 4 – Чілова коса; 5 – Українська коса; 6 – Любопільська коса.

Площа водозбірного басейну Тилігульського лиману – 5420 км^2. У лиман впадають річки: Тилігул (площа водозбору 3550 км^2, довжина 173 км), Балайчук (площа водозбору 586 км^2, довжина 52 км), Царега (площа водозбору 657 км^2, довжина 46 км), Хуторська (площа водозбору 108 км^2, довжина 19 км). Поверхневий бічний приплив прісних вод по тимчасових водотоках (балках, ярах), які впадають в лиман, формується на площі 349 км^2. Надходження річкових вод до Тилігульського лиману в основному забезпечує р. Тилігул (більше 85% від загального обсягу річкового стоку) [9, с. 12], причому 79% від обсягу річного стоку річки Тилігул надходить до лиману протягом лютого-квітня.

Лиман відділений від моря природним піщаним пересипом, у якому наприкінці 50-х років XX століття в рибогосподарських цілях був прокладений штучний канал, що з'єднав лиман з морем (рис. 1.2в). У XXI столітті канал функціонував нерегулярно – 3-4 місяці на рік: відкривався навесні і восени шляхом розчищення морської частини каналу та діяв поки знову не замивався піском з боку моря [9, с. 11; 10, с. 39]. Південна частина каналу, яка примикає до моря, за минулі роки сильно обміліла. До початку реконструкції каналу у 2016 р. глибини тут, при позначці рівня моря мінус 0,4 м БС, складали в середньому лише кілька десятків сантиметрів. Довжина каналу – 3,3 км [10, с. 40].

Акваторія північно-західної частини Чорного моря, що примикає до Тилігульського пересипу, знаходиться під впливом трансформованих річкових вод Дніпра та Південного Бугу, які надходять з Дніпровсько-Бузького лиману. Цей вплив максимально проявляється в період весняної повені у квітні-червні.

Лиман характеризується порівняно невеликим зовнішнім водообміном – середній багаторічний час водовідновлення становить близько восьми років. Тому внутрішньорічна просторово-часова мінливість гідроекологічних характеристик лиману визначається гідродинамічними та гідрофізичними процесами, що відбуваються у ньому. При цьому одним з головних факторів, які визначають інтенсивність продукційно-деструкційних процесів у воді та донних відкладеннях лиману, є температура води. Формування сезонного термоклину перешкоджає вертикальному газообміну між поверхневим та придонним шарами води в глибоких південній та центральній частинах лиману, сприяючи тим самим розвитку придонній гіпоксії та аноксії кисню у літній період року [11].

Характеристики гідрологічного режиму Тилігульського лиману, встановлені за даними спостережень, описані в роботах [4, 6, 8, 9, 11].

Середній багаторічний розмах сезонних коливань рівня води в лимані при функціонуванні з'єднувального каналу становить 0,35 м. Підвищення відміток рівня води відбувається з січня по квітень, а потім, починаючи з травня, позначки знижуються до мінімуму в листопаді. Максимальних значень (0,3 м БС) позначки рівня води в лимані можуть досягати в роки з сильною весняною повінню (наприклад, в березні 2003 р.). У разі відсутності або дуже нетривалого зв'язку з морем, протягом декількох років рівень води в лимані може знизитись до позначки мінус 1,0-1,5 м БС, як це відбувалось, наприклад, на протязі 2006-2007 рр., 2015-2018 рр.

Протягом року температура води в лимані може змінюватись у широкому діапазоні: від мінус 0,1-0,2 °С взимку до 30-35 °С на мілководді влітку. Найбільш холодною вода в лимані буває наприкінці січня і в лютому (0,2-0,3 °С). З першої декади березня відбувається підвищення температури води, і до кінця місяця лиман прогрівається по всій глибині до 4 °С. У цей період відбувається помітне конвективне перемішування води, причому вертикальна циркуляція захоплює практично всю водну товщу, завдяки чому відбувається збагачення киснем глибинних шарів.

У квітні починається період літнього нагрівання води в лимані. До кінця цього місяця її температура переходить 10-градусний рубіж. Інтенсивний прогрів призводить до зменшення густини верхніх шарів, що перешкоджає перемішуванню їх з глибинними, більш густими водами. Виникає пряма температурна стратифікація.

Період літнього нагрівання води в Тилігульському лимані триває до моменту настання найвищої температури води – він зазвичай припадає на липень місяць. При певному поєднанні гідрометеорологічних факторів (опрісненні і сильному прогріві поверхневих вод, слабких вітрах) сезонний термоклин може зберігатися у глибоких частинах лиману до початку серпня (як, наприклад, у 2010 р.).

Осіннє охолодження води в лимані починається з появи теплового потоку, спрямованого з води в атмосферу, і закінчується встановленням температури максимальної густини. У цей період відбувається руйнування прямої стратифікації, вирівнювання температури по глибині, зникнення термоклину і формування осінньої гомотермії.

Період осіннього охолодження закінчується в середині листопада. Після цього настає період зимового охолодження, який характеризується зміною гомотермії зворотною температурною стратифікацією.

Для Тилігульського лиману характерна багаторічна тенденція підвищення солоності вод, наявність якої пояснюється зменшенням притоку прісних вод з водозбірного басейну лиману і акумуляцією солей, що надходять з морськими водами через з'єднувальний канал. У 60-х роках минулого століття, коли об'єми стоку річки Тилігул становили значну частину водного балансу лиману, середні значення солоності води в північній частині лиману становили 8,7‰, в центральній – 11,4‰, а в південній – 13-15‰ [5]. В сучасних умовах солоність води в південній та центральній частинах лиману навіть навесні, коли присутні стік р. Тилигул та слабкий водообмін з морем через канал, може досягати значень 24-25‰ (квітень-травень 2015 р.). Наприкінці вересня 2014 року була зафіксована солоність вод лиману 27-28‰, а восени 2017 р., після декількох років ізоляції від моря, – 31-34‰.

Наслідком багаторічної тенденції збільшення солоності вод в лимані є зміна домінування у видовому складі водної флори і фауни прісноводних-солонуватоводних та солонуватоводних комплексів на морські та солонуватоводні-морські. У порівнянні з початком 80-х років минулого століття кількість морських видів фітопланктону збільшилась з 14 до 64%, морського та солонуватоводно-морського макрофітобентосу – з 40 до 83%, морського зоопланктону – з 40 до 90% [13, 14]. Якщо в 60-80 рр. XX століття в лимані зустрічались від 12 до 25 видів прісноводних риб, то в 2013 р. їх кількість скоротилась до 4 видів. Внаслідок кліматичних змін існує реальна небезпека перетворення в XXI ст. лиману в гіпергалинну водойму зі значно меншим біорізноманіттям водної флори і фауни, ніж у даний час [9].

1.3 Фізико-географічна та гідроекологічна характеристика Куяльницького лиману

Куяльницький лиман (46° 33,6' – 46° 48' пн. ш., 30° 34,8' – 30° 46,2' сх. д.) (рис. 1.3) розташований на відстані приблизно 2 км на північний захід від узбережжя Одеської затоки, та є одним з найдавніших закритих лиманів північно-західного Причорномор'я. Лиман витягнутий

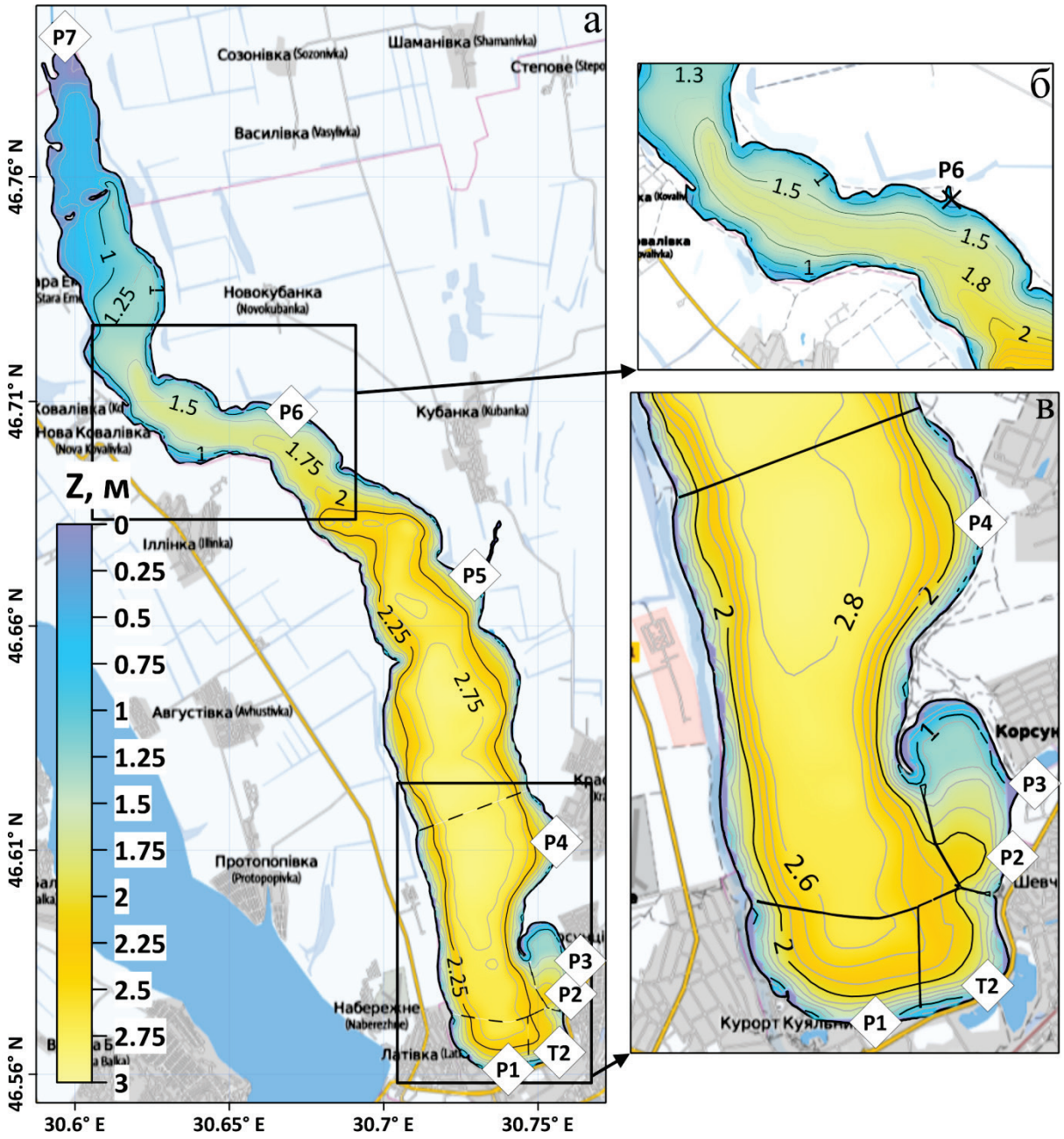

Рисунок 1.3 – Батиметрична карта акваторії Куяльницького лиману, м (**при позначці рівня мінус 4,8 м БС**), та схема розташування приток в лиман: Т2 – водопропуск «лиман-море»; Р1 – лоток зі ставків пересипу; Р2 – лоток з ВНС №5; Р3 – б. Корсунцівська; Р4 – б. Гільдендорфська; Р5 – р. Кубанка; Р6 – р. Довбока; Р7 – р. В. Куяльник

субмеридіанально з північно-північного заходу на південно-південно-схід та являє собою продовження долини річки Великий Куяльник. Довжина лиману за останні 40 років змінювалась в межах 16-25 км; ширина лиману збільшується з півночі на південь від 0,6-2 км до 3,0-3,6 км. Найбільша глибина в лимані, встановлена за результатами польових досліджень влітку 2009 р., становила 1,8 м при позначці рівня мінус 6,42 м БС (або 3,4 м при позначці рівня мінус 4,8 м БС). Площа водного дзеркала лиману змінюється в залежності від його наповнення від 19 до 74 км^2; об'єм води може досягати 370 млн. м^3 [15].

Куяльницький лиман – це типова мілководна водойма, термічний режим якої знаходиться у тісному зв'язку з погодними умовами, тобто визначається теплообміном між водою і атмосферою. Характерним для нього є збереження гомотермії на протязі майже всього року, що пов'язане з вітровим перемішуванням вод лиману по всій глибині [4, 6].

Основною річкою, що впадає до лиману, є річка Великий Куяльник. Це одна з невеликих річок Північно-Західного Причорномор'я довжиною 170 км. Водозбірний басейн річки вузький, його максимальна ширина – близько 18 км; площа – 1860 км^2 [16, 17]. Форма та висота схилів річки різні: круті схили річки досягають висоти 50-70 м, а пологі (рівномірно нахилені та слабко увігнуті) – 20-50 м. Русло річки В. Куяльник в природних умовах було меандруючим, його ширина складала від 3 до 20 м; глибина на плесах – 0,8 м, на перекатах – 0,05 м. Швидкість течії в межень – 0,01-0,03 м/с, в багатоводні періоди – 0,10 м/с.

Річка В. Куяльник має декілька приток незначної довжини, найбільшими з яких є р. Кошкова та р. Суха Журовка, в долинах яких тераси відсутні, за винятком заплавних ділянок. Інші притоки річки знаходяться в балочній стадії розвитку та належать до тимчасових водотоків [17].

На території басейну р. В. Куяльник, в двох селищах міського типу та 75 селищах проживає близько 60 тис. чоловік. Басейн р. В. Куяльник характеризується високим відсотком сільськогосподарського освоєння території, який складає близько 46% [15, с. 30].

За результатами експедиційних досліджень восени 2010 р. та обробки супутникових знімків і картографічного матеріалу була встановлена [17] наявність в басейні р. В. Куяльник близько 135 штучних водойм (ставки, водосховища, кар'єри, копані), частина з яких заповнена водою та має глибину від 0,5 до 5 м. Загальний об'єм всіх штучних водойм

в басейні р. В. Куяльник досягає 15,6 млн. м^3, а площа їх водної поверхні – 6,26 км^2 (у випадках максимального наповнення цих водойм). Навесні кожного року та після значних дощових опадів всі ставки і водосховища наповнюються водою і до середини-кінця літа вода з багатьох ставків і водосховищ майже вся випаровується або фільтрується.

У XX ст. було споруджено нерегульований водовипуск із ставків, які знаходяться на пересипу, що відділяє Куяльницький лиман від моря, до південно-західної частини акваторії лиману, під окружною дорогою. Цей водовипуск складається з залізобетонної труби діаметром 1,2 м (під окружною дорогою) та бетонного лотка з прямокутним перерізом, шириною 1,1 м з найбільшою глибиною 0,85 м [15, с. 100].

Схема розташування на акваторії лиману його основних водотоків (річок В. Куяльник, Довбока, Кубанка, балок Гільдендорфська, Корсунцівська), а також водовипусків з ВНС №5 та зі ставків пересипу, показана на рис. 1.3. Основні морфометричні характеристики малих річок східного берегу лиману наведені у табл. 1.1.

Таблиця 1.1 – Морфометричні характеристики основних водотоків (річок та балок) східного берега Куяльницького лиману та їх водозбірних басейнів [15, с. 39]

Назва водотоку	$L_р$, км	$I_р$, %	$F_в$, км^2	$H_в$, м БС	$L_в$, км	$B_{в\text{-}сер}$, км	$B_{в\text{-}max}$, км
р. Довбока	17	4,9	69,5	35,0	17	4,1	5,33
р. Кубанка	23,2	3,8	136,5	37,0	25	5,46	7,6
б. Гільдендорфська	7,5	8,9	15,0	21,0	7,9	1,9	3,15
б. Корсунцівська	5,7	10,4	17,0	20,0	7,6	2,24	3,41

Примітки: $L_р$ – довжина русла, км; $I_р$ – уклон русла, %; $F_в$ – площа водозбірного басейну, км^2; $H_в$ – середня висота водозбору, м БС; $L_в$ – довжина водозбірного басейну, км; $B_{в\text{-}сер}$ – середня ширина водозбірного басейну, км; $B_{в\text{-}max}$ – максимальна ширина водозбірного басейну, км.

Згідно з Постановою Кабінету Міністрів України від 11 грудня 1996 р. №1499 Куяльницький лиман включено до переліку водних об'єктів, що відносяться до категорії лікувальних. У грудні 2018 р. був прийнятий Закон України «Про оголошення природних територій Куяльницького лиману Одеської області курортом державного значення» та затверджені межі округу і зон санітарної охорони курорту Куяльник.

Лиман має значні лікувальні, бальнеологічні, рекреаційні, туристичні природні ресурси, які становлять потужний потенціал для соціально-економічного розвитку Одеської агломерації і здатні чинити суттєвий позитивний вплив на розвиток рекреації, охорони здоров'я та економіки всієї країни. Однак, в останнє десятиріччя, через активну нерегульовану антропогенну (у тому числі водогосподарську) діяльність на водозборі Куяльницького лиману, посилення посушливості клімату, відсутність ефективної системи комплексного управління (інтегрованого управління природокористуванням за басейновим принципом), виникла загроза повного зникнення лиману та втрати запасів унікальних лікувальних грязей і ропи, а також своєрідної флори і фауни водойми. Обумовлено це катастрофічним обмілінням лиману, зменшенням як площі його водної поверхні, так і об'єму вод, і, як наслідок, збільшенням солоності ропи вище 300‰, припиненням процесу утворення лікувальних грязей.

В результаті впливу глобальних змін клімату, які відбуваються з середини 80-х років минулого століття, та господарської діяльності людини на водозборі Куяльницького лиману, в період 2003-2014 рр. відбулося зменшення його протяжності з 26 до 15,3 км; площі водного дзеркала – з 52,0 до 26,7 км^2; об'єму водної маси – з 68 до 11 млн. м^3; руслового стоку – з 15,6 до 1,5 млн. м^3. Солоність ропи збільшилась зі 108 до 300‰ [15, с. 9]. Виникла загроза повного зникнення лиману та втрати запасів унікальних лікувальних грязей і ропи, а також своєрідної флори і фауни водойми.

РОЗДІЛ 2

ЧИСЕЛЬНЕ МАТЕМАТИЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ

2.1 Огляд чисельних математичних моделей, які застосовувались для моделювання гідрофізичних та гідродинамічних процесів в лиманах північно-західного Причорномор'я

Згідно з даними літературних джерел, перше згадування про використання методів чисельного математичного моделювання гідрологічних процесів для вирішення гідроекологічних проблем лиманів північно-західного Причорномор'я відноситься до кінця 60-х років минулого століття.

В роботі [5] чисельна стаціонарна двомірна (в горизонтальній площині) гідродинамічна модель, розроблена А.І. Фельзенбаумом [18, 19], була використана для наукового обґрунтування оптимального вибору місця розташування сполучних каналів, що забезпечують водообмін Будацького лиману та Тузловської групи лиманів з морем. Модель дозволила розрахувати сталі баротропні (проінтегровані за глибиною) швидкості течій та денівеляції водної поверхні в лиманах, викликані вітрами різних напрямків. З використанням відомостей про повторюваність вітрів навесні та восени, автором були визначені райони максимальних відхилень рівня води в лиманах від незбуреного стану, де було запропоновано розміщувати канали для забезпечення оптимального режиму водообміну лиманів з морем.

Пізніше, в 70-80-х роках минулого століття, чисельна стаціонарна двовимірна гідродинамічна модель, заснована на використанні методу повних потоків в постановці А.І. Фельзенбаума [18, 19] для випадку малих глибин, була застосована в [4] для розрахунку сталих вітрових течій при стаціонарних вітрах різних напрямків і швидкості в Сасикському водосховищі, Тилігульському, Березанському, Дніпровсько-Бузькому та Дністровському лиманах. При розрахунках була врахована можливість методу повних потоків розкривати просторову структуру течій з урахуванням впливу дна і берегів, проточності лиману та неоднорідності вітрового впливу на водну поверхню в різних його частинах.

Результати розрахунків використовувались для інтерпретації особливостей просторової мінливості різних гідроекологічних характеристик на акваторії лиманів [17], а також прогностичної оцінки змін основних елементів гідрологічного режиму і деяких гідроекологічних характеристик лиманів у випадку включення їх до проєктованого на той час водогосподарського комплексу Дунай-Дніпро, призначеного для міжбасейнового перекидання дунайської води, в цілях водозабезпечення південних посушливих районів північно-західного Причорномор'я [6].

Нестаціонарна чисельна математична гідродинамічна модель, заснована на використанні рівнянь мілкої води в постановці [20], була використана в [21] для оцінки оптимальних морфометричних характеристик прорану у морському пересипу у разі реконструкції водосховища Сасик у морський лиман, шляхом штучного з'єднання його з морем. Модель використовувалась для розрахунку на кожному кроці за часом полів денівеляцій рівня води та швидкості інтегральних за глибиною течій у водоймі при змінних у часі вітрових та граничних умовах. Потім, за допомогою отриманих значень рівня води у водоймі (в місці розташування прорану) і відомого зі спостережень рівня моря, визначався потік через прірву за методикою, викладеною в [5].

В роботах [2, 12, 22-24] застосовувалась тривимірна чисельна нестаціонарна гідротермодинамічна модель MECCA (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) [25-27] з метою наукового обґрунтування заходів, спрямованих на стабілізацію та покращення гідроекологічного режиму ізольованих від моря у сучасних умовах лиманів північно-західного Причорномор'я, шляхом штучного відновлення та регулювання водообміну з морем. Особливістю моделі MECCA є можливість одночасного проведення розрахунків динаміки вод і поширення домішки на акваторії пов'язаних водних об'єктів як сіткового, так і підсіткового масштабів. У даному випадку, під водними об'єктами сіткового масштабу розуміються затоки, бухти, лимани, ділянки морського шельфу, просторові розміри яких значно перевищують крок розрахункової сітки чисельної моделі. Підсітковими називаються водні об'єкти, ширина яких в одному з горизонтальних напрямків значно менше кроку розрахункової сітки (наприклад, вузькі річки, канали, протоки). Модель реалізована в криволінійній σ-системі координат по вертикалі, але в горизонтальній площині використовується рівномірна прямокутна розрахункова сітка.

В роботі [28] авторами була застосована тривимірна гідростатична гідротермодинамічна модель [29] на неструктурованій розрахунковій сітці для дослідження гідродинамічних полів у Чорному морі з акцентуванням уваги на області Дніпро-Бузького лиману. Моделювались поля течій, температури і солоності води у морі і лимані. Було відтворено перемішування прісних вод річки з солоними морськими водами і формування термогалинної стратифікації в лимані.

З огляду на процес інтеграції України до економічного та наукового простору Європейського Союзу (ЄС) та імплементації Водної Рамкової Директиви ЄС, для вирішення задачі стабілізації та регулювання гідроекологічного режиму лиманів північно-західного Причорномор'я доцільним є використання якісно протестованих, апробованих на різних водних об'єктах сучасних чисельних гідротермодинамічних моделей, які розроблені міжнародними колективами великих наукових європейських центрів та знаходяться у вільному доступі (*open-source*). До числа таких моделей належить гідротермодинамічна модель Delft3D-FLOW [30, 31], розроблена науково-дослідним інститутом Deltares, м. Делфт, Нідерланди, яка була адаптована та верифікована для умов Тилігульського та Куяльницького лиманів.

2.2. Опис математичної структури чисельної гідро-термодинамічної моделі Delft3D-FLOW, параметризацій процесів, що використовуються, вимог до завдання граничних умов на відкритих границях моделі

Delft3D-FLOW – гідротермодинамічний модуль з інтегрованого пакету для моделювання Delft3D (рис. 2.1), розробки науково-дослідного інституту Deltares (м. Делфт, Нідерланди), який призначений для 2D та 3D-моделювання течій, вітрового хвилювання, транспорту наносів та деформацій дна, якості води та екологічних характеристик акваторій, трасування домішки та ін. Ця модель пройшла всебічну ретельну верифікацію та була апробована у багатьох країнах світу для умов різних водних об'єктів. Починаючи з 2011 року, модельний комплекс Delft3D знаходиться у відкритому доступі за умовами ліцензії GNU-GPL. Інститутом Deltares ведеться постійне удосконалення програмного коду

Рисунок 2.1 – Системна архітектура пакету програм Delft3D: FLOW – гідротермодинамічний модуль; WAVE – модуль трансформації хвиль (на основі спектральної хвильової моделі SWAN); WAQ – модуль для симуляції якості вод; PART – модуль симуляції трасування домішок; ECO – екологічний модуль; SED та MOR – модулі для розрахунку транспорту наносів та деформацій дна; CHEM – біогеохімічний модуль

моделі, яке супроводжується періодичним випуском її нових версій, які повністю протестовані на підставі відповідних тест-кейсів.

Модель Delft3D-FLOW базується на чисельному вирішенні тривимірних рівнянь Нав'є-Стокса для нестисливої рідини на мілкій воді у наближенні Бусінеска. Система диференційних прогностичних рівнянь моделі складається з рівнянь руху, рівняння нерозривності, рівнянь транспорту скалярних величин (тепла та солей) та двопараметричної *k*-*ε*-моделі турбулентності, яка замикає ці рівняння [31]. Рівняння стану морської води визначається за формулою ЮНЕСКО [32].

Тривимірні рівняння руху, представлені для зручності читання у прямолінійній системі координат по горизонталі та *σ*-системі координат по вертикалі, мають наступний вигляд:

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}+\frac{w}{d+\zeta}\frac{\partial u}{\partial \sigma}-fv= \\ =-\frac{1}{\rho}P_u+F_u+\frac{1}{(d+\zeta)^2}\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\nu_V\frac{\partial u}{\partial \sigma}\right), \tag{2.1}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+u\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{w}{d+\zeta}\frac{\partial v}{\partial \sigma}+fu= \\ =-\frac{1}{\rho}P_v+F_v+\frac{1}{(d+\zeta)^2}\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\nu_V\frac{\partial v}{\partial \sigma}\right), \tag{2.2}$$

$$\frac{\partial w}{\partial \sigma} = -\frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{\partial[(d+\zeta)u]}{\partial x} - \frac{\partial[(d+\zeta)v]}{\partial y} + \\ + H(q_{in} - q_{out}) + P_{prec} - E, \tag{2.3}$$

де $u(x, y, \sigma, t)$, $v(x, y, \sigma, t)$ та $w(x, y, \sigma, t)$ – компоненти векторів швидкості течії у горизонтальному (x, y) та вертикальному (σ) напрямах відповідно, м/с;

$\zeta(x, y)$ – відхилення рівня води від відлікової площини, м;

$d(x, y)$ – глибина води нижче відлікової площини, м;

$H(x, y) = d(x, y) + \zeta(x, y)$ – повна локальна глибина, м;

t – час;

$f = 2\Omega \sin \varphi$– параметр Коріоліса;

ρ – густина води, кг/м^3;

P_u та P_v – члени, що описують горизонтальний тиск;

F_u та F_v – члени, що описують горизонтальну в'язкість рідини;

q_{in} та q_{out} – члени, що описують питому інтенсивність локальних джерел та стоків води в одиниці об'єму (1/с), відповідно;

P_{prec} – член для нелокального джерела води від атмосферних опадів;

E – член для нелокального стоку води через випаровування;

ν_V – коефіцієнт вертикальної турбулентної в'язкості.

Сили F_u та F_v у рівняннях руху (2.1-2.2) представляють горизонтальні напруги Рейнольдса у спрощеній, відповідно до [33], формі:

$$F_u = \nu_H \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right), \tag{2.4}$$

$$F_v = \nu_H \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right), \tag{2.5}$$

де ν_H – коефіцієнт горизонтальної турбулентної в'язкості.

Коефіцієнти горизонтальної та вертикальної турбулентної в'язкості визначаються наступним чином:

$$\nu_H = \nu_{3D} + \nu_H^{back}, \tag{2.6}$$

$$\nu_V = \nu_{mol} + \max\left(\nu_{3D}, \nu_V^{back}\right), \tag{2.7}$$

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

ν_H^{back}, ν_V^{back} – порогові значення коефіцієнтів горизонтальної та вертикальної турбулентної в'язкості відповідно;

ν_{mol} – коефіцієнт молекулярної в'язкості.

Вертикальна швидкість течії *w* у σ-системі координат розраховується через рівняння нерозривності інтегруванням по вертикалі від дна до рівня σ (–1 ≤ σ ≤ 0).

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial[(d+\zeta)u]}{\partial x} + \frac{\partial[(d+\zeta)v]}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial \sigma} = Q. \tag{2.8}$$

Член *Q* в рівнянні (2.8) представляє собою вклад на одиницю площі внаслідок надходження або вилучення води з різних джерел (водотоків), а також опадів та випаровування:

$$Q = H\int_{-1}^{0}\left(q_{in} - q_{out}\right)d\sigma + P_{prec} - E. \tag{2.9}$$

Для рівняння швидкості вертикального руху приймається гідростатичне наближення:

$$\frac{\partial P}{\partial \sigma} = -g\rho H, \tag{2.10}$$

де *P* – гідростатичний тиск, кг/м с^2;

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

Рівняння транспорту речовин (властивостей, домішок), сформульоване у консервативній формі у прямолінійній системі координат по горизонталі та σ-системі координат по вертикалі, має наступний вигляд:

$$\frac{\partial[(d+\zeta)C]}{\partial t} + \frac{\partial[(d+\zeta)uC]}{\partial x} + \frac{\partial[(d+\zeta)vC]}{\partial y} + \frac{\partial(wC)}{\partial \sigma} =$$

$$= \left[\frac{\partial}{\partial x}\left(D_h(d+\zeta)\frac{\partial C}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(D_h(d+\zeta)\frac{\partial C}{\partial y}\right)\right] +$$

$$+\frac{1}{d+\zeta}\frac{\partial}{\partial\sigma}\left[D_v\frac{\partial C}{\partial\sigma}\right]+(d+\zeta)C+S\,, \qquad (2.11)$$

де C – масова концентрація, кг/м^3;

D_h – коефіцієнт горизонтальної дифузії;

D_v – коефіцієнт вертикальної дифузії;

S – член, який враховує джерела та стоки компонента (тепла, солей, домішки), що моделюється, на одиницю площі внаслідок надходження або вилучення води, теплообміну з атмосферою на вільній поверхні Q_{tot}:

$$S=(d+\zeta)(q_{in}C_{in}-q_{out}C_{out})+Q_{tot}. \qquad (2.12)$$

Коефіцієнти горизонтальної та вертикальної дифузії визначаються наступним чином:

$$D_h=D_{3D}+D_h^{back}, \qquad (2.13)$$

$$D_h=\frac{\nu_{mol}}{\sigma_{mol}}+\max\left(D_{3D},D_v^{back}\right), \qquad (2.14)$$

$$D_{3D}=\max\left(D_{3D},0{,}2\,L_{oz}^2\sqrt{-\frac{g}{\rho}\frac{\delta\rho}{\delta\sigma}}\right), \qquad (2.15)$$

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

D_h^{back}, D_v^{back} – порогові значення коефіцієнтів горизонтальної та вертикальної дифузії;

L_{oz} – масштаб довжини Озмідова;

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

2.2.1 Граничні умови, які застосовуються в моделі Delft3D-FLOW

2.2.1.1 Вертикальні граничні умови.

Граничні умови для рівнянь руху на верхній вільній поверхні моделі ($\sigma = 0$) мають наступний вигляд:

$$\frac{\nu_H}{H}\frac{\partial u}{\partial \sigma}\bigg|_{\sigma=0} = \frac{1}{\rho_0}|\vec{\tau}_s|\cos(\theta); \qquad \frac{\nu_H}{H}\frac{\partial v}{\partial \sigma}\bigg|_{\sigma=0} = \frac{1}{\rho_0}|\vec{\tau}_s|\sin(\theta), \quad (2.16)$$

де θ – кут між вектором вітрової напруги тертя та напрямом локальної системи координат.

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

$$|\vec{\tau}_s| = \rho_a c_d U_{10}^2, \quad (2.17)$$

де ρ_a – густина повітря;

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

c_d – коефіцієнт поверхневого вітрового тертя, який задається у відповідності з наступним формулюванням:

$$c_d(U_{10}) = \begin{cases} c_d^A, & U_{10} < U_{10}^A \\ c_d^A + \dfrac{c_d^B - c_d^A}{U_{10}^B - U_{10}^A}\left(U_{10} - U_{10}^A\right), & U_{10}^A \le U_{10} \le U_{10}^B, \\ c_d^B, & U_{10} \ge U_{10}^B \end{cases} \quad (2.18)$$

де $c_d^A = 1{,}255 \times 10^{-3}$, $c_d^B = 2{,}425 \times 10^{-3}$ – значення коефіцієнту вітрового тертя;

$U_{10}^A = 7$ м/с, $U_{10}^B = 25$ м/с – швидкість вітру на висоті 10 м [34].

Граничні умови для рівнянь руху на дні ($\sigma = -1$) мають вигляд:

$$\frac{\nu_V}{H}\frac{\partial u}{\partial \sigma}\bigg|_{\sigma=-1} = \frac{\tau_{bx}}{\rho}; \qquad \frac{\nu_V}{H}\frac{\partial v}{\partial \sigma}\bigg|_{\sigma=-1} = \frac{\tau_{by}}{\rho}. \quad (2.19)$$

Придонна напруга тертя на дні визначається через швидкість придонної течії. Передбачається, що вектор придонної напруги тертя $\vec{\tau}_b = (\tau_{bx}, \tau_{by})$ співпадає за напрямом з вектором швидкості придонної течії $\vec{u}_b = (u_b, v_b)$, а його величина визначається квадратичним законом:

$$\vec{\tau}_b = \frac{g\,\rho_0\,\vec{u}_b\,|\vec{u}_b|}{c_{3D}^2}, \tag{2.20}$$

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

ρ_0 – початкова густина води;

c_{3D} – коефіцієнт донного тертя.

Коефіцієнт донного тертя для 3D-варіанту розрахунків визначається за формулою:

$$c_{3D} = \frac{\sqrt{g}}{\kappa}\ln\left(1+\frac{\Delta z_b}{2z_0}\right), \tag{2.21}$$

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

Δz_b – відстань по вертикалі від дна до точки, в якій визначається коефіцієнт донного тертя, м;

z_0 – масштаб шорсткості дна, м.

Параметр z_0 у формулі (2.21) оцінюється через еквіваленту геометричну шорсткість дна Нікурадзе [35]:

$$z_0 = \frac{k_s}{30}, \tag{2.22}$$

де k_s – висота шорсткості дна, значення якої знаходиться, як правило, в межах 0,01-0,3 м.

При параметризації напруги донного тертя для 2D-варіанту моделювання, коефіцієнт донного тертя c_D у формулі (2.20) розраховується відповідно до одного з наступних формулювань:

– ***формулювання Маннінга:***

$$c_{2D} = \frac{\sqrt[6]{H}}{n}, \tag{2.23}$$

де n – коефіцієнт Маннінга, м$^{-1/3}$ с;

– ***формулювання Уайта-Колбрука:***

$$c_{2D} = 18\ {}^{10}\log\left(\frac{12H}{k_s}\right), \tag{2.24}$$

де k_s – висота шорсткості дна, м.

При виконанні розрахунків у 3D-варіанті, коефіцієнт донного тертя в формулах (2.23 – 2.24) перераховується в масштаб шорсткості дна z_0, відповідно до наступного відношення:

$$z_0 = \frac{H}{e^{1+\frac{\kappa\, c_{2D}}{\sqrt{g}}} - e}. \tag{2.25}$$

Для розрахунку швидкості випаровування з водної поверхні E та теплообміну з атмосферою на верхній межі розрахункової області Q_{tot} в моделі використовується ряд напівемпіричних формул [36, 37].

Для врахування залежності інтенсивності випаровування з водної поверхні від солоності води лиману, розраховане в моделі випаровування помножувалось на корегувальний коефіцієнт відповідно до емпіричної залежності, наведеної в [38]:

$$E_S = E \times (0{,}75 + 0{,}25\, e^{-0{,}065 \cdot S}) \tag{2.26}$$

де S – солоність води у поверхневому шарі, ‰.

Ступінь прозорості води задається в моделі у вигляді константи або ряду значень, перемінних у просторі та у часі.

Програмна реалізація чисельних рівнянь моделі дозволяє враховувати під час проведення модельних розрахунків висихання-затоплення окремих ділянок розрахункової області при змінах рівня води на них.

2.2.1.2 Граничні умови для відкритих бокових границь

Відкриті бокові границі – це віртуальні границі моделі, що відносяться до типу «вода-вода». Вони вводяться для обмеження розрахункової області, і, таким чином, зменшення обчислювальних витрат. Для отримання коректної математичної початково-крайової задачі на відкритих границях моделі задаються: коливання рівня води, нормальна та

тангенціальна складові вектору швидкості течії або їх комбінації. У поточному варіанті моделі тангенціальна складова вектору швидкості течії приймається рівною нулю.

Дані, необхідні для завдання граничних умов в моделі, можуть бути отримані з результатів натурних спостережень, таблиць припливів та відливів або з більшої (регіональної) моделі з використанням техніки вкладених розрахункових сіток («нестінг»).

За замовчуванням, усі бокові границі моделі вважаються твердими вертикальними стінками. За допомогою програмного інтерфейсу користувача можливо задавати в моделі наступні типи відкритих рідких границь (рис. 2.2):

– коливання рівня води: $\zeta = F_\zeta(t) + \delta_{атм}$;

– швидкість течії (по нормалі до відкритої границі): $U = F_U(t)$;

– витрати води (по всій протяжності границі або для кожного окремого розрахункового осередку): $Q = F_Q(t)$;

– границя Неймана: $\frac{\partial \zeta}{\partial \vec{n}} = f(t)$;

– інваріант Рімана (границя з вільним виходом): $U \pm \zeta \sqrt{\frac{g}{H}} = F_R(t)$,

де $F(t)$ – функція мінливості у часі змінної, що задається на відкритій боковій границі, $\delta_{атм}$ – поправка на вплив просторової неоднорідності атмосферного тиску, $\vec{n}$ – вектор нормалі до відкритої границі.

Границя Неймана застосовується для завдання градієнта рівня води в прилеглій до берега зоні моря. Для коректного розв'язання крайової задачі такий тип відкритої межі може бути заданий тільки на перпендикулярних до берегової лінії границях розрахункової області у поєднанні з границею типу «коливання рівня води» на паралельній берегу відкритій границі.

На ділянках відкритих границь, які відносяться до типу «інваріант Рімана», хвилі, які покидають область розрахунків, не відображаються у зворотному напрямку, тобто збурення вільно виходить за межі розрахункової області. Формулювання для вільного виходу є точним тільки для одномірних лінійних хвиль. При двомірному підході воно є наближеним: передбачається, що хвилі проходять за нормаллю до відкритої межі, вплив сили Коріоліса та донного тертя не враховується [31].

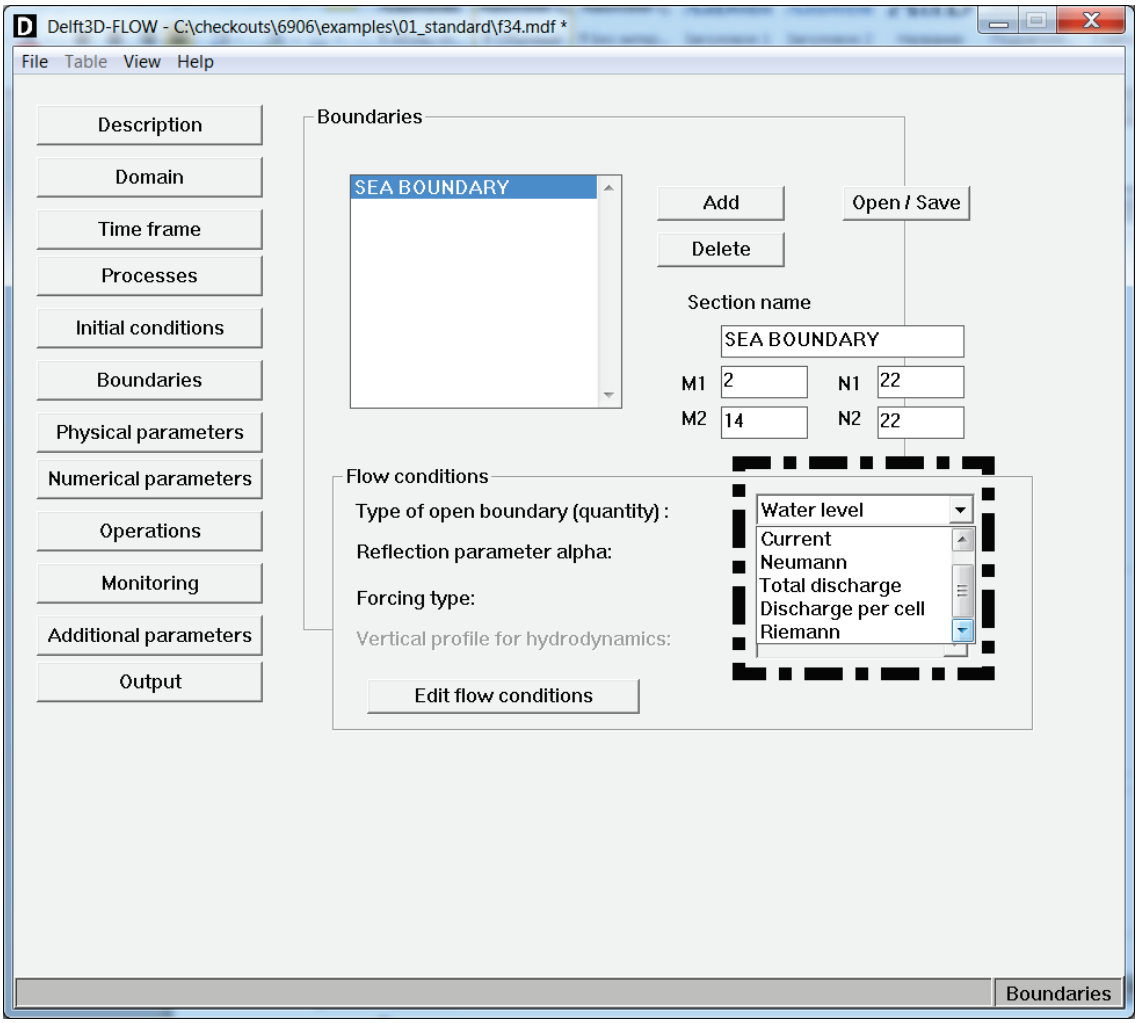

Рисунок 2.2 – Вікно графічного інтерфейсу моделі Delft3D-FLOW для додавання відкритих бокових границь розрахункової області, вибору їх типу, задавання змінних у часі граничних умов

2.2.2 Особливості чисельної реалізації рівнянь моделі Delft3D-FLOW

Для дискретизації рівнянь моделі у просторі модельована акваторія покривається криволінійною розрахунковою сіткою, що відноситься до типу *C* за класифікацією Аракави: скалярні величини задаються в центрах елементарних розрахункових осередків, а нормальні компоненти швидкості течій – на їх відповідних гранях (рис. 2.3-2.4).

Використання системи ортогональних криволінійних координат у горизонтальній площині дозволяє здійснювати плавне вирівнювання розрахункової сітки з межею розділу «суша-вода». Під час побудови

криволінійної сітки можливо виконувати її локальне згущення для областей зі значними горизонтальними градієнтами глибин, температури, солоності.

По вертикалі модель дозволяє застосовувати на вибір криволінійну σ-систему координат або прямолінійну Z-систему (рис. 2.5).

Кінцево-різницева апроксимація рівнянь моделі виконується із застосуванням схеми з центральним обчисленням різностей другого

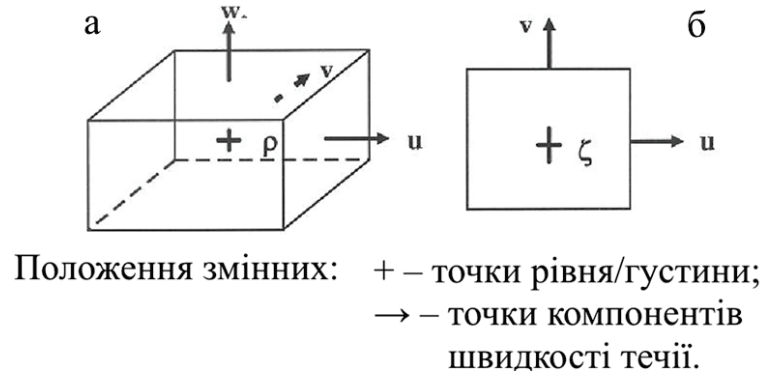

Рисунок 2.3 – Розташування змінних в межах елементарного розрахункового осередку у 3D-проекції (а) та у горизонтальній площині (б)

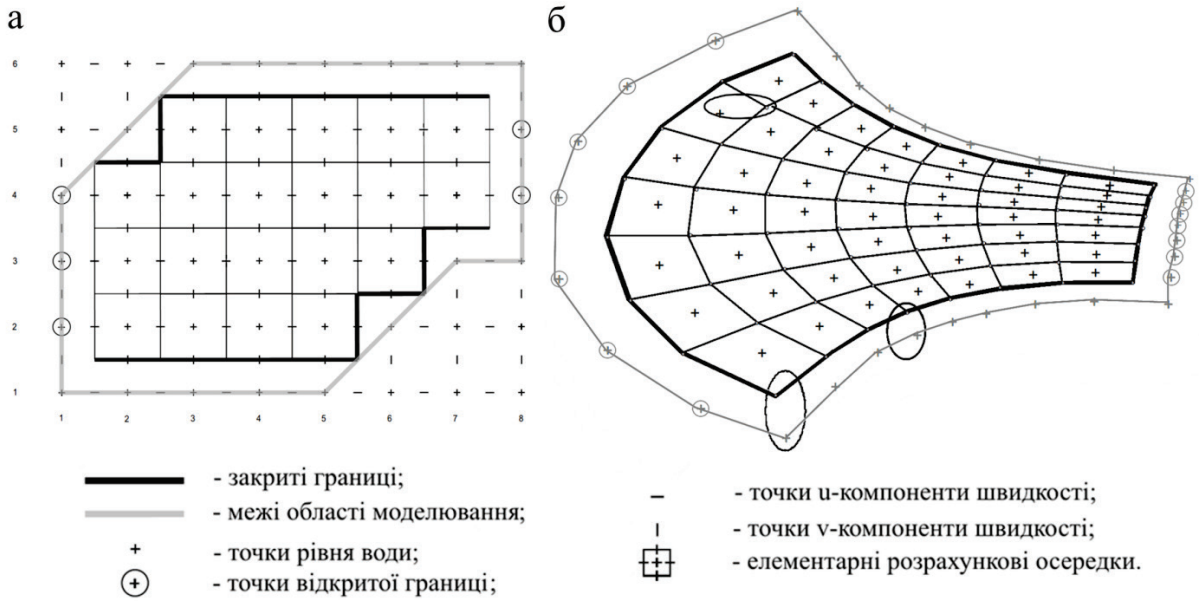

Рисунок 2.4 – Розташування змінних в межах фрагменту розрахункової області: а – у прямолінійній системі координат; б – у криволінійній системі координат по горизонталі

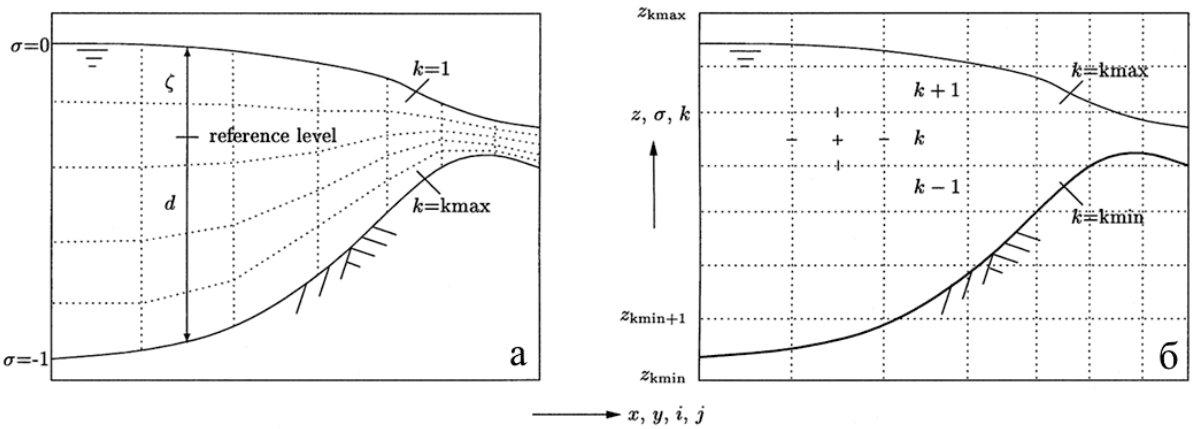

Рисунок 2.5 – Вертикальна розрахункова сітка в моделі Delft3D-FLOW: а – криволінійна *σ*-система координат, б – прямолінійна *Z*-система координат

порядку точності та схеми з різницями проти потоку третього порядку точності. Інтегрування за часом виконується за допомогою явно-неявного, двоетапного за часом методу змінних напрямків *Alternating Direction Implicit* (ADI) [39-41].

При розрахунках, часовий крок рішення рівнянь моделі рекомендується обмежувати умовою стабільності Куранта-Фрідріхса-Леві для поширення хвилі [42]:

$$CFL = 2\Delta t\sqrt{gH}\sqrt{\frac{1}{\Delta x^2}} + \sqrt{\frac{1}{\Delta y^2}}, \qquad (2.27)$$

де Δt – крок за часом; Δx, Δy – розміри розрахункової сітки у горизонтальній площині.

2.3 Вхідні дані для проведення гідротермодинамічного моделювання

2.3.1 Криволінійні розрахункові сітки для акваторій Куяльницького та Тилігульського лиманів

При проведенні модельних розрахунків акваторія Тилігульського лиману (включно зі сполучним каналом) покривалась спеціально згенерованою розрахунковою сіткою, яка складалась з 53×316 осередків

у горизонтальній площині (рис. 2.6). Розміри розрахункових осередків сітки плавно змінюються в межах 33-450 м у напрямку повздовжньої осі лиману та 27-300 м – в поперечному напрямку. Сітка з достатньою точністю описує основні особливості геоморфологічної будови Тилігульського лиману, конфігурацію його берегів та характерний розподіл глибин. Під час моделювання внутрішньорічної мінливості термогалинної структури вод лиману (розділ 3, підрозділ 3.1), з метою калібрування параметрів та верифікації моделі на підставі даних натурних спостережень, по вертикалі в моделі задавались 43 розрахункових рівня з перемінною товщиною шарів (від 0,2 до 1 м), реалізовані в прямолінійній *Z*-системі координат. При дослідженні типової вітрової циркуляції вод в лимані (розділ 3, підрозділ 3.2), у вертикальній площині для спрощення задавались 15 розрахункових рівнів в криволінійній σ-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. (див. рис. 1.2).

Для математичного моделювання гідрофізичних та гідродинамічних процесів в Куяльницькому лимані була побудована узгоджена з межами акваторії лиману ортогональна криволінійна розрахункова сітка, яка складалась з 39×270 розрахункових осередків у горизонтальній площині (рис. 2.7). Розміри розрахункових осередків сітки плавно змінюються в межах 60-280 м у напрямку поздовжньої осі лиману та 40-210 м – в поперечному напрямку. По вертикалі задавались три розрахункових рівня у σ-системі координат. Глибини в лимані, приведені до позначки рівня води мінус 4,8 м БС (див. рис. 1.3), задавались на основі батиметричних даних, знятих з відцифрованих топографічних карт Одеської області масштабів 1:25000 та 1:100000, доповнених даними щодо відміток дна лиману, отриманими в ході батиметричних зйомок 2009 та 2016 рр. [15, с. 266; 43, с. 64].

Програмна реалізація чисельних рівнянь моделі дозволила врахувати під час проведення модельних розрахунків процеси осушення-затоплення окремих мілководних ділянок ложа Куяльницького лиману при змінах рівня води у ньому.

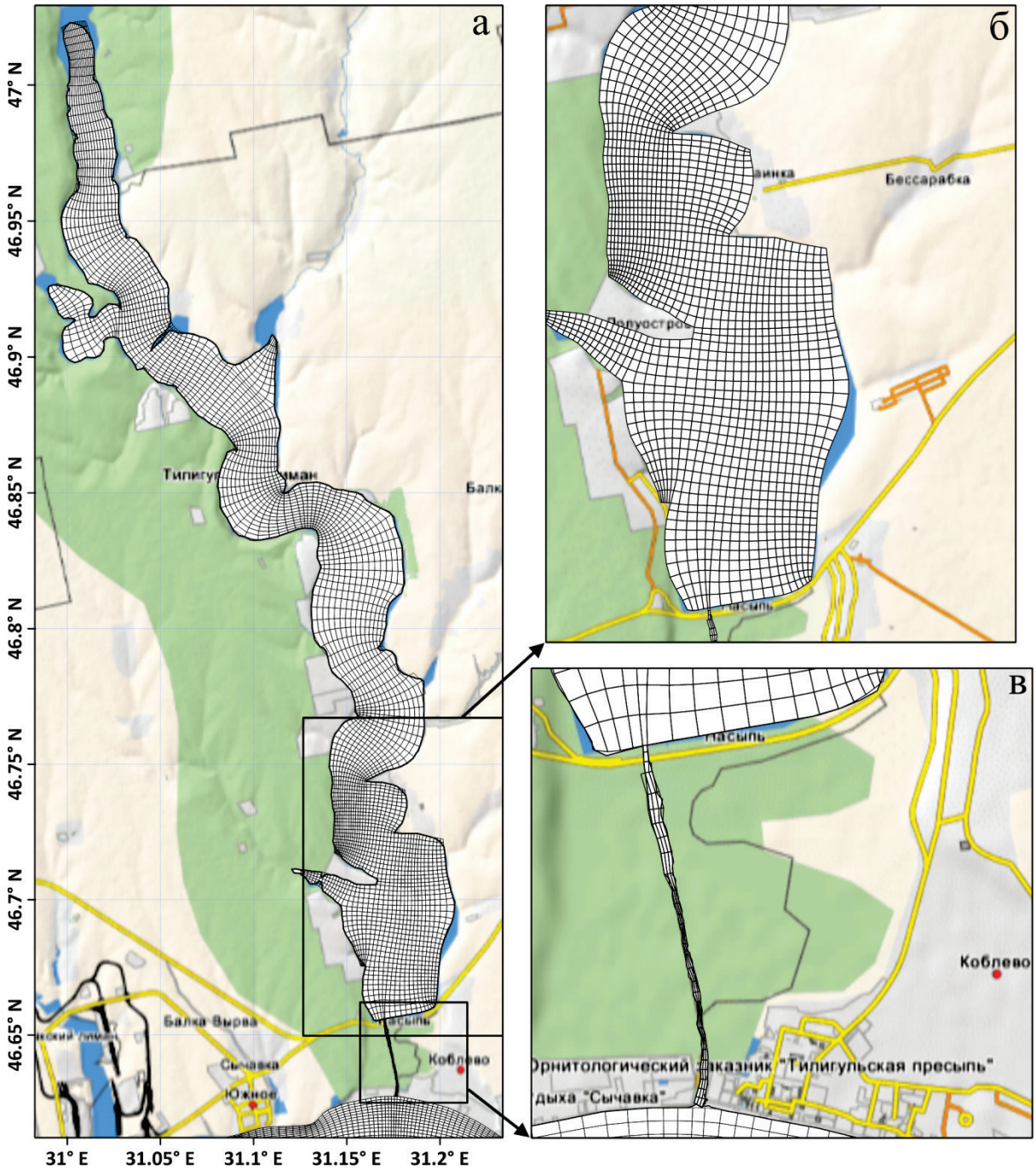

Рисунок 2.6 – Криволінійна розрахункова сітка, побудована для акваторії Тилігульського лиману: а – загальний вигляд сітки; б – південна (глибоководна) частина акваторії лиману; в – фрагмент сітки в області з'єднувального каналу «лиман-море»

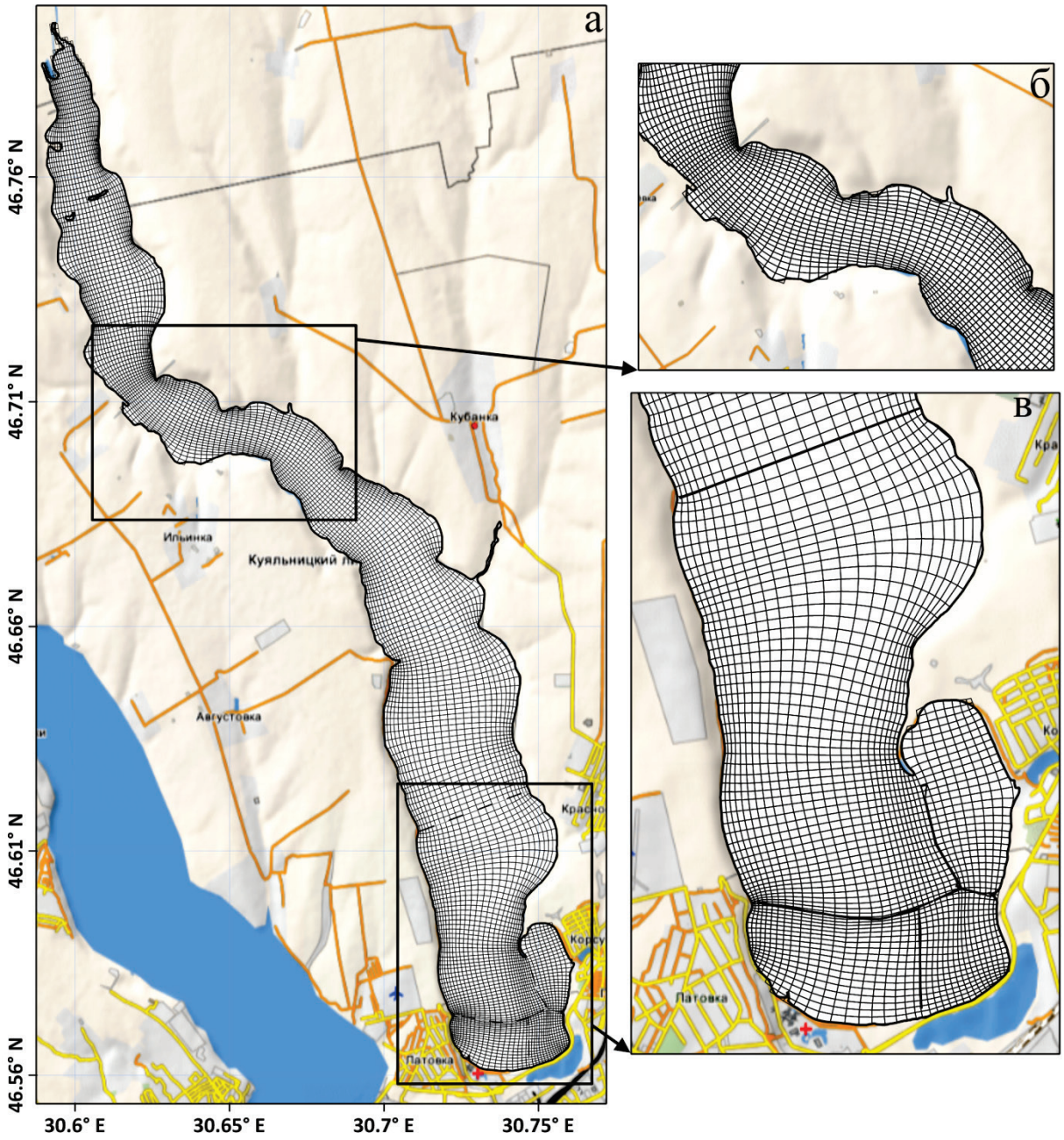

Рисунок 2.7 – Криволінійна розрахункова сітка, побудована для акваторії Куяльницького лиману: а – загальний вигляд сітки; б – фрагмент сітки в північній частині акваторії лиману; в – південна частина лиману

2.3.2 Вхідні гідрометеорологічні дані

Для адаптації гідротермодинамічної моделі до умов досліджуваних лиманів, калібрування її параметрів та верифікації використовувались дані польових досліджень мінливості характеристик гідрологічного режиму Тилігульського лиману виконані фахівцями ДУ «Інститут морської біології НАН України» (до 2014 р. – Одеського філіалу Інституту біології південних морів НАН України) в період 2010-2012 рр., а також дані досліджень Куяльницького лиману, виконаних фахівцями Одеського державного екологічного університету у 2015-2016 рр. та архівні дані спостережень, виконаних у 1987 та 2003 рр. Одеською гідрогеологічною режимно-експлуатаційною станцією Одеського відділення АТ «Укрпрофздравниця».

Мінливість метеорологічних характеристик на межі розділу «атмосфера – водна поверхня» задавалась: для Тилігульського лиману – за даними спостережень на гідрометеорологічних станціях (ГМС) «Порт Південний» та «Сербка»; для Куяльницького лиману – за даними ГМС «Одеса-порт»; «Одеса-ГМО»; гідрометпосту «Одеса-Куяльник» (рис. 2.8).

Стік р. Тилігул задавався на основі даних спостережень, виконаних на водомірному посту «Березівка», розташованому в 15 км від верхів'я Тилігульського лиману, а стік р. Великий Куяльник – за даними спостережень на водомірному посту «Северинівка».

Моделювання змін (внаслідок глобального потепління) гідрологічних умов в досліджуваних лиманах у XXI ст. виконувалось за найбільш вірогідним для регіону північно-західного Причорномор'я кліматичним сценарієм з бази даних ENSEMBLES [44, 45], який відповідає глобальному сценарію A1B, розрахованому за моделлю MPI-REMO (M10) Інституту метеорології ім. Макса Планка (Гамбург, Німеччина). Вказаний сценарій, обраний на основі аналізу результатів розрахунків за 15 кліматичними моделями з бази даних ENSEMBLES, найбільш адекватно описує часову мінливість середніх місячних температур повітря і атмосферних опадів в басейнах Тилігульського і Куяльницького лиманів за перевірний період 1998-2007 рр. [9, с. 99-107; 15, с. 188-195]. Для моделювання використовувались ряди мінливості протягом типових років, в межах виділених кліматичних періодів, середньодобових значень температури, відносної вологості повітря, кількості атмосферних опадів,

загальної хмарності, швидкості та напрямку вітру. Принципи виділення кліматичних періодів протягом XXI ст. та застосовані методики вибору типових років різної водності в межах цих періодів детально викладені в роботах [9, 15, 46-48].

При моделюванні внутрішньорічної мінливості характеристик гідрологічного режиму досліджуваних лиманів у типові роки різних кліматичних періодів XXI ст., використовувались результати розрахунків щомісячних витрат природного і побутового (порушеного водогосподарською діяльністю) стоку утворюючих ці лимани річок (Тилігул та Великий Куяльник), отримані за допомогою моделі «клімат-стік» за різних метеорологічних умов року. Модель розроблена проф. Є.Д. Гопченко та проф. Н.С. Лободою [10, с. 43-67; 49, 50], враховує кліматичні чинники формування стоку та вплив підстильної поверхні, а також водогосподарську діяльність і включає до себе дві складові частини. Перша частина дозволяє виконувати оцінку природного річного стоку на основі метеорологічних даних, друга – оцінку побутового стоку. На вході у першу частину моделі задаються метеорологічні дані, у другу – природний (не порушений водогосподарською діяльністю) річний стік та кількісні показники водогосподарських перетворень. Теоретичною базою першої частини є рівняння водно-теплового 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» [51]. Таким чином, моделюється робота водогосподарської системи, що зазнає зовнішніх (кліматичних) та внутрішніх (водогосподарських) впливів й певним чином реагує на ці впливи [49, 50].

Детальний опис методики та результатів розрахунків природного і побутового стоку річок, що впадають у досліджувані лимани, Тилігул та Великий Куяльник за моделлю «клімат-стік» для різних кліматичних періодів XXI ст. наведений у роботах [9, 15, 51, 52].

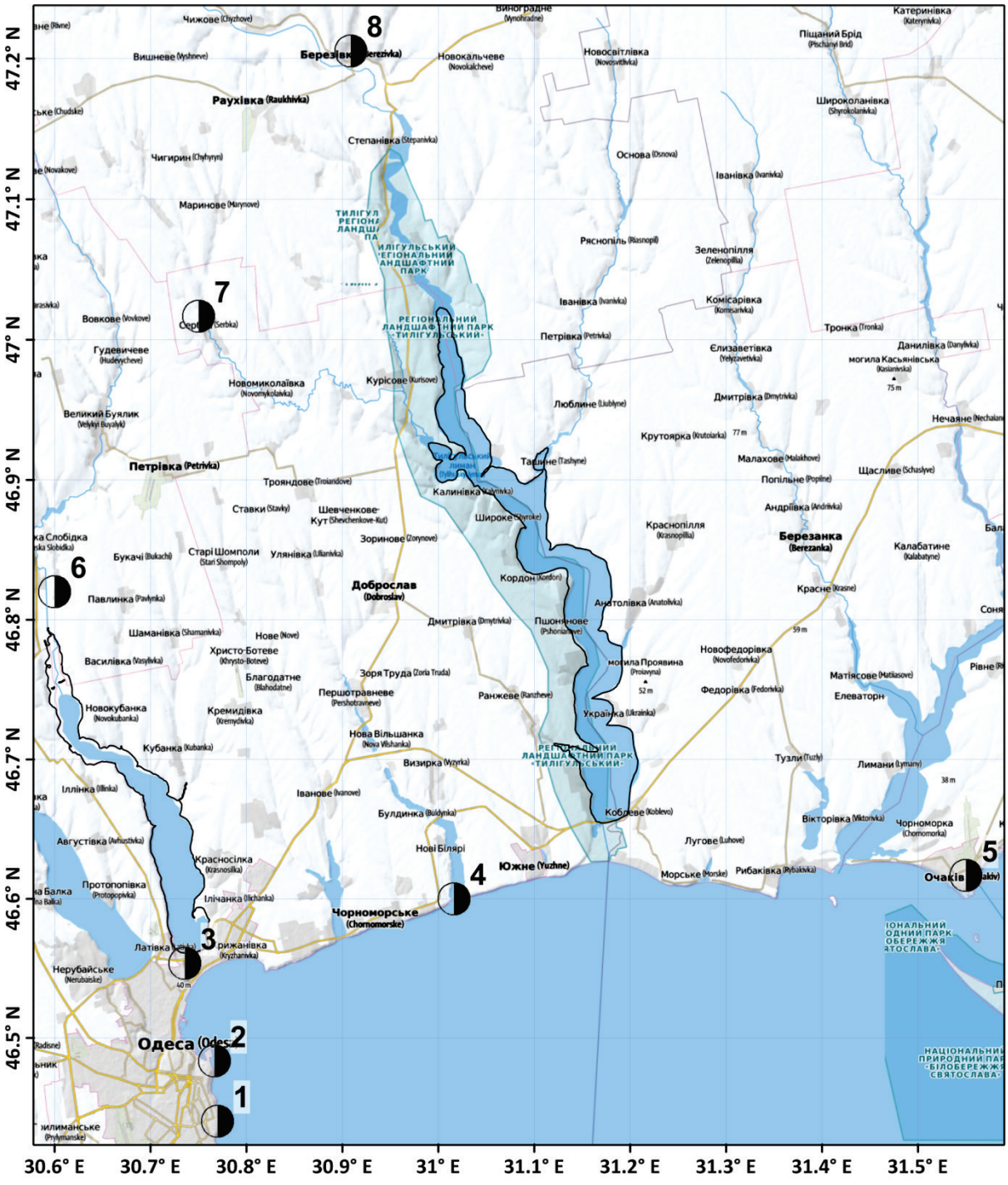

Рисунок 2.9 – Схема розташування гідрометеорологічних станцій та гідрологічних постів, дані з яких використовувались в роботі: 1 – ГМС «Одеса-ГМО»; 2 – ГМС «Одеса-порт»; 3 – ГМС «Одеса-Куяльник»; 4 – ГМС «Порт Південний»; 5 – ГМС «Порт Очаків»; 6 – водомірний пост «Северинівка»; 7 – ГМС «Сербка»; 8 – водомірний пост «Березівка»

РОЗДІЛ 3

ОСОБЛИВОСТІ МІНЛИВОСТІ ХАРАКТЕРИСТИК ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ МАТЕМАТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ

Розуміння умов формування сучасного гідроекологічного режиму Тилігульського лиману та пошук шляхів його поліпшення неможливі без чіткого уявлення про особливості просторово-часової мінливості термогалинної структури та динаміки вод лиману. Проведення постійного системного гідроекологічного моніторингу на акваторії лиману в даний час пов'язано зі значними організаційними та економічними труднощами, внаслідок його віддаленості від наукових центрів, значної просторової протяжності, відсутності сучасної приладової бази для польових спостережень. Тому найбільш перспективним і ефективним методом дослідження гідроекологічних процесів в лимані є чисельне математичне моделювання, яке базується на використанні обмеженого обсягу польових спостережень для калібрування та верифікації моделей.

Для вивчення особливостей просторово-часової мінливості гідрологічних характеристик та гідродинамічних процесів в Тилігульському лимані (течій, температури, солоності, рівня води, з урахуванням водообміну з морем) використовувались гідродинамічні моделі MECCA (див. розділ 2, підрозділ 2.1) та Delft3D-FLOW [30, 31]. На відміну від моделі MECCA, для якої в горизонтальній площині використовується традиційна рівномірна просторова розрахункова сітка, рівняння моделі Delft3D-FLOW реалізовані в криволінійній, нерівномірній в горизонтальній площині системі координат, що дозволяє детальніше описати гідрологічні процеси і динаміку вод в області достатньо вузького прибережного мілководдя, з урахуванням складної конфігурації берегової лінії та рельєфу дна лиману.

3.1 Моделювання внутрішньорічної мінливості термогалинної структури вод лиману

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 (рис. 3.1). Використання прямолінійної системи координат по вертикалі замість стандартної криволінійної σ-системи, дозволяє більш точно відтворити особливості мінливості вертикальної термогалинної структури вод в Тилігульському лимані. У випадку застосування Z-системи, на ділянках з крутим рельєфом дна рівні розрахункової сітки розташовуються паралельно лініям рівних густин води (ізопікнам), що знижує штучне перемішування скалярних величин – температури та солоності води [31].

В результаті польових гідрологічних спостережень, виконаних фахівцями ДУ «Інститут морської біології НАН України» (ДУ «ІМБ НАН України») на акваторії Тилігульського лиману, було встановлено, що вертикальна термогалинна структура вод в літній період 2010 та 2012 рр. значно різнилась [11]: у травні-серпні 2010 р. спостерігався різкий сезонний термоклин, а у 2012 р. його руйнування відбулось вже у червні. Саме цей факт був використаний для верифікації моделі.

Відповідно до поставленої задачі, моделювання динаміки вод та термогалинної структури вод Тилігульського лиману виконувалось на двох часових відрізках: з початку 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.

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 -0,3 м БС – у 2012 р., відповідно до даних спостережень. Часовий крок вирішення рівнянь моделі приймався рівним 30 с.

Оскільки моніторинг течій в лимані не проводився, то для калібрування і валідації гідротермодинамічної моделі використовувались дані епізодичних польових спостережень ДУ «ІМБ НАН України» за мінливістю термогалинної структури та рівня води в Тилігульському лимані.

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

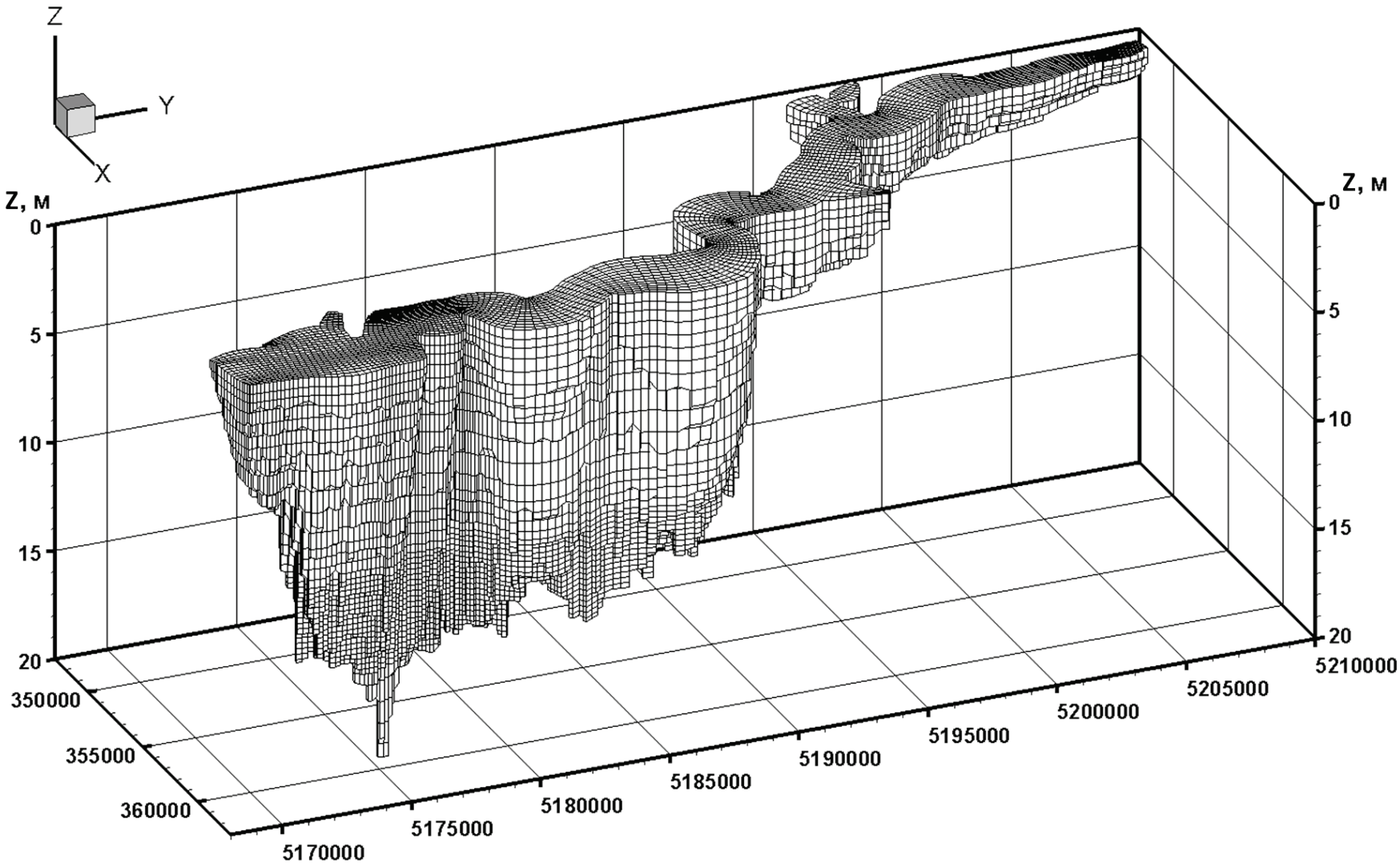

Рисунок 3.1 – Розрахункова сітка для акваторії Тилігульского лиману з *Z*-рівнями по вертикалі (на осях X та Y – відмітки сітки Універсальної поперечної проекції Меркатора в метрах, зона 36N)

3.1.1 Верифікація та валідація моделі

Калібрування та верифікація моделі проводились для умов 2010 р., а валідація – для умов 2012 р. Результати моделювання аналізувались в 4-х різних контрольних (реперних) точках на акваторії лиману (рис. 3.2).

В ході чисельних експериментів з моделлю був визначений ряд основних коефіцієнтів, які регулюють ступінь збурюючого впливу на модельовану мінливість вертикальної термогалинної структури вод:

- коефіцієнт поверхневого вітрового тертя, c_d який визначає інтенсивність вітрової напруги тертя на верхній межі;
- порогові коефіцієнти горизонтальної та вертикальної турбулентної в'язкості та дифузії, які визначають інтенсивність турбулентного перемішування на підсіткових масштабах;
- масштаб довжини Озмідова L_{oz}, який визначає інтенсивність турбулентного перемішування, викликаного нестійкістю внутрішніх хвиль у товщі води;
- число Стентона c_h – коефіцієнт тепловіддачі, який регулює інтенсивність втрат тепла при контактному теплообміні моря з атмосферою;
- число Дальтона c_e – коефіцієнт тепловіддачі, який регулює інтенсивність втрат тепла на випаровування.

Значення основних коефіцієнтів моделі, встановлені під час її калібрування, наведені в табл. 3.1.

На мінливість модельованої 3-D-термогалинної 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-ε-моделі. Підвищення значення даного коефіцієнту необхідне для заглушування числових осциляцій, викликаних застосуванням граничних умов на латеральних границях моделі, процесами випаровування, осушення-затоплення розрахункових осередків, дією вітру та ін. [53].

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

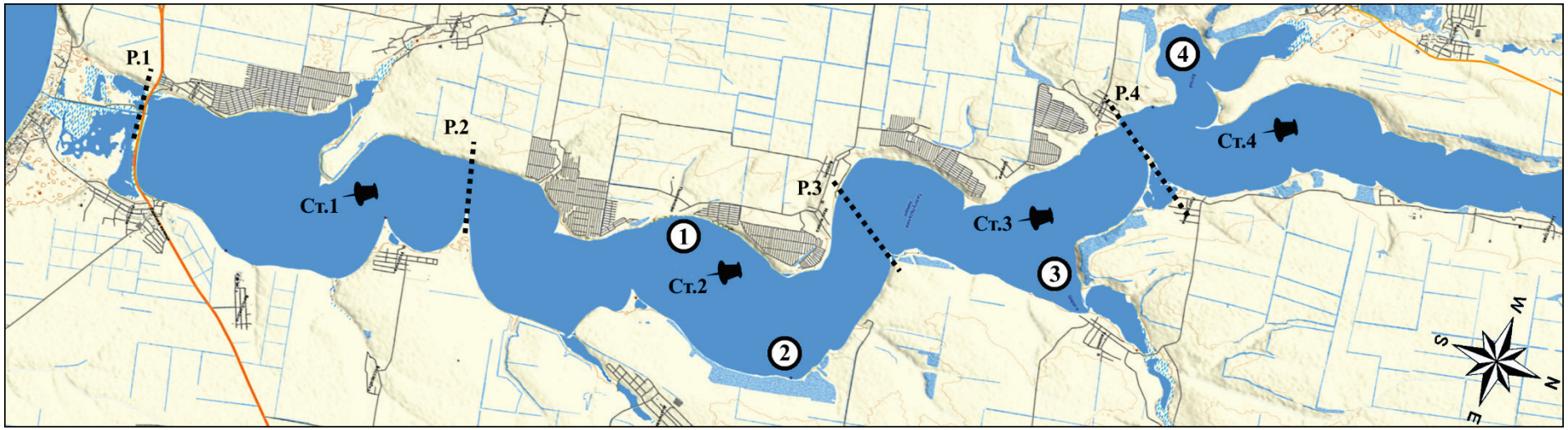

Рисунок 3.2 – Схема розташування на акваторії Тилігульського лиману контрольних точок (позначені Ст.1-Ст.4) та поперечних перерізів (позначені Р.1-Р.4) для аналізу результатів, отриманих при моделюванні. Цифрами в кружках позначені: 1 – Мар'янівська затока; 2 – Кефалева затока; 3 – Царегська затока; 4 – Балайська затока

Таблиця 3.1 – Значення основних коефіцієнтів моделі Delft3D-FLOW, встановлені при її калібруванні

№ з/п	Параметр	Досліджений діапазон	Значення, яке використовувалось	Джерело
1	**2**	**3**	**4**	**5**
1.	Кількість розрахункових рівнів по вертикалі, k	26 – 46	43	[31]
2.	Коефіцієнт поверхневого вітрового тертя, c_d	0,8 – 2,5 $\times 10^{-3}$	$1{,}255 \times 10^{-3}$ – при $\overline{U}_{10} \le 7$ м/с, $2{,}425 \times 10^{-3}$ – при $\overline{U}_{10} = 25$ м/с	[31, 34]
3.	Коефіцієнт Маннінга n, $м^{-1/3}с$	0,01 – 0,09	0,022 – в області сполучного каналу; 0,018 – на решті акваторії лиману	[54]
4.	Пороговий коефіцієнт горизонтальної турбулентної в'язкості, ν_H^{back}, $м^2/с$	1 – 10	1	[31, 55]
5.	Пороговий коефіцієнт горизонтальної турбулентної дифузії, D_H^{back}, $м^2/с$	1 – 10	1	[31, 55]
6.	Пороговий коефіцієнт вертикальної турбулентної в'язкості, ν_V^{back}, $м^2/с$	0 – 0,001	$0{,}5 \times 10^{-4}$	[31]
7.	Пороговий коефіцієнт вертикальної турбулентної дифузії, D_V^{back}, $м^2/с$	0 – 0,001	0	[31]
8.	Масштаб довжини Озмідова, L_{oz}, м	0 – 0,05	0	[31, 56]

Продовження таблиці 3.1

1	2	3	4	5
9.	Число Дальтона, c_e	$1{,}2 – 2{,}5 \times 10^{-3}$	$1{,}2 \times 10^{-3}$	[57]
10.	Число Стентона, c_h	$1 – 1{,}6 \times 10^{-3}$	1×10^{-3}	[57]

Масштаб довжини Озмідова також характеризується значним впливом на мінливість вертикального профілю термогалинної структури вод лиману. Цей параметр визначає інтенсивність турбулентного перемішування, викликаного нестійкістю внутрішніх хвиль у товщі води. Зниження значення даного коефіцієнту призводить до зменшення вертикального перемішування скалярних величин (температури, солоності води) та відповідно до посилення термогалинної стратифікації вод. Результати калібрування свідчать, що модель адекватно відтворює умови стійкої термогалинної стратифікації вод лиману у теплий період 2010 р. та руйнування стратифікації у 2012 р. при значенні масштабу довжини Озмідова, рівному нулю.

Порогові коефіцієнти горизонтальної турбулентної в’язкості та дифузії, що визначають інтенсивність турбулентного перемішування на підсіткових масштабах (менших, ніж горизонтальний крок сітки), впливають переважно на розподіл ізотах швидкості течії на акваторії лиману та незначно впливають на мінливість горизонтальної термогалинної структури вод.

3.1.2 Обговорення результатів калібрування та верифікації моделі

Інтегральним показником правильності врахування в моделі процесів, які формують водний баланс лиману (випаровування з водної поверхні, інтенсивність водообміну з морем через канал), є мінливість рівня води в лимані. З рис. 3.3-3.6 випливає, що модельні результати задовільно узгоджуються з результатами епізодичних спостережень за рівнем води в лимані та витратами води у з’єднувальному каналі.

На рис. 3.7-3.8 представлені результати моделювання часової мінливості вертикального розподілу температури води в центральній глибокій частині Тилігульського лиману в 2010 та 2012 рр., отримані

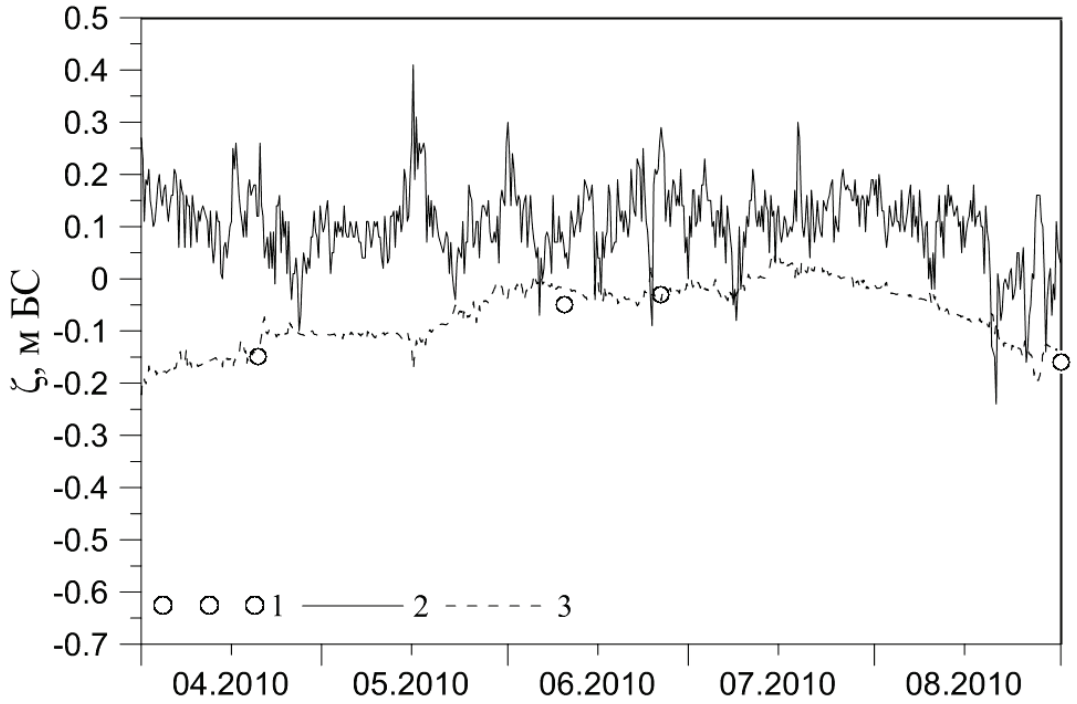

Рисунок 3.3 – Часова мінливість відміток рівня води, м БС, у 2010 році: за даними епізодичних спостережень в лимані (1); на відкритій морській границі каналу (гранична умова) (2); отримана при моделюванні у південній частині лиману (3)

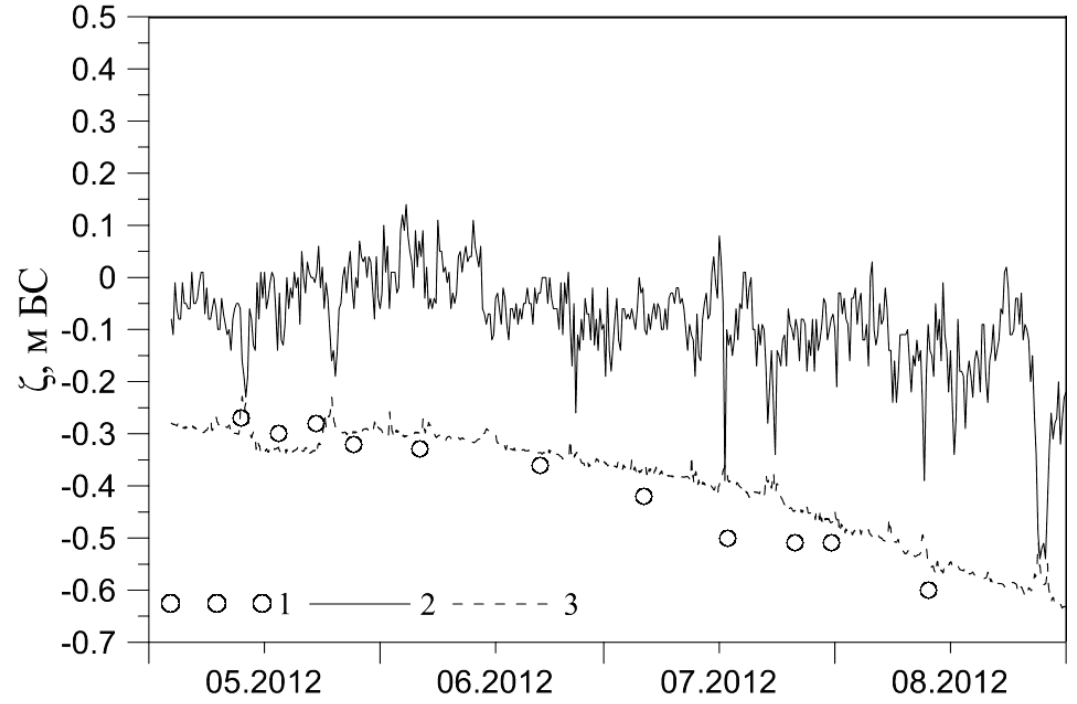

Рисунок 3.4 – Часова мінливість відміток рівня води, м БС, у 2012 році: за даними епізодичних спостережень в лимані (1); на відкритій морській границі каналу (гранична умова) (2); отримана при моделюванні в південній частині лиману (3)

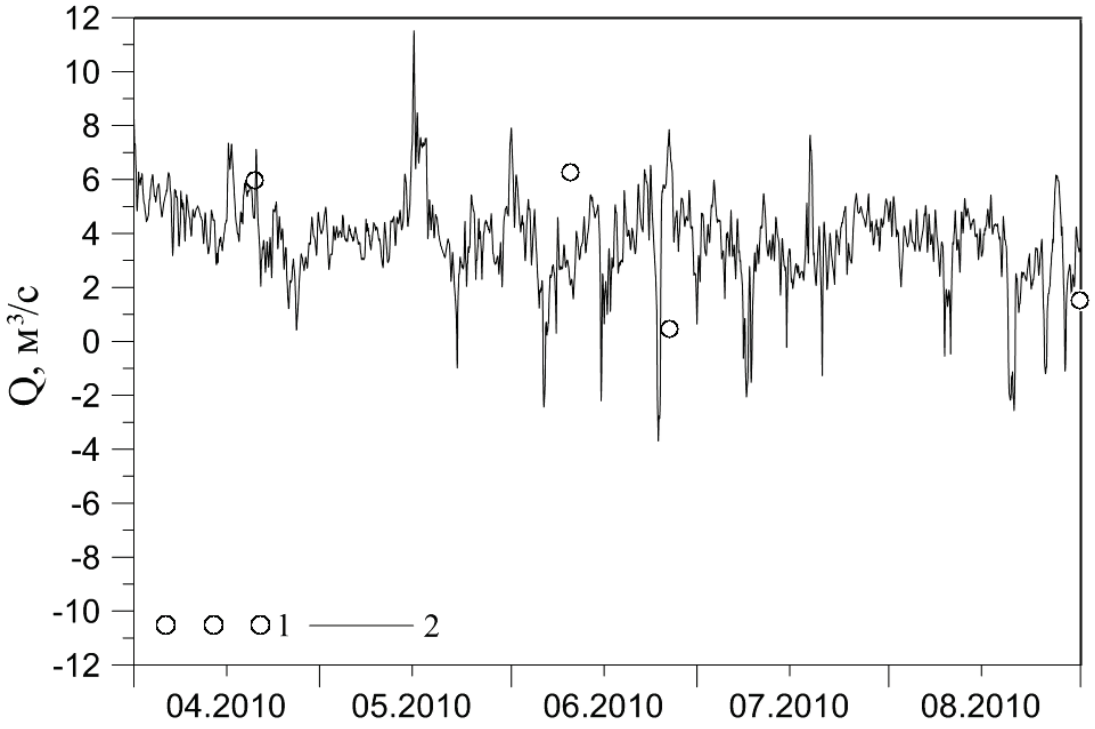

Рисунок 3.5 – Часова мінливість витрат води, м^3/с, в з'єднувальному каналі (біля виходу в лиман) у 2010 році: за даними епізодичних спостережень в лимані (1) та отримана при моделюванні (2)

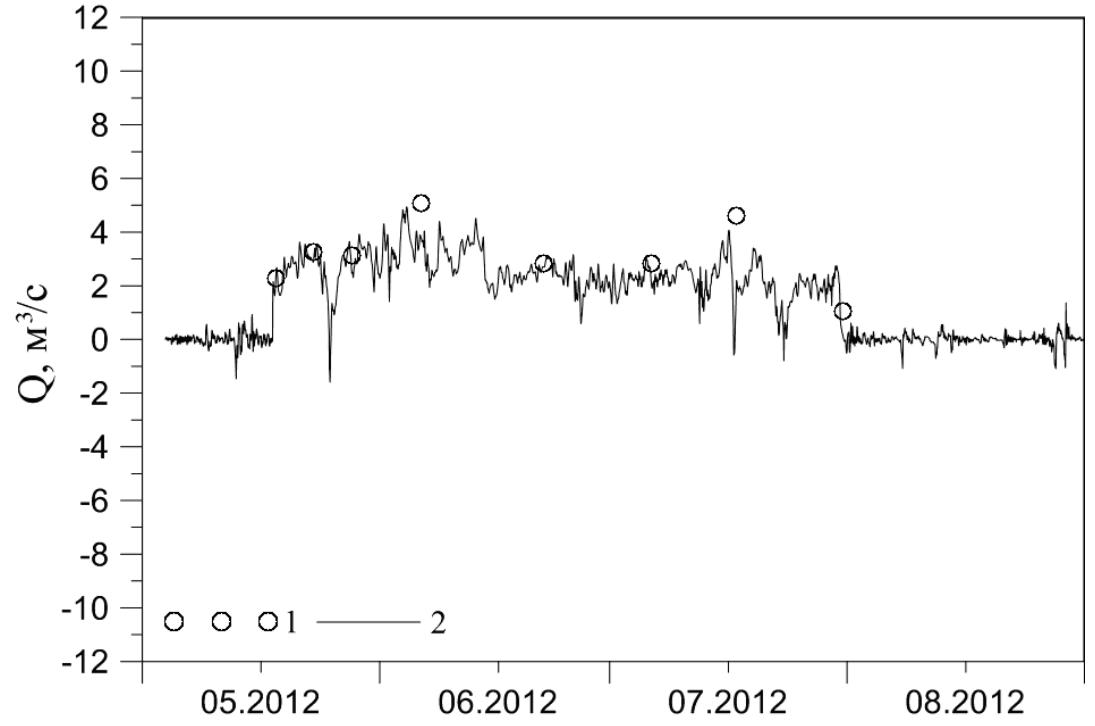

Рисунок 3.6 – Часова мінливість витрат води, м^3/с, в з'єднувальному каналі (біля виходу в лиман) у 2012 році: за даними епізодичних спостережень в лимані (1) та отримана при моделюванні (2)

з використанням значень коефіцієнтів моделі, визначених при її калібруванні. Видно, що модель правильно відтворила особливості формування вертикальної термічної структури вод лиману при умовах зазначених років, які описані вище.

Протягом літніх місяців 2010 р. зберігається різкий сезонний термоклин на глибинах понад 7 м. Протягом розрахункового періоду відбувається поступовий прогрів квазіоднорідного шару та опускання нижньої межі термоклину до дна. Солоність придонних вод на 1,5-2,0‰ перевищувала солоність вод поверхневого шару (рис. 3.7б).

У 2012 р. значне ослаблення сезонного термоклину відбулося ще в травні (рис. 3.8). У червні температура води придонного шару підвищилась до 20,5 °С при температурі поверхневого шару 24-27 °С. Хоча і є деякі (в межах декількох градусів) відхилення модельних і виміряних значень температури води у придонному шарі в окремі моменти часу, проте характер мінливості вертикальної термічної структури вод у 2012 р. відтворений моделлю задовільно.

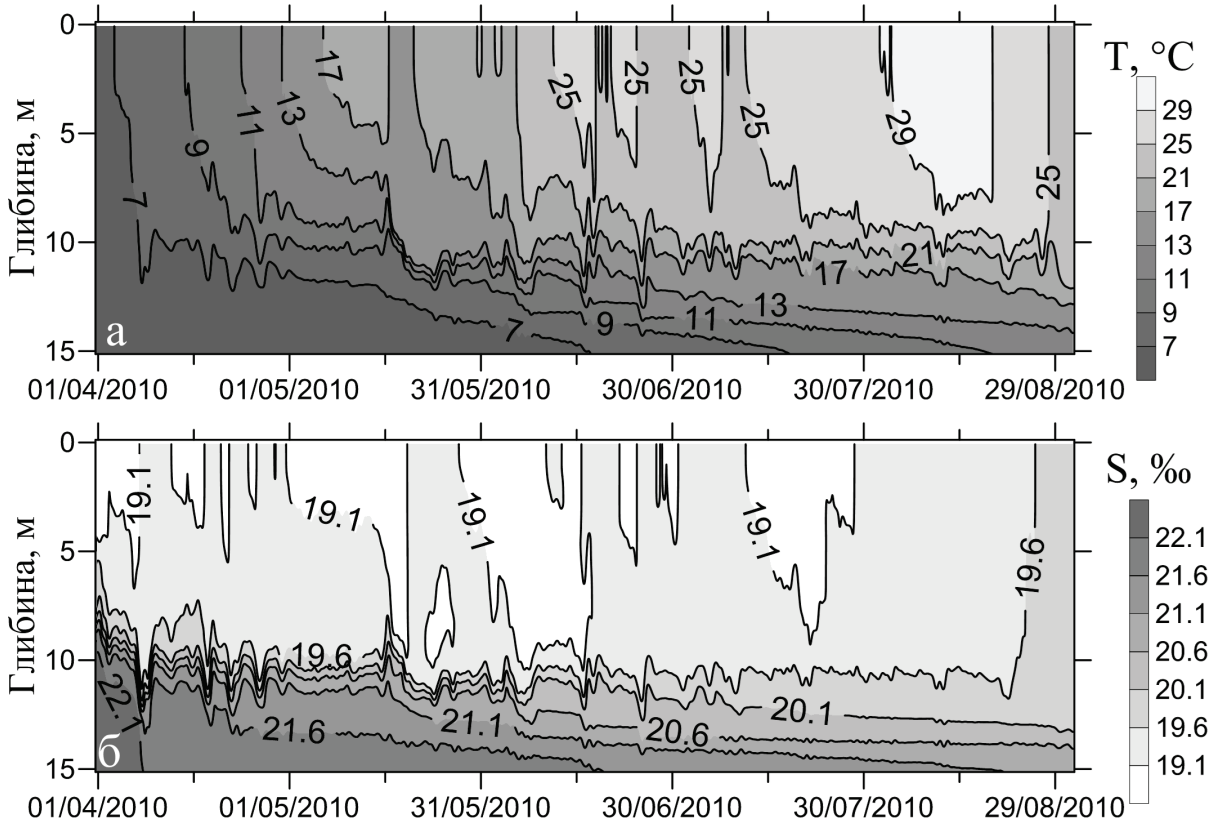

Рисунок 3.7 – Отримана при моделюванні часова мінливість вертикального розподілу температури, ºС, (а) та солоності, ‰, (б) вод лиману (на ділянці акваторії між Ранжевою і Чіловою косами) у квітні-серпні 2010 року

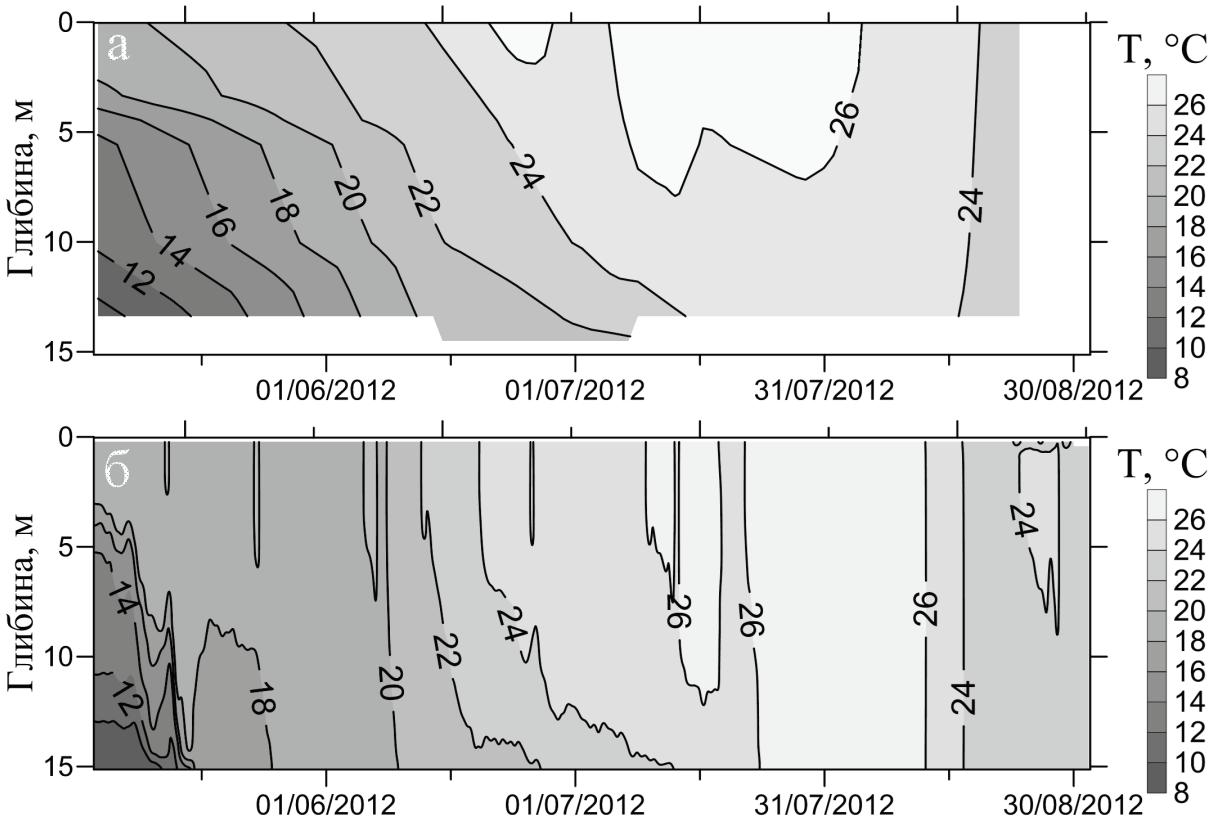

Рисунок 3.8 – Мінливість вертикального розподілу температури води в лимані (на ділянці акваторії між Ранжевою і Чіловою косами), °С, у травні-серпні 2012 року: за даними епізодичних рейдових спостережень (а) та отримана при моделюванні (б)

Порівняння модельних кривих вертикального розподілу температури та солоності води з даними польових спостережень у відповідні моменти часу (рис. 3.9-3.11) свідчить про їх задовільне узгодження.

Слід зазначити також добру відповідність між отриманою при моделюванні і встановленою з даних спостережень часовою мінливістю температури та солоності води в поверхневому шарі лиману в літні місяці 2012 р. (рис. 3.12). 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 термоклину на північній та південній підводних межах глибоких улоговин у південній та центральній частинах

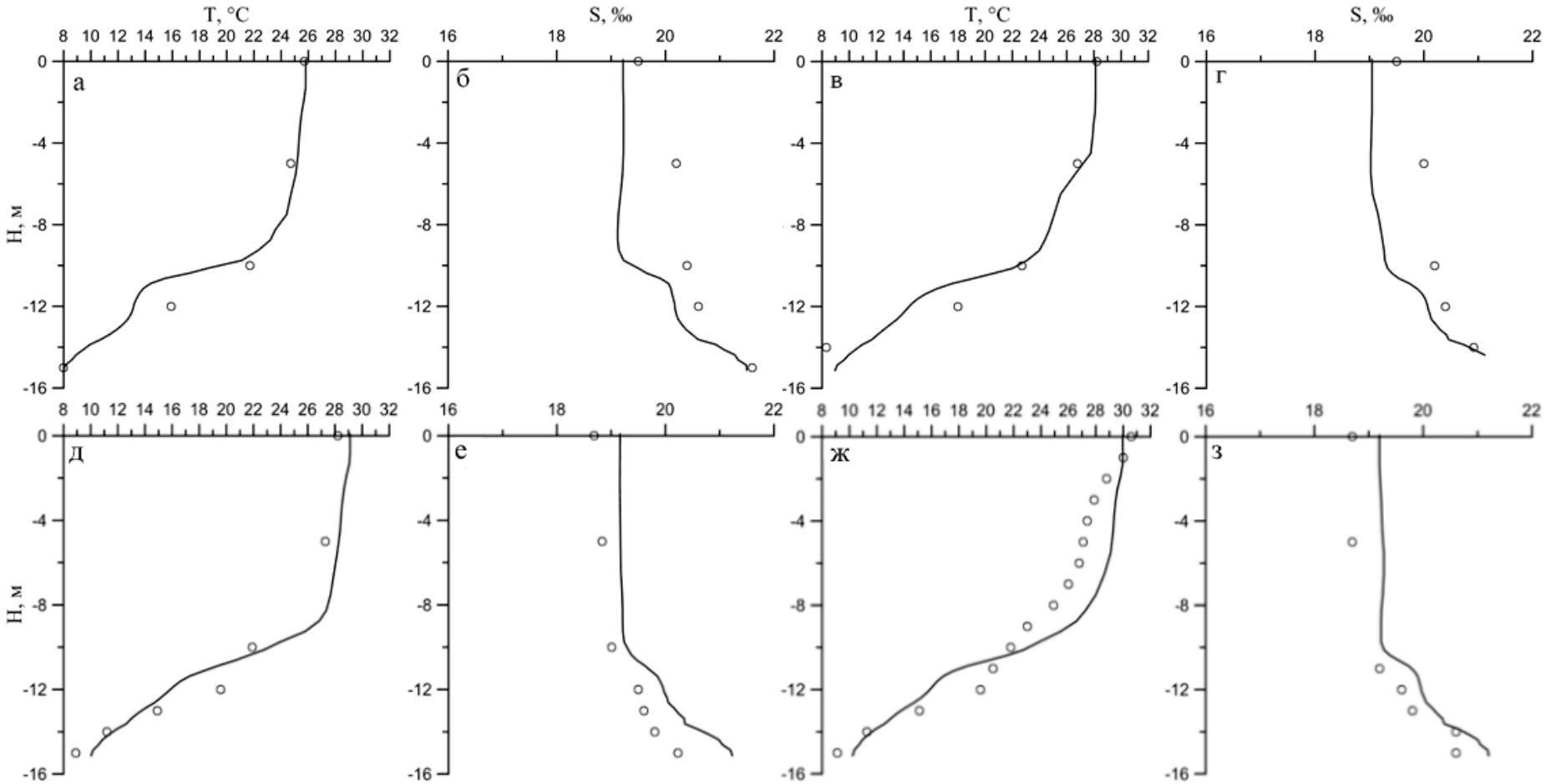

Рисунок 3.9 – Вертикальний розподіл температури, ºС, та солоності води, ‰, отриманий в моделі (криві) та за даними натурних спостережень (точки) в центральній частині Тилігульского лиману (рейд між Ранжевою та Чіловою косами) у липні-серпні 2010 р.: а, б – 04.07.2010 р.; в, г – 18.07.2010 р.; д, е – 01.08.2010 р.; ж, з – 05.08.2010 р.

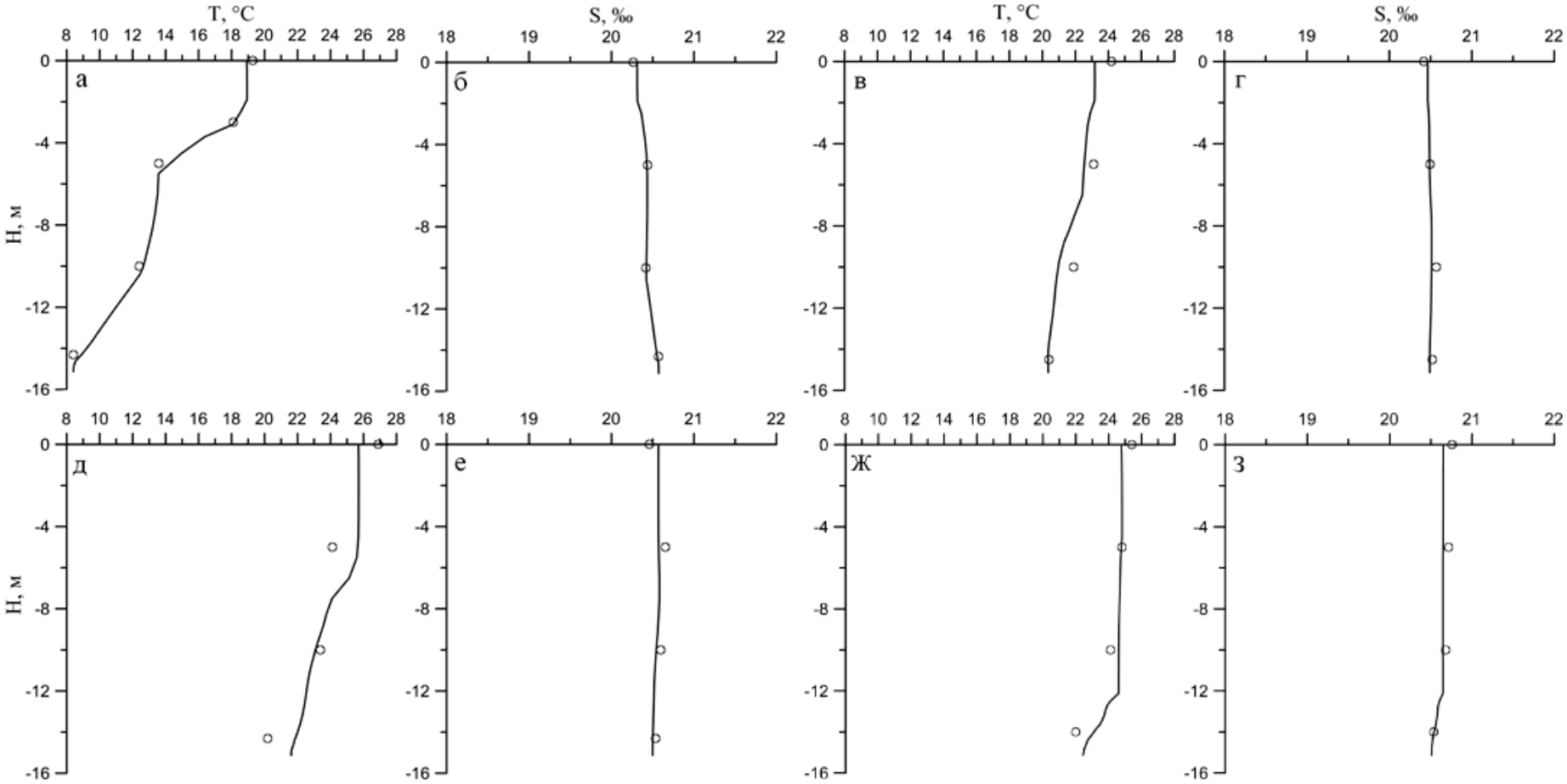

Рисунок 3.10 – Вертикальний розподіл температури, ºС, та солоності води, ‰, отриманий в моделі (криві) та за даними натурних спостережень (точки) в центральній частині Тилігульского лиману (рейд між Ранжевою та Чіловою косами) в травні-липні 2012 р.: а, б – 04.05.2012 р.; в, г – 14.06.2012 р.; д, е – 23.06.2012 р.; ж, з – 01.07.2012 р.

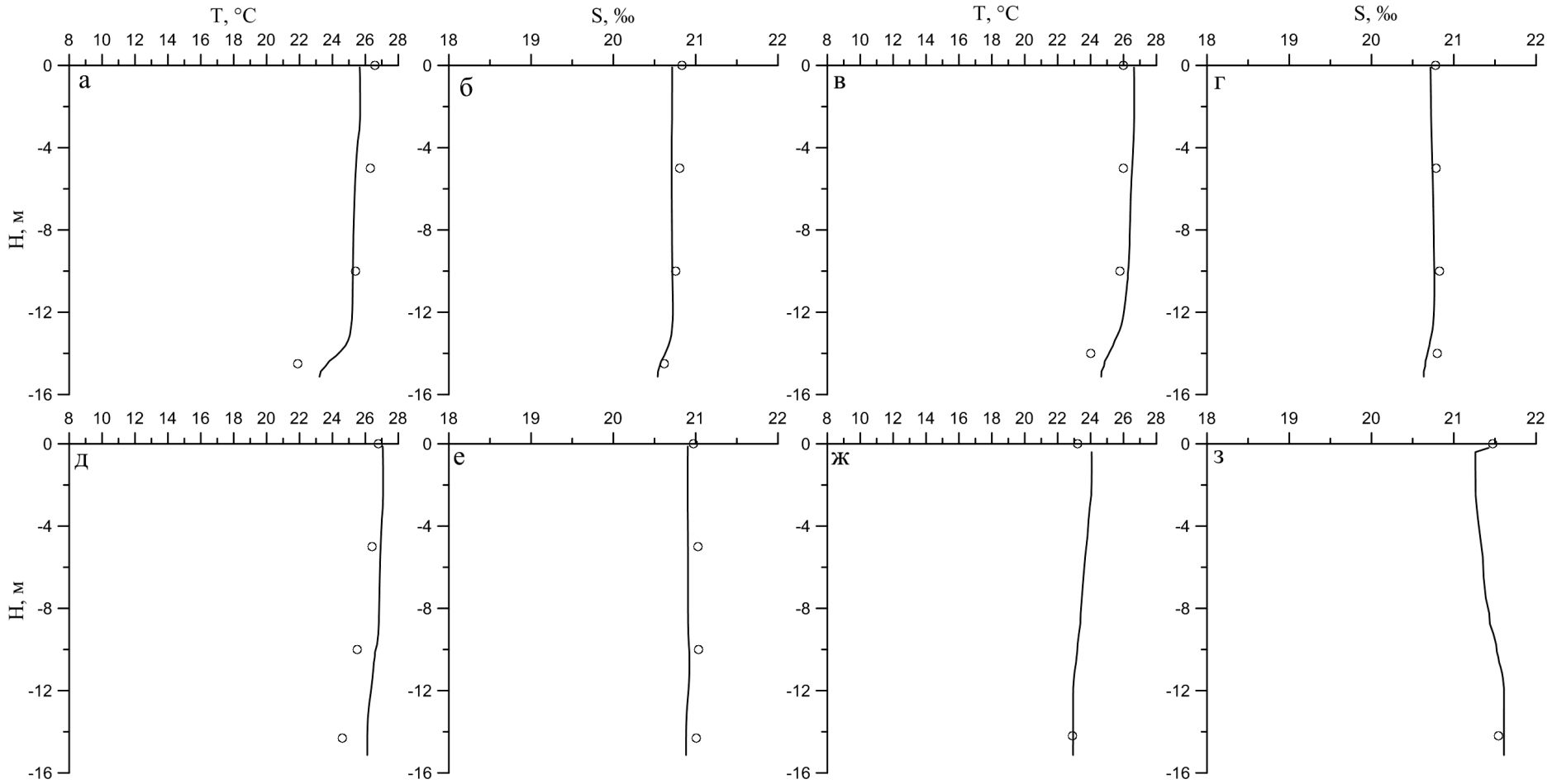

Рисунок 3.11 – Вертикальний розподіл температури, ºС, та солоності води, ‰, отриманий в моделі (криві) та за даними натурних спостережень (точки) в центральній частині Тилігульского лиману (рейд між Ранжевою та Чіловою косами) в липні-серпні 2012 р.: а, б – 08.07.2012 р.; в, г – 16.07.2012 р.; д, е – 28.07.2012 р.; ж, з – 23.08.2012 р.

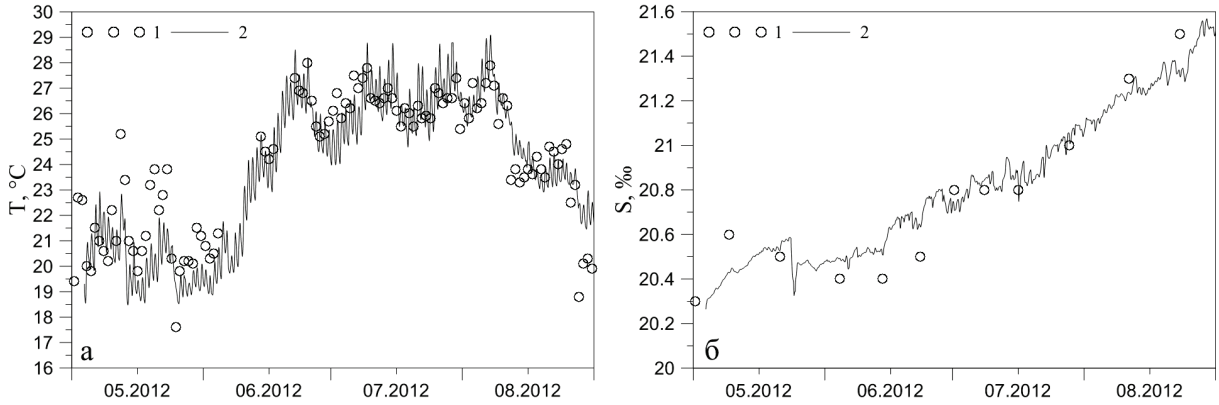

Рисунок 3.12 – Часова мінливість температури, ºС, (а) та солоності, ‰, (б) поверхневого шару вод, за даними епізодичних спостережень (1) та отримана при моделюванні (2) на ділянці акваторії, біля с. Пшенянове у 2012 р.

лиману при сильних поздовжніх вітрах. Звали глибин в районах Чілової та Кордонської кіс (див. рис. 1.2) є природними підводними перешкодами («стінками»), біля яких відбуваються інтенсивні висхідні та низхідні вертикальні рухи вод (рис. 3.13). Наприклад, при сильному південному вітрі швидкістю 10-12 м/с 16 травня 2010 р. (рис. 3.13а) на південному кордоні Чілової коси пікноклин опустився на глибину 11 м, у той час як на північному кордоні – піднявся до глибини 2 м.

У 2012 році, внаслідок інтенсивних вертикальних рухів води та вітрового перемішування, руйнування термоклину в центральній частині Тилігульського лиману відбулось вже у середині травня і у червні вертикальна термогалинна структура вод стала однорідною (рис. 3.13в, г).

При слабких вертикальних градієнтах температури води лиману влітку (як, наприклад, у серпні 2012 р.) можливе утворення шарів зі зниженою солоністю в її вертикальному профілі (рис. 3.14).

При вітрах із сильною меридіональною складовою, в теплий період року поблизу Чілової, Кордонської та Української кіс (див. рис. 1.2) можливий розвиток апвелінгу та підтік глибинних вод з меншою температурою води та вмістом кисню до мілководних ділянок акваторії лиману (рис. 3.15).

При незначному стоці р. Тилігул або його відсутності в літні місяці з інтенсивним випаровуванням, джерелом осолонення лиману є, насамперед, Балайська затока (див. рис. 3.2) та мілководна північна частина лиману (рис. 3.16).

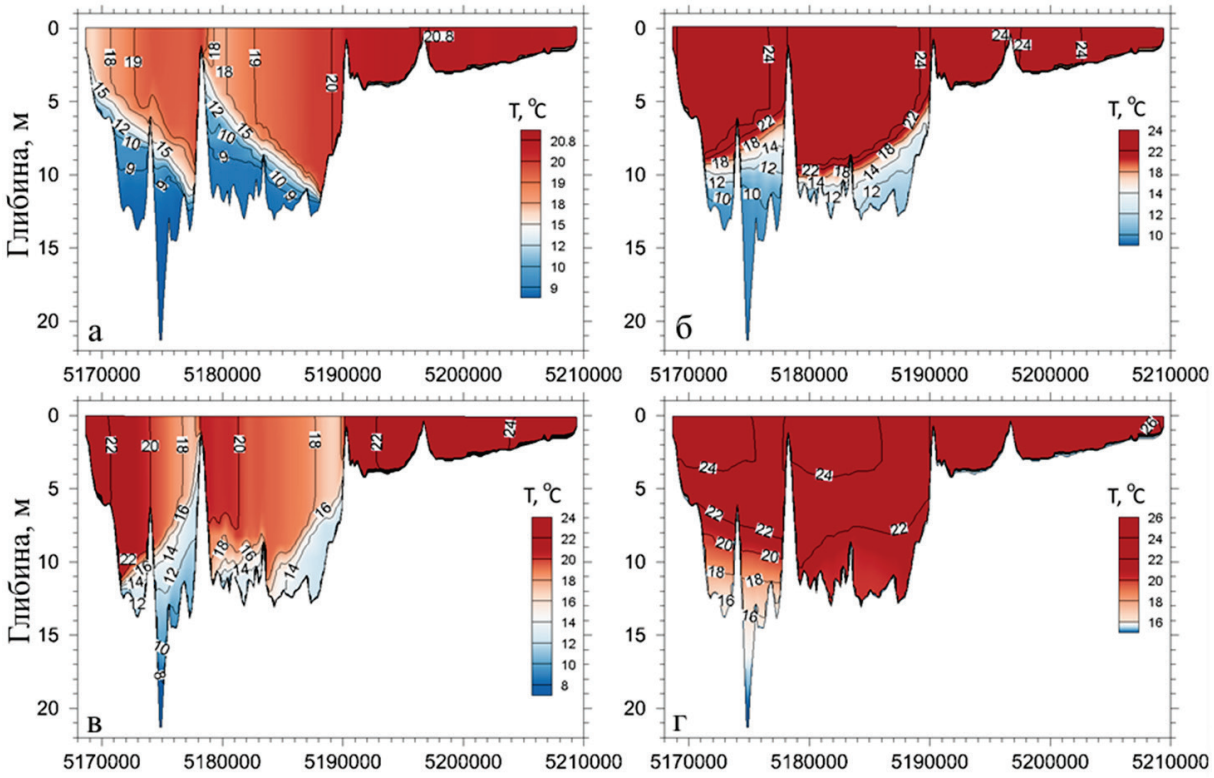

Рисунок 3.13 – Просторово-часова мінливість температури води, °С, в лимані, отримана при моделюванні: а – 16.05.2010 р., б – 25.06.2010 р.; в – 13.05.2012 р.; г – 17.06.2012 р.

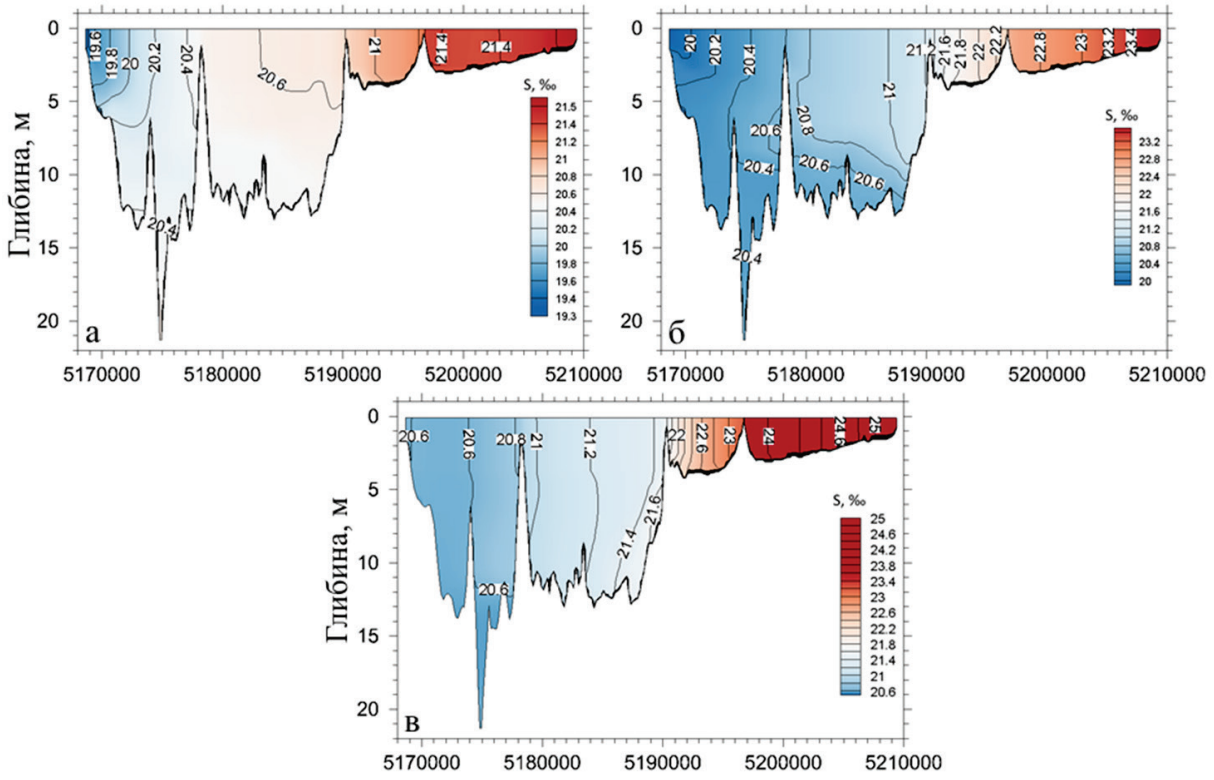

Рисунок 3.14 – Просторово-часова мінливість солоності води, ‰, в лимані, отримана при моделюванні: а – 17.06.2012 р., б – 15.07.2012 р.; в – 05.08.2012 р.

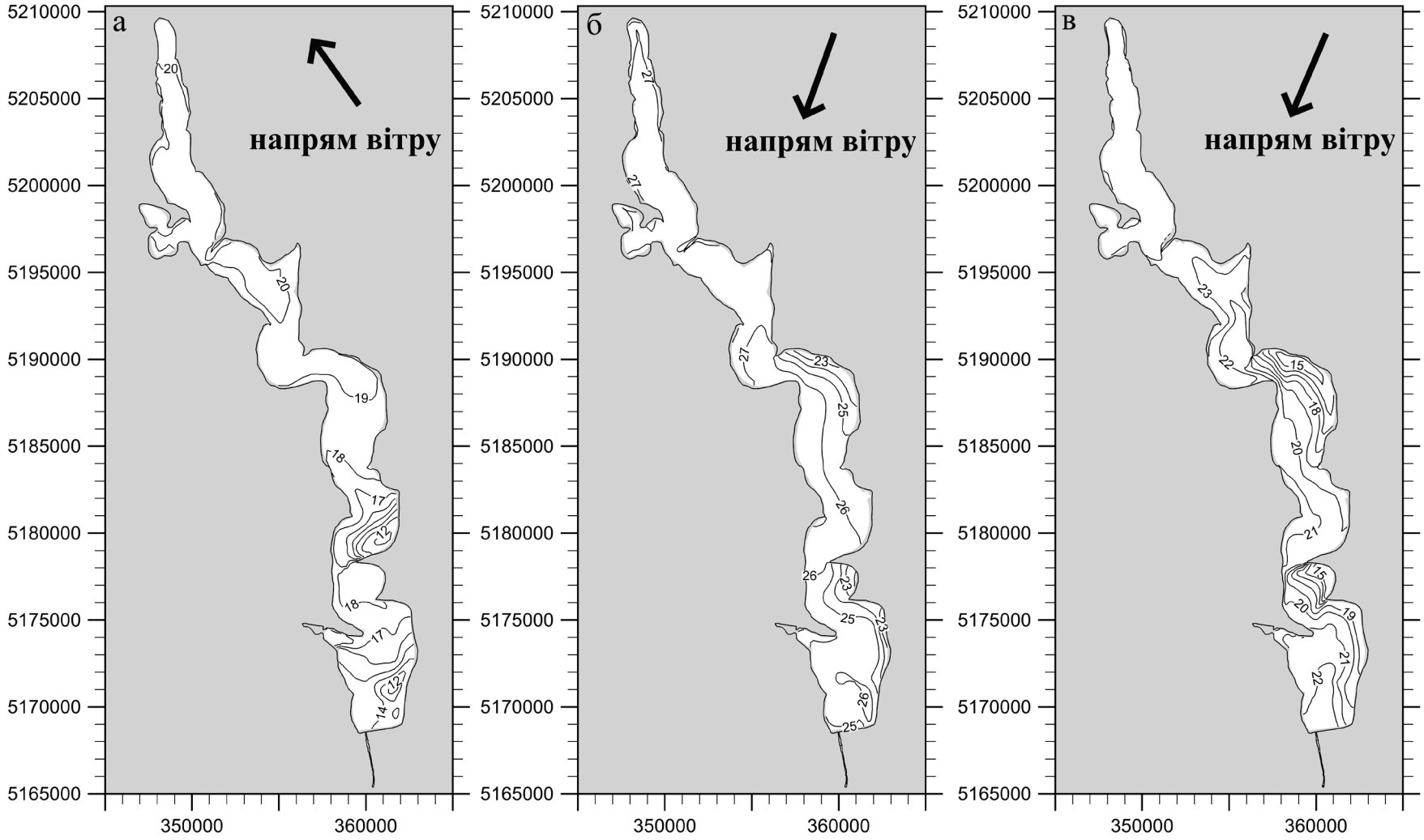

Рисунок 3.15 – Просторова мінливість температури води, °С, поверхневого слою вод Тилігульського лиману, отримана при моделюванні в різні моменти часу: а – 16.05.2010 р., б – 16.06.2010 р.; в – 13.05.2012 р.

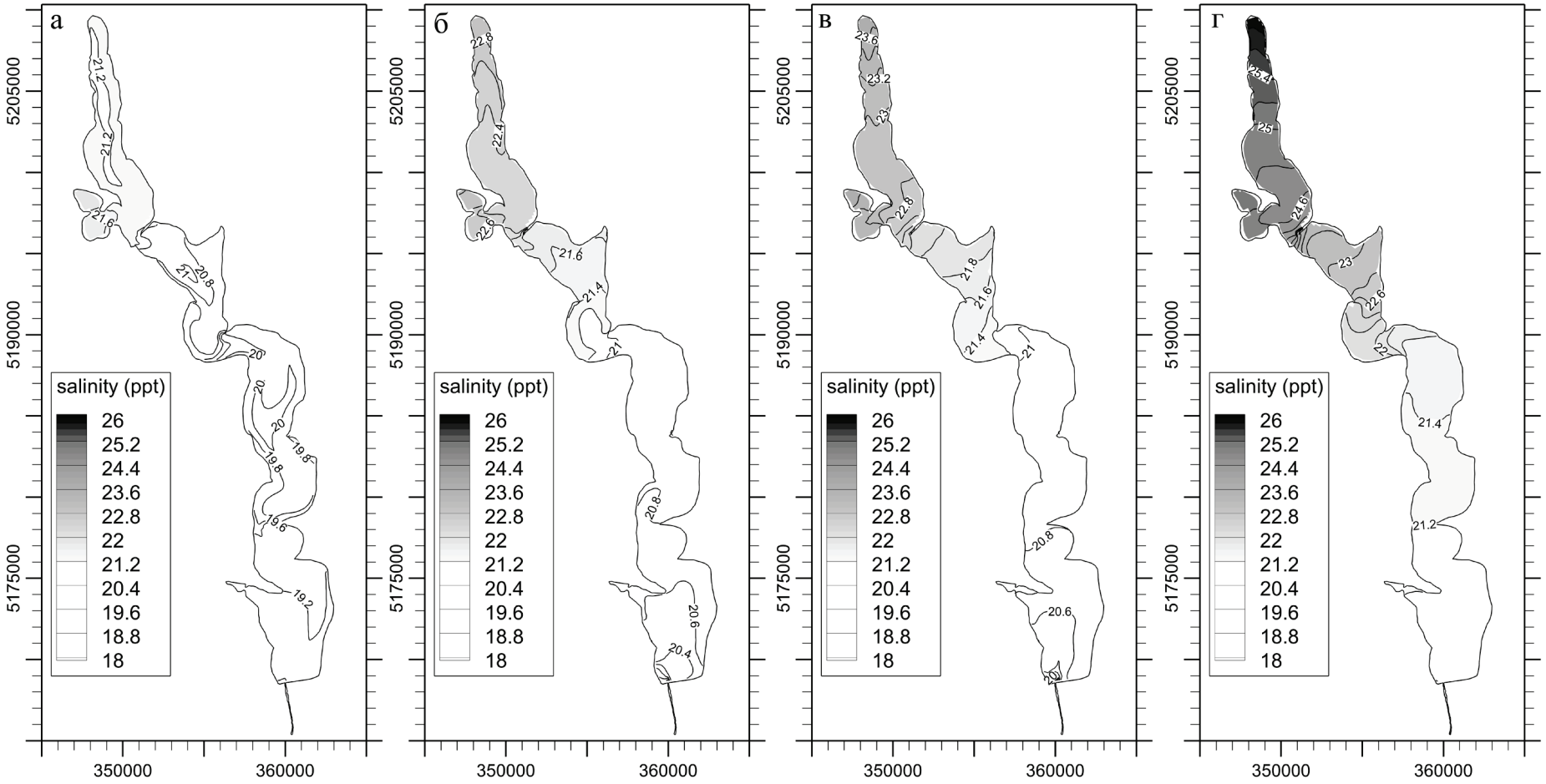

Рисунок 3.16 – Просторова мінливість солоності поверхневого слою вод лиману, ‰, отримана при моделюванні в різні моменти часу: а – 29.08.2010 р., б – 05.07.2012 р.; в – 15.07.2012 р.; г – 14.08.2012 р.

3.2 Типова вітрова циркуляція вод в лимані

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 [4]. 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 [31, 58].

Як і на попередньому етапі розрахунків (див. розділ 3.1) 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 приймався 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 напряму вітру. Встановлення баротропної циркуляції вод та відхилень рівня води в лимані від стану спокою при сталих вітрах відбувається протягом 2,5 діб модельного часу (рис. 3.17).

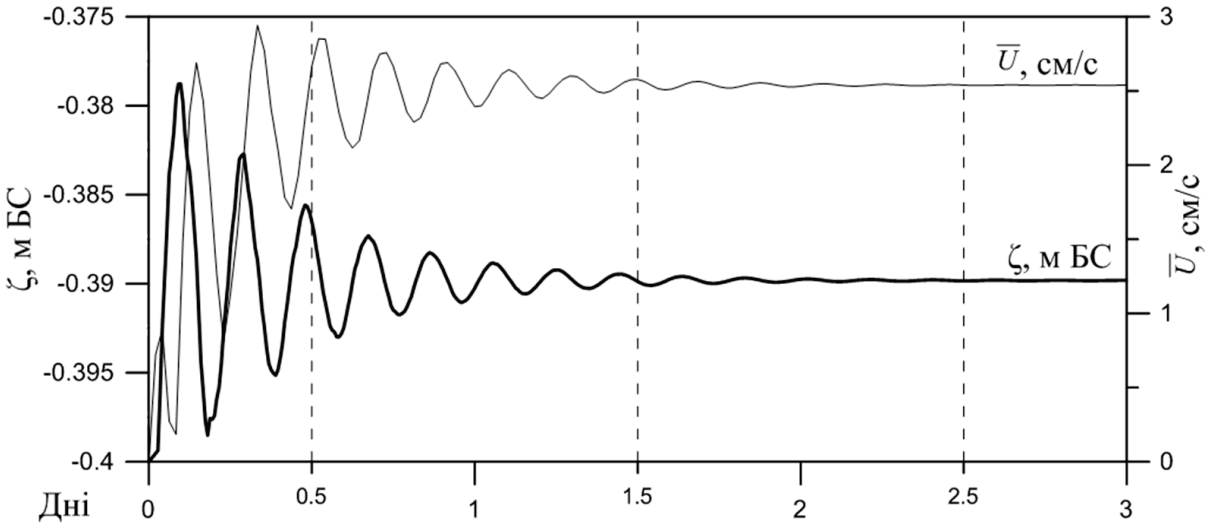

Рисунок 3.17 – Мінливість модуля баротропної швидкості течії $\overline{U}$, см/с, та рівня води ζ, м БС, в Тилігульському лимані (в північній мілководній частині) при стаціонарному вітрі південно-східного напрямку

Згідно з даними багаторічних спостережень на берегових гідрометеорологічних станціях в портах Одеса, Южний, Очаків, домінуючими є вітри Північного (Пн) (повторюваність 15-33%) та Південного (Пд) (14-22%) напрямків [59]. Значна повторюваність західних (З) вітрів (близько 15%) відзначається на станціях Одеса та Очаків. Вітрові умови у відкритій частині північно-західного шельфу Чорного моря характеризуються переважанням вітрів північного та північно-східного напрямків.

Повторюваність вітрів різних напрямків за даними багаторічних спостережень на найближчих до лиману берегових гідрометеорологічних станціях (ГМС) «порт Южний» (за 1980-2011 рр.) та «порт Очаків» (за 1950-2011 рр.) наведена в таблиці 3.2.

Водообмін лиману з морем через з'єднувальний канал при розрахунках не враховувався. Результати моделювання наведені на рис. 3.18-3.28 та у додатку А, рис. А.1-А.2.

Розрахунки вітрової циркуляції вод в Тилігульському лимані показали, що через протяжність лиману у меридіональному напрямку, значну порізаність його берегової лінії та мінливість просторової орієнтації різних її ділянок, просторова структура течій 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. 3.18-3.20). 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 напряму вітру. Звертає на себе увагу, що вздовжбереговий потік біля західного берегу центральної і південної частин лиману більш інтенсивний, ніж у східного берегу.

Таблиця 3.2 – Середня багаторічна повторюваність (%) протягом року вітрів різних напрямків за даними ГМС «порт Южний» та «порт Очаків» [60]

ГМС	Пн	ПнСх	Сх	ПдСх	Пд	ПдЗ	З	ПнЗ
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

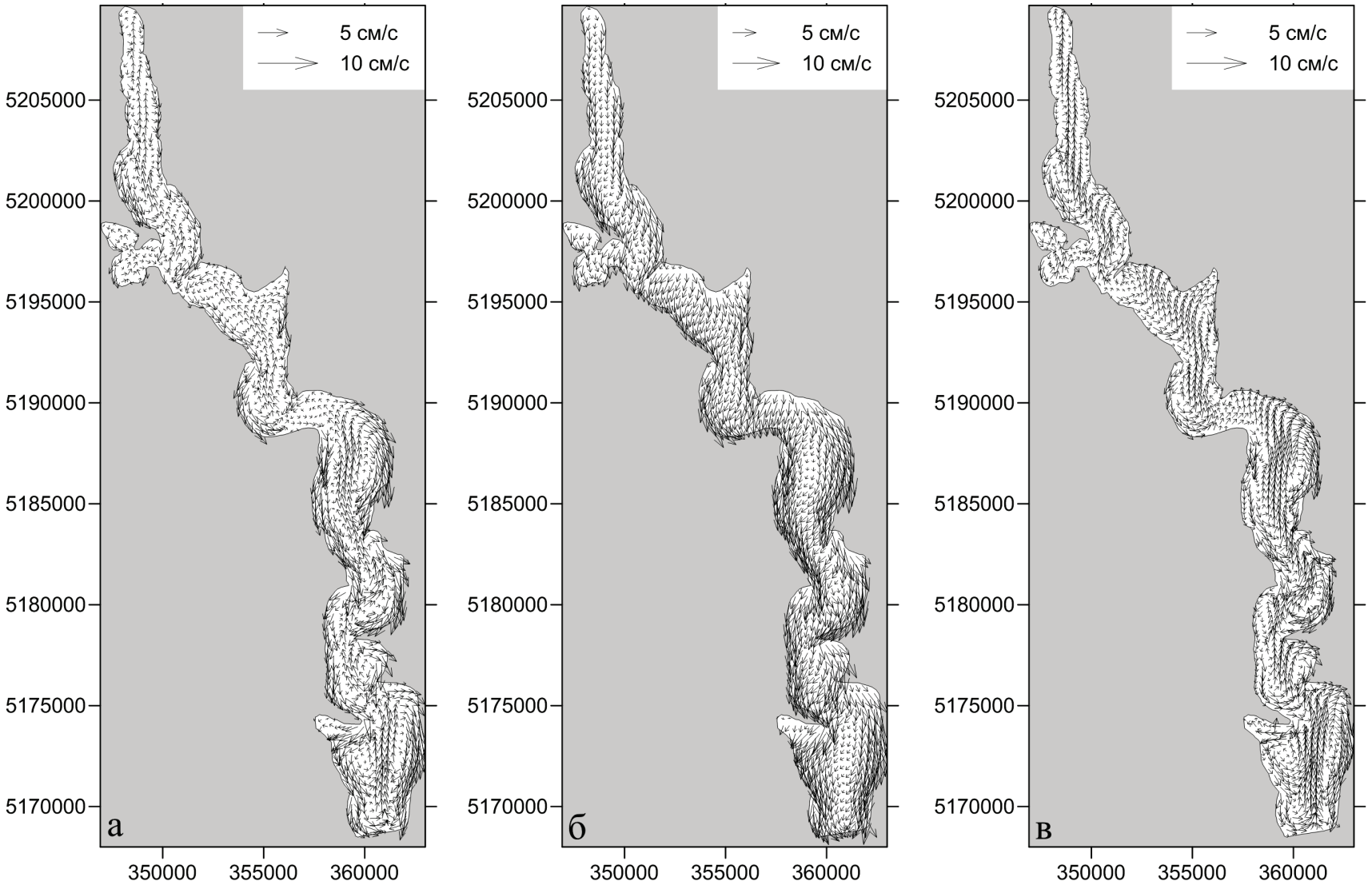

Рисунок 3.18 – Поля векторів середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі **північного** напрямку швидкістю 5 м/с (вектори проріджені через кожні 6 значень)

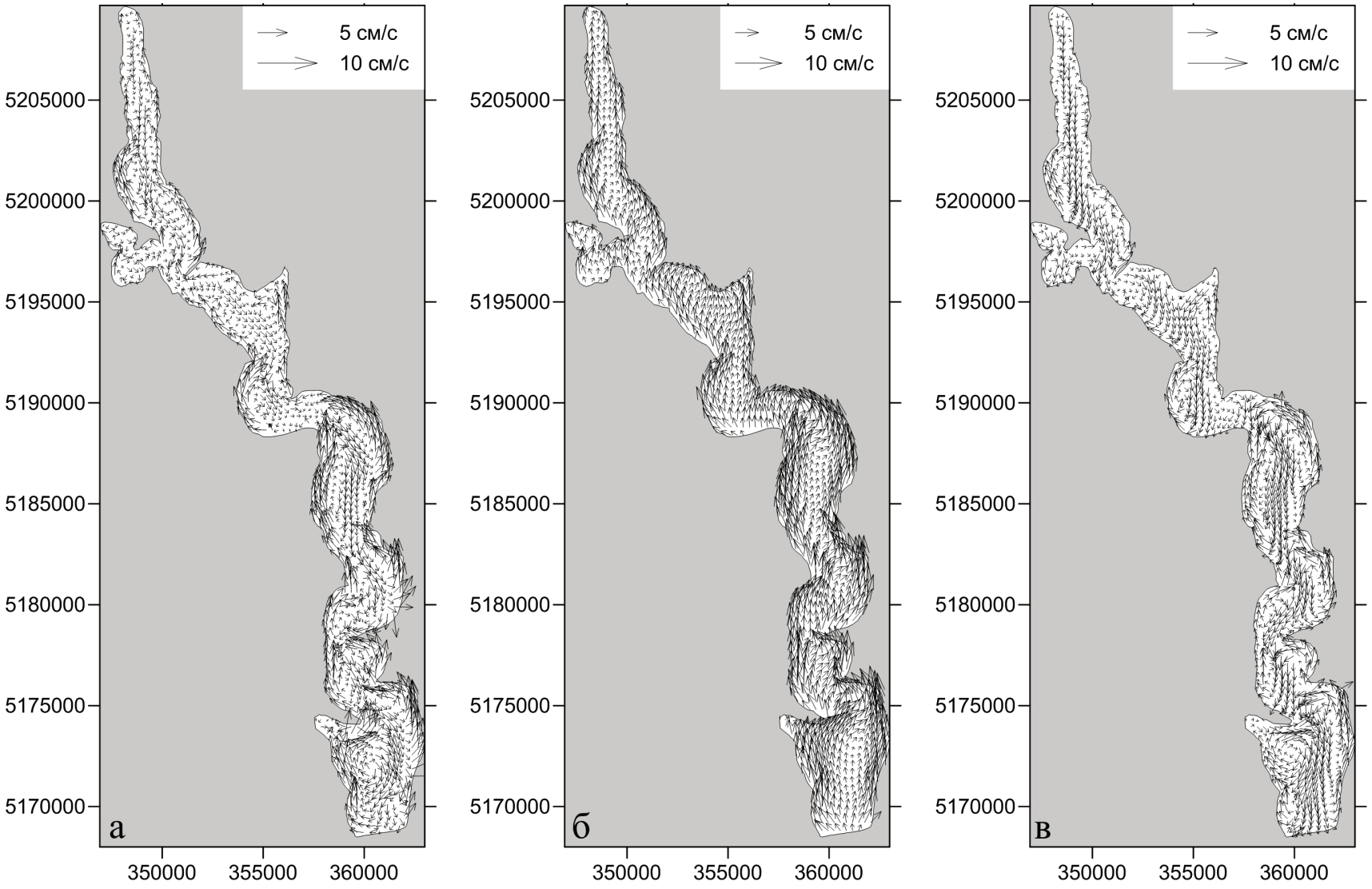

Рисунок 3.19 – Поля векторів середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі **<u>південного</u>** напрямку швидкістю 5 м/с (вектори проріджені через кожні 6 значень)

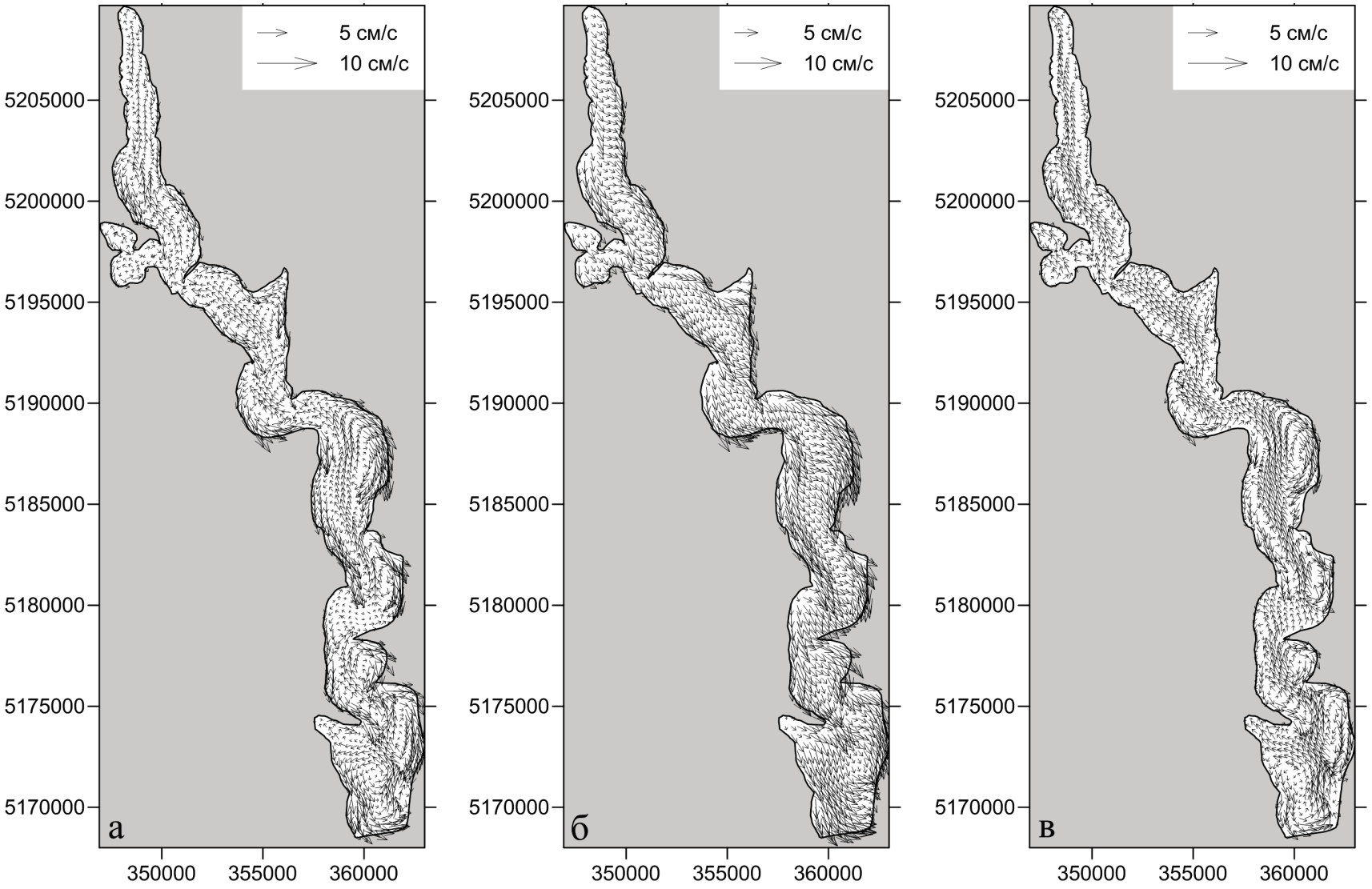

Рисунок 3.20 – Поля векторів середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі **<u>північно-західного</u>** напрямку швидкістю 5 м/с (вектори проріджені через кожні 6 значень)

Ця особливість спостерігається як при північних, так і при південних вітрах. Пояснюється вона особливостями конфігурації берегової лінії і розподілом глибин уздовж відповідних меж лиману.

При поперечних відносно осі лиману вітрах (східному та західному) просторова структура вітрових течій набуває ще більш складний і менш передбачуваний характер, ніж при поздовжніх (рис. 3.21-3.22). В цілому, генеральний напрямок перенесення вод у поверхневому шарі збігається з напрямком вітру (направлено від західного берега лиману до східного). Уздовж навітряного, західного берегу лиману утворюються чітко виражені зони дивергенції і конвергенції поверхневих дрейфовий течій. Зони дивергенції відповідають ділянкам прибережної зони, де берегова лінія «увігнута» в західному або східному напрямку (затокам), а зони дивергенції – «опуклостям» берегової лінії в східному або західному напрямку (мисам-косам). 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, які при поперечних вітрах менш інтенсивні, ніж при поздовжніх, і на окремих ділянках мають значну меридіональну складову.

Північно-східний вітер є поперечним для північної частині лиману (вище Широкінської коси – див. рис. 1.2) і має як поздовжню, так і поперечну складові вектора швидкості вітру для центральної та південної частин. Однак за величиною ці складові менші, ніж у випадках північного та західного вітрів.

З рис. 3.23 видно, що протяжні, односпрямовані по глибині вздовжберегові потоки розвиваються у верхів'ї лиману, а також уздовж західного берегу центральної частини лиману (від Мар'янівської затоки до Любопольської коси – див. рис. 1.2, 3.2). Уздовж східного берегу центральної та південної частин лиману, а також біля Любополю (західне узбережжя), вздовжбереговий потік розривається в районах мисів-кіс і не є безперервним. Чітко виражені зони дивергенції поверхневих течій відзначаються в районах ділянок східного узбережжя, які представляють собою угнутості берегової лінії (затоки), орієнтовані протилежно напрямку вітру (Царегська та Кефалева затоки, затока на південний захід від Української коси – див. рис. 1.2, 3.2). У відкритій частині акваторії лиману поверхневі течії спрямовані за вітром: від східного берега до

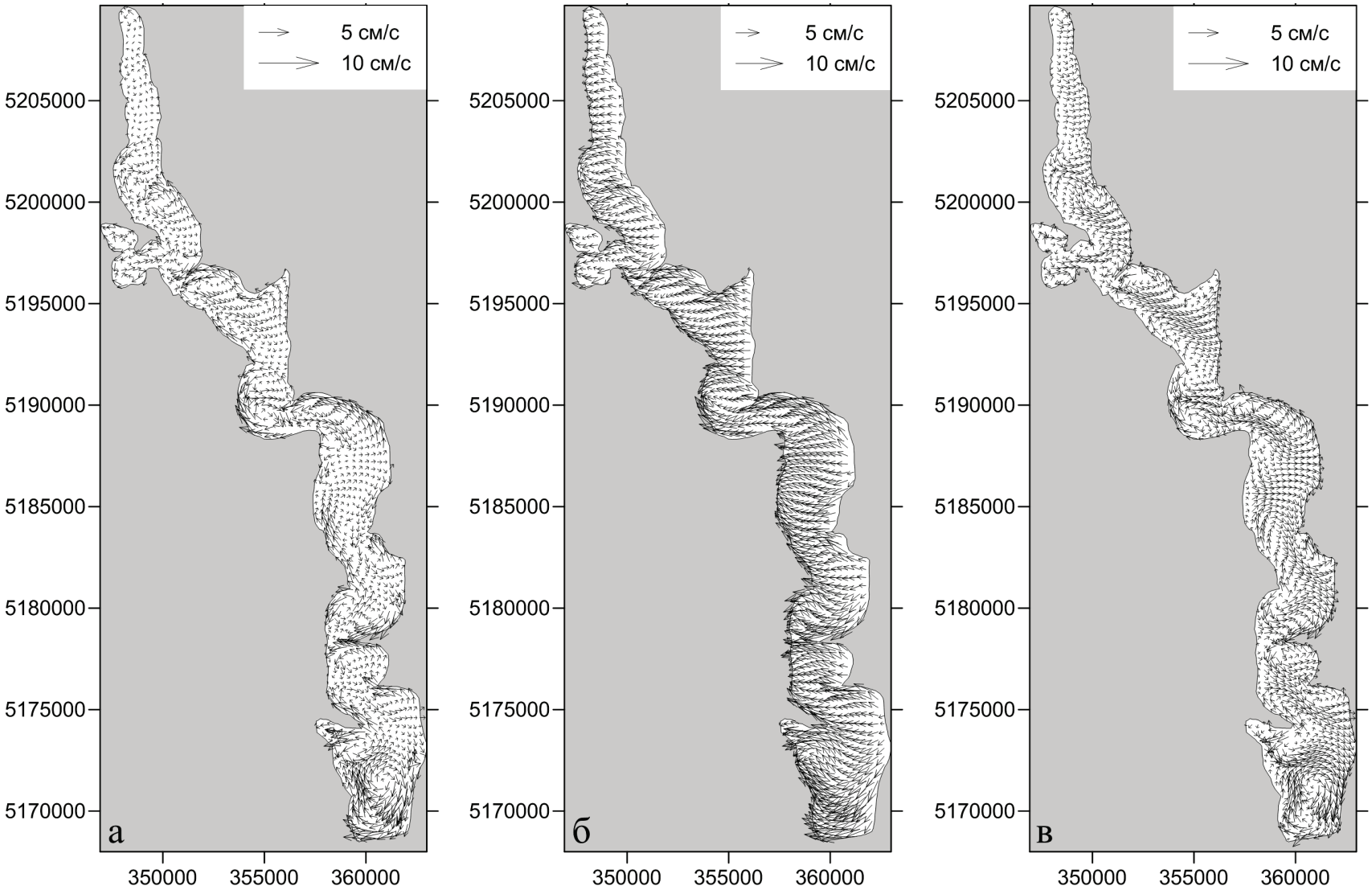

Рисунок 3.21 – Поля векторів середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі **<u>східного</u>** напрямку швидкістю 5 м/с (вектори проріджені через кожні 6 значень)

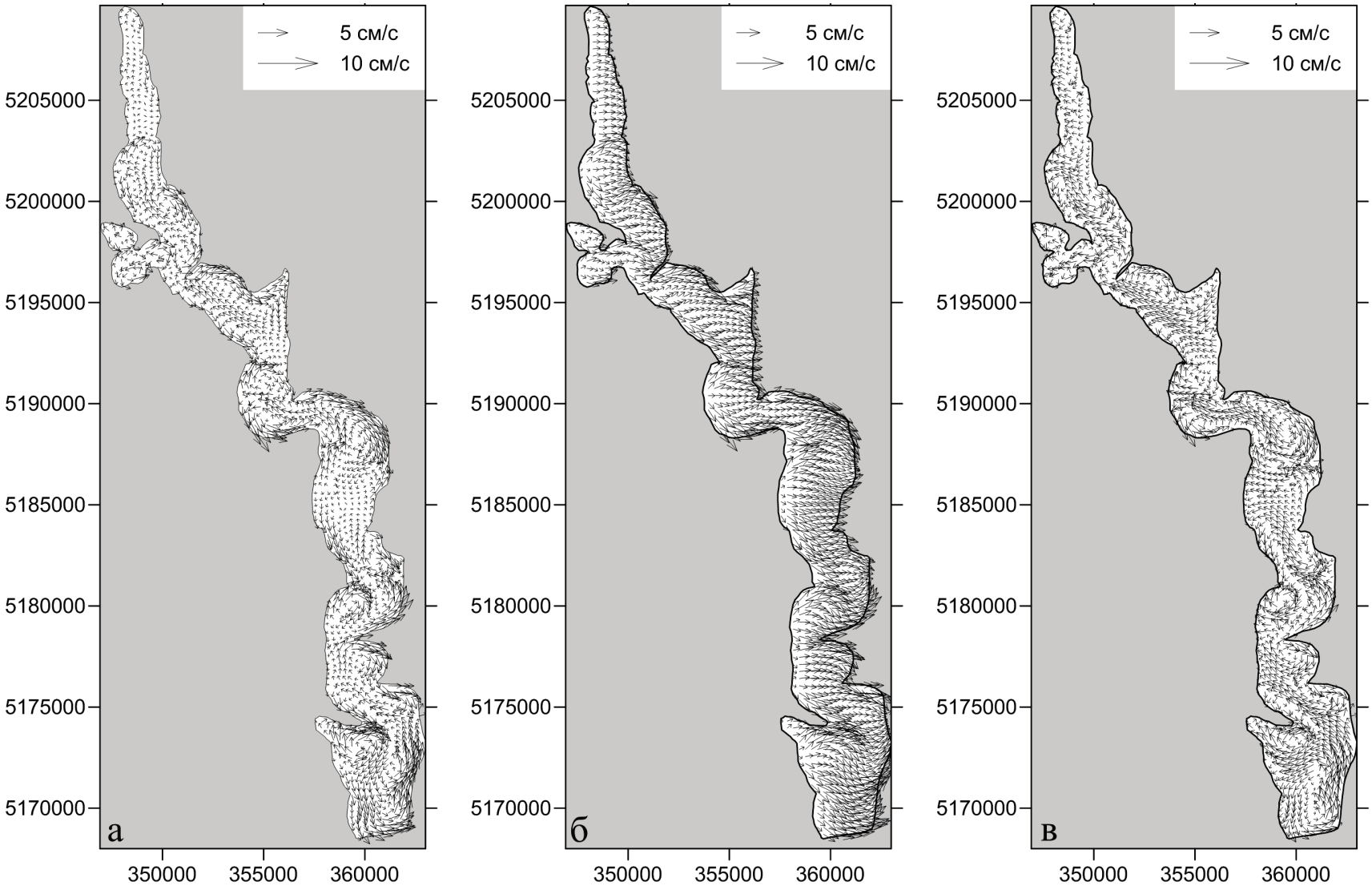

Рисунок 3.22 – Поля векторів середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі **<u>західного</u>** напрямку швидкістю 5 м/с (вектори проріджені через кожні 6 значень)

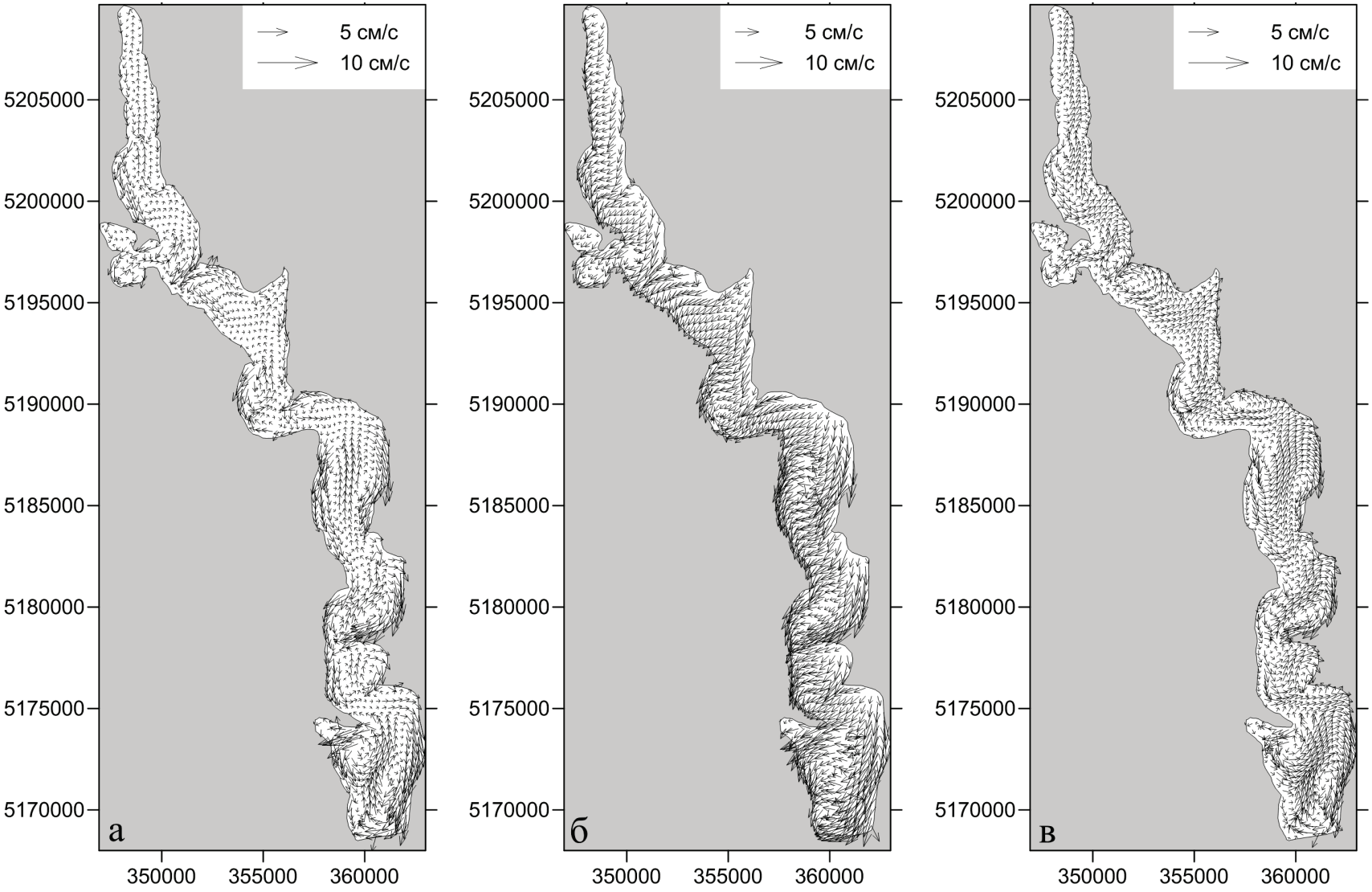

Рисунок 3.23 – Поля векторів середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі **<u>північно-східного</u>** напрямку швидкістю 5 м/с (вектори проріджені через кожні 6 значень)

західного. В придонному шарі компенсаційний градієнтний потік меридіональної спрямованості також розривається на частини поперечними придонними течіями, спрямованими на захід, для компенсації відтоку води в зонах дивергенції течій.

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 його поздовжньої осі формуються антициклонічні вихрові осередки, а на захід – циклонічні (рис. 3.24а, б). При вітрах з південною складовою розташування вихрових осередків змінюється на протилежне (рис. 3.24в, г). При поперечних до осі лиману вітрах осередки різного знаку завихорності чергуються уздовж лиману (рис. 3.25).

На основі аналізу просторової структури баротропної циркуляції вод можливо виділити чотири частини акваторії лиману, водообмін між якими утруднений. Межі між частинами проходять в районах Чілової, Калинівської кіс, коліноподібного вигину лиману між Кордонською та Широкінскою косами (див. рис. 1.2). Між цими межами формуються замкнуті циркуляційні структури у відповідних частинах лиману.

Однією з головних гідроекологічних проблем Тилігульського лиману є періодично виникаючі в літній період року масові замори гідробіонтів на локальних ділянках прибережної зони лиману. Однією з причин розвитку заморів в прибережній зоні лиману може бути підтікання на мілководді збіднених розчиненим киснем глибинних вод. Дані натурних спостережень, виконаних влітку 2010 р., свідчать, що в глибокій центральній частині лиману розчинений кисень може бути відсутній не тільки у придонному шарі, а й на глибинах нижче межі верхнього квазіоднорідного перемішаного вітром шару (> 5 м) [61]. Підтік в мілководну прибережну зону глибинних вод з дефіцитом кисню відбуватиметься в зонах дивергенції дрейфовий течій у навітряних берегів. На рис. 3.26 наведені розраховані в моделі поля вертикальної складової швидкості вітрових течій для вітрів західного і північно-східного напрямів. Видно, що ядра інтенсивного підтоку глибинних вод у навітряних ділянок берегу мають яскраво виражений осередковий характер. Саме на цих ділянках прибережного мілководдя можуть виникати замори риби та інших гідробіонтів, при вітрах відповідних напрямків.

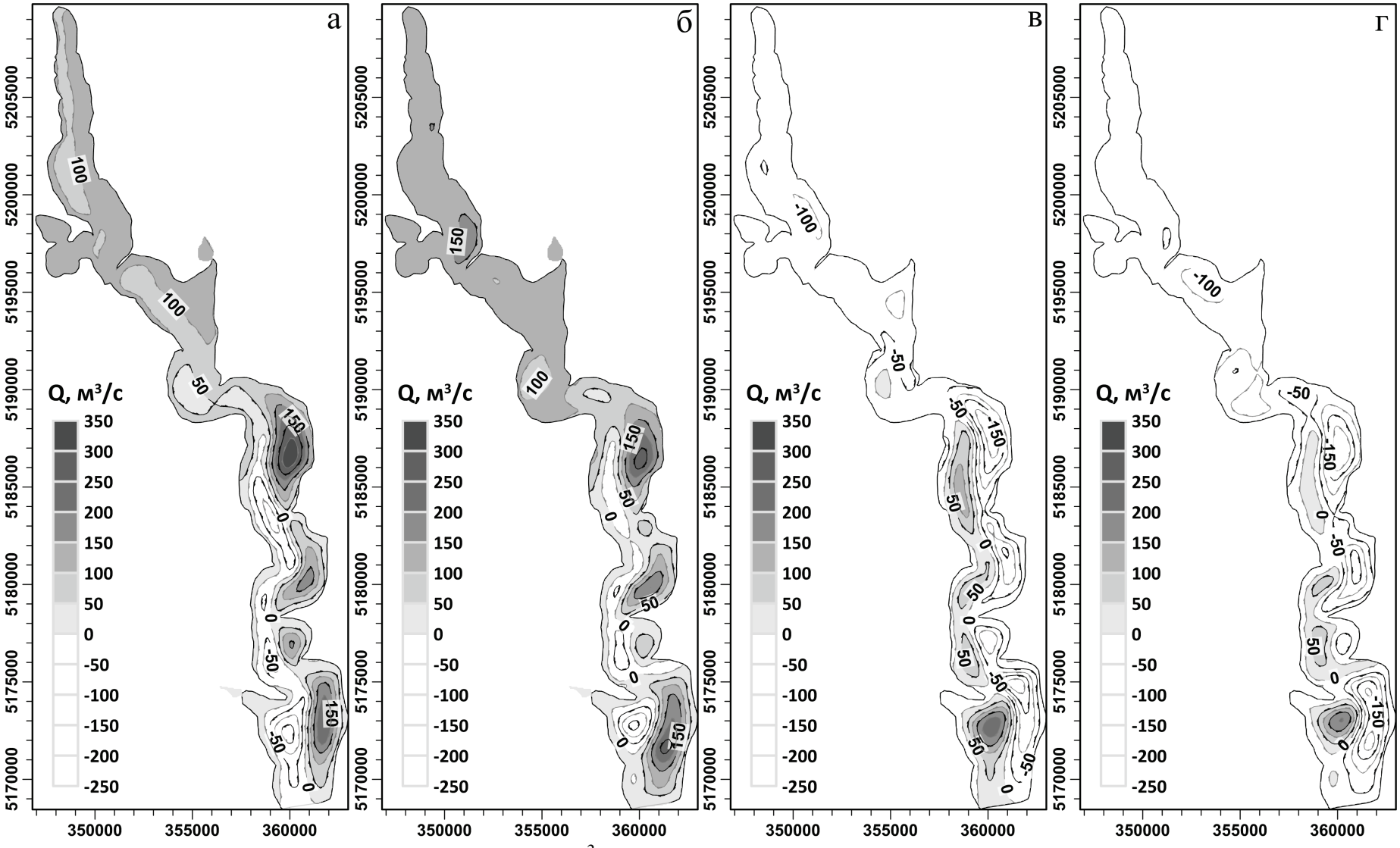

Рисунок 3.24 – Функції повних потоків вод, м^3/с, при стаціонарних вітрах Пн (а), Пн-Сх (б), Пд (в) та Пд-Зах (г) напрямків (додатні значення відповідають антициклонічному руху вод, від'ємні – циклонічному)

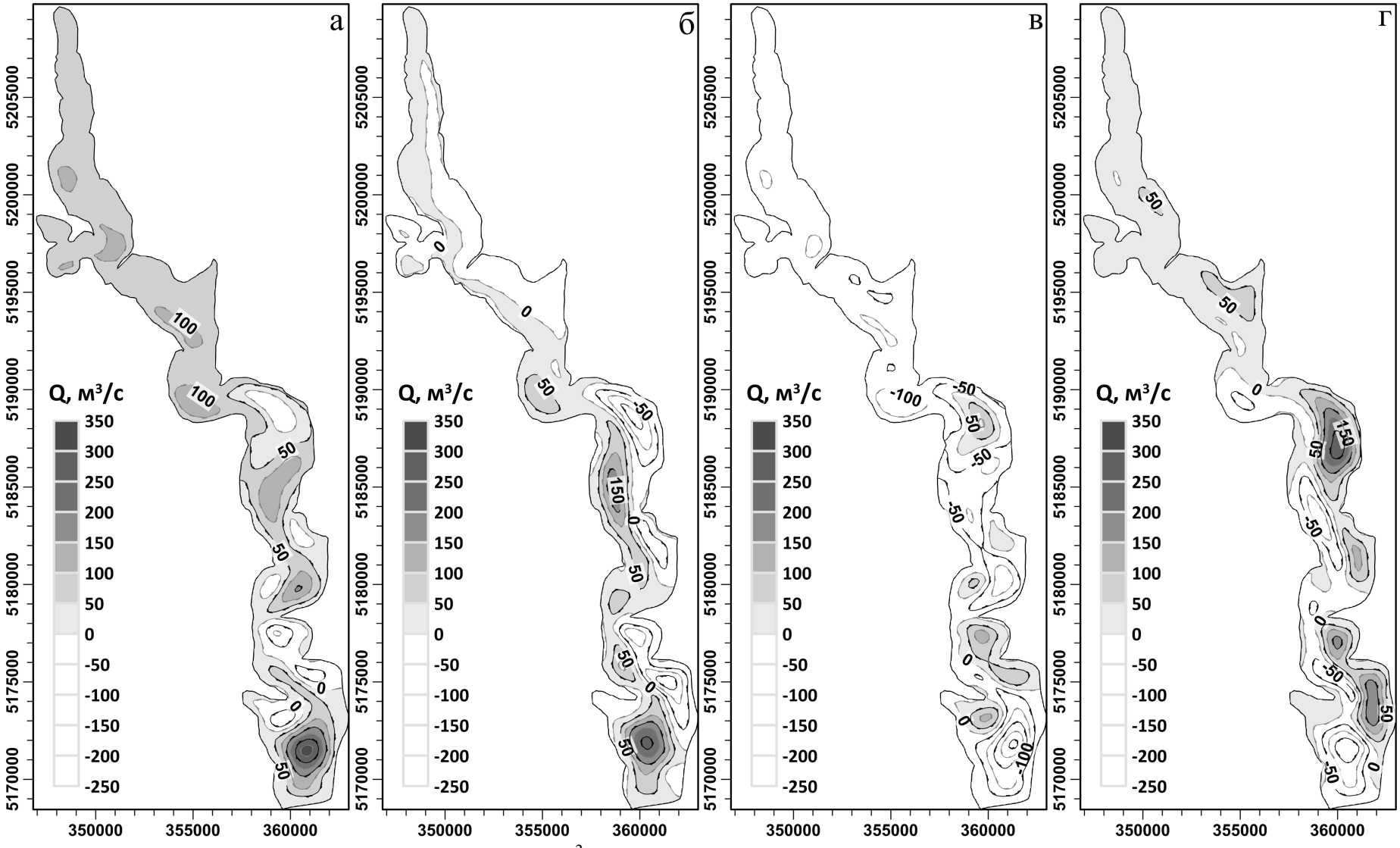

Рисунок 3.25 – Функції повних потоків вод, м^3/с, при стаціонарних вітрах Сх (а), Пд-Сх (б), Зах (в) та Пн-Зах (г) напрямків (додатні значення відповідають антициклонічному руху вод, від'ємні – циклонічному)

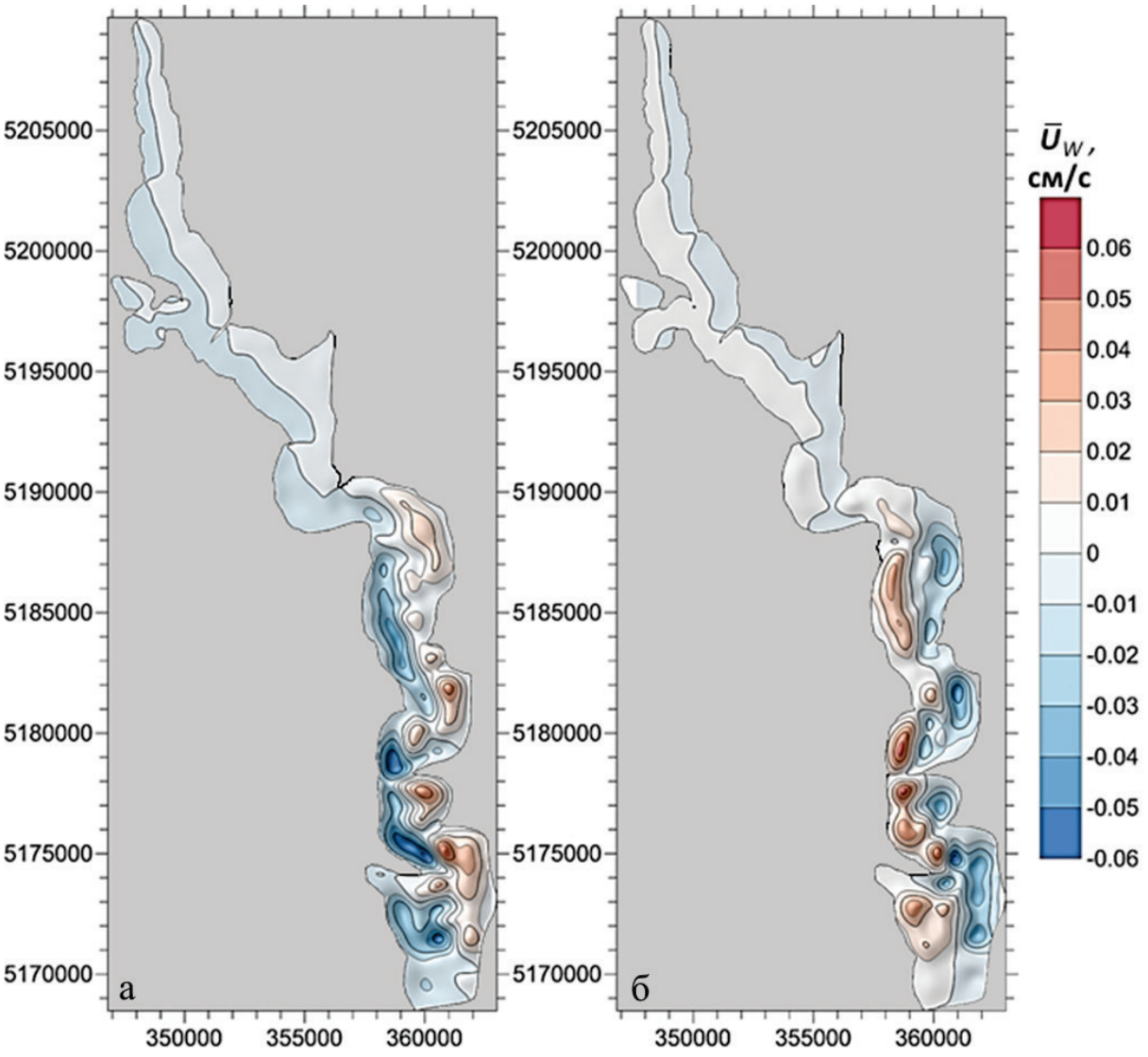

Рисунок 3.26 – Поля вертикальної складової швидкості вітрових течій у лимані*, см/с, при стаціонарних вітрах Пн-Сх (а) та Зах (б) напрямків

* Додатні значення відповідають зонам підйому глибинних вод, від'ємні – зонам опускання поверхневих вод

3.3 Вплив умов водообміну з морем на мінливість гідрологічних характеристик лиману

В теперішній час, в результаті кліматичних змін та антропогенної діяльності на басейні Тилігульського лиману істотно зменшився поверхневий приплив прісних вод в лиман, наслідком чого стало його осолонення та періодичне обміління [9, с. 122].

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, на підставі чисельного математичного моделювання, 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.

Оскільки у сучасних кліматичних умовах однією з головних екологічних проблем Тилігульського лиману є багаторічна тенденція підвищення солоності його вод, то головна мета модельних розрахунків полягала в оцінці можливості запобігання подальшому засоленню лиману шляхом реконструкції з'єднувального каналу «лиман-море» та зміни регламенту його функціонування, а також шляхом збільшення річкового стоку в лиман, з урахуванням кліматичних умов в першій половині XXI ст.

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

Оскільки через обчислювальні труднощі використовувати гідродинамічну модель на часових масштабах більше річного циклу проблематично, то моделювання виконувалось для середнього (типового) року, який характеризується внутрішньорічною мінливістю визначаючих гідрометеорологічних чинників, близькою до середньої багаторічної.

Розрахунки проводились для метеорологічних умов типового року кліматичного періоду 2011 – 2041 рр. [46, 61], визначеного (див. підрозділ 2.3.2) 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, задавались на підставі даних розрахунків Н.С. Лободи та Ю.В. Божок з використанням моделі «клімат-стік» для середнього за водністю року періоду 2001-2040 рр. [9, 46], відповідно до обраного кліматичного сценарію (додаток Б, табл. Б.1-Б.2).

Для завдання коливань рівня моря на відкритій морський границі каналу використовувались осереднені за період 2001-2012 рр. середньомісячні значення відміток рівня моря за даними спостережень на ГМС «порт-Южний». Щоденні значення відміток рівня визначались інтерполяцією середньомісячних значень, до яких додавались відхилення рівня викликані вітровою дією, розраховані з використанням методики, викладеної в [62]. Випаровування з водної поверхні розраховувалось в самій моделі.

Значення температури та солоності вод лиману в початковий момент часу для першого року розрахунків вважались однорідними в горизонтальній та вертикальній площинах і становили +4°С та 19‰ відповідно. Початкова відмітка рівня води в лимані приймалася рівною мінус 0,4 м БС.

Моделювання виконувалось для наступних варіантів водообміну з морем через з'єднувальний канал та поверхневого стоку з водозбірного басейну Тилігульського лиману:

− варіант Впр-1: природний (не порушений господарською діяльністю) стік з водозбірного басейну, з'єднувальний канал відкритий у квітні-липні, глибина з'єднувального каналу 0,25-1,3 м (при відмітці рівня води мінус 0,4 м БС);

− варіант Впр-2: природний стік з водозбірного басейну, канал відкритий у квітні-липні; глибина з'єднувального каналу 2,0 м;

− варіант Впр-3: природний стік з водозбірного басейну, канал відкритий весь рік, глибина з'єднувального каналу 2,0 м;

− варіант Впоб-1 (актуальний до початку реконструкції): побутовий стік з водозбірного басейну, канал відкритий у квітні-липні, глибина каналу 0,25-1,3 м;

− варіант Впоб-2 (поглиблений канал): побутовий стік з водозбірного

басейну, канал відкритий у квітні-липні, глибина каналу 2,0 м;

− варіант Впоб-3 (поглиблений канал): побутовий стік з водозбірного басейну, канал відкритий весь рік, глибина з'єднувального каналу 2,0 м.

Розглядався канал прямокутного перерізу шириною 30 м, тобто при середній багаторічній позначці рівня моря мінус 0,11 м БС та позначці дна каналу мінус 2,0 м БС площа водного перерізу каналу становила 56,7 м^3.

Вибір позначки дна каналу мінус 2,0 м БС був обумовлений тим, що, як свідчать попередні розрахунки, виконані при різній глибині каналу, при такій позначці дна забезпечується наповнення лиману до рівня моря протягом оптимального для безпеки природокористування часу.

Результати розрахунків мінливості рівня води в лимані, інтенсивності водообміну з морем через з'єднувальний канал, а також характеристик просторово-часової мінливості солоності води в контрольних точках Ст. 1 – Ст. 4 на акваторії Тилігульського лиману (див. рис. 3.2), які були отримані при моделюванні вищевказаних варіантів, наведені на рис. 3.27-3.28.

В результаті аналізу результатів розрахунків встановлено, що при глибинах сполучного каналу, які мали місце в період 2010-2014 рр. (до реконструкції) і традиційному режимі його функціонування (варіанти Впр-1 та Впоб-1) обсяги надходження морських вод через канал «лиман-море» недостатні для компенсації дефіциту прісного балансу лиману, який формується в результаті інтенсивного випаровування влітку. Відмітка рівня води в лимані, яка формується наприкінці року, нижча, ніж початкова, як при побутовому, так і при природному стоці з водозбірного басейну лиману. Через низьку пропускну здатність з'єднувального каналу рівень води в лимані не досягає позначки рівня моря в період функціонування каналу (рис. 3.27а, г), а водообмін з морем має односпрямований (з моря в лиман) характер (рис. 3.28а, г), оскільки рівень моря завжди перевищує рівень води в лимані. При такому характері водообміну з морем лиман фактично є непроточною водоймою, що призводить до накопичення в ньому протягом багатьох років солей, біогенних, забруднюючих речовин, які надходять до нього з морськими водами та стоком з водозбірного басейну.

При поглибленні з'єднувального каналу до позначки дна мінус 2,0 м БС, наповнення лиману до рівня моря, після відкриття каналу, буде відбуватись протягом двох декад, після чого водообмін лиману з морем

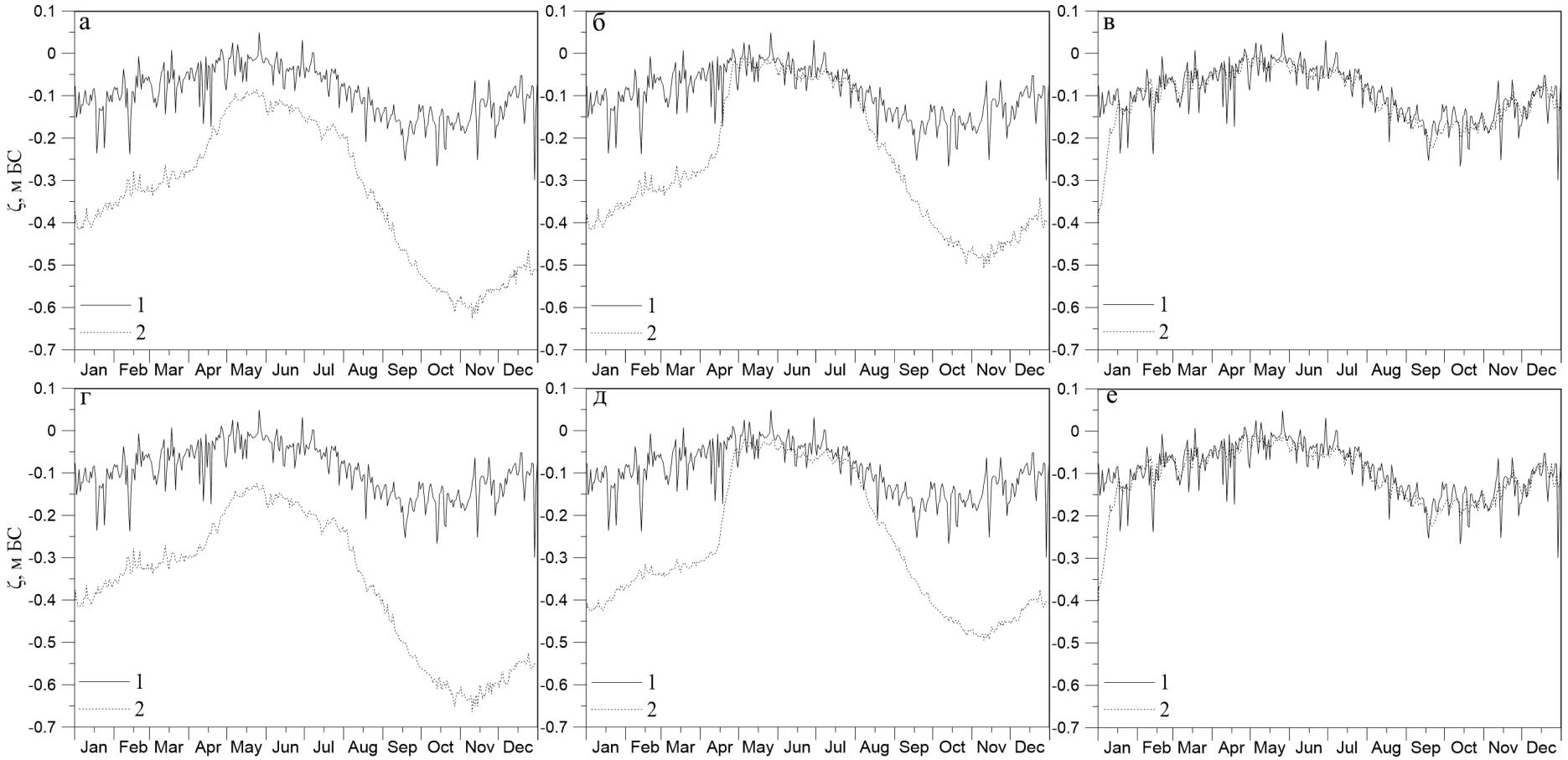

Рисунок 3.27 – Часова мінливість відмітки рівня води, м БС, на границі з'єднувального каналу зі сторони моря (гранична умова) (1) та в лимані (2) за різними варіантами водообміну через з'єднувальний канал «лиман-море»: а – Впр-1; б – Впр-2; в – Впр-3; г – Вповб-1; д – Вповб-2; е – Вповб-3

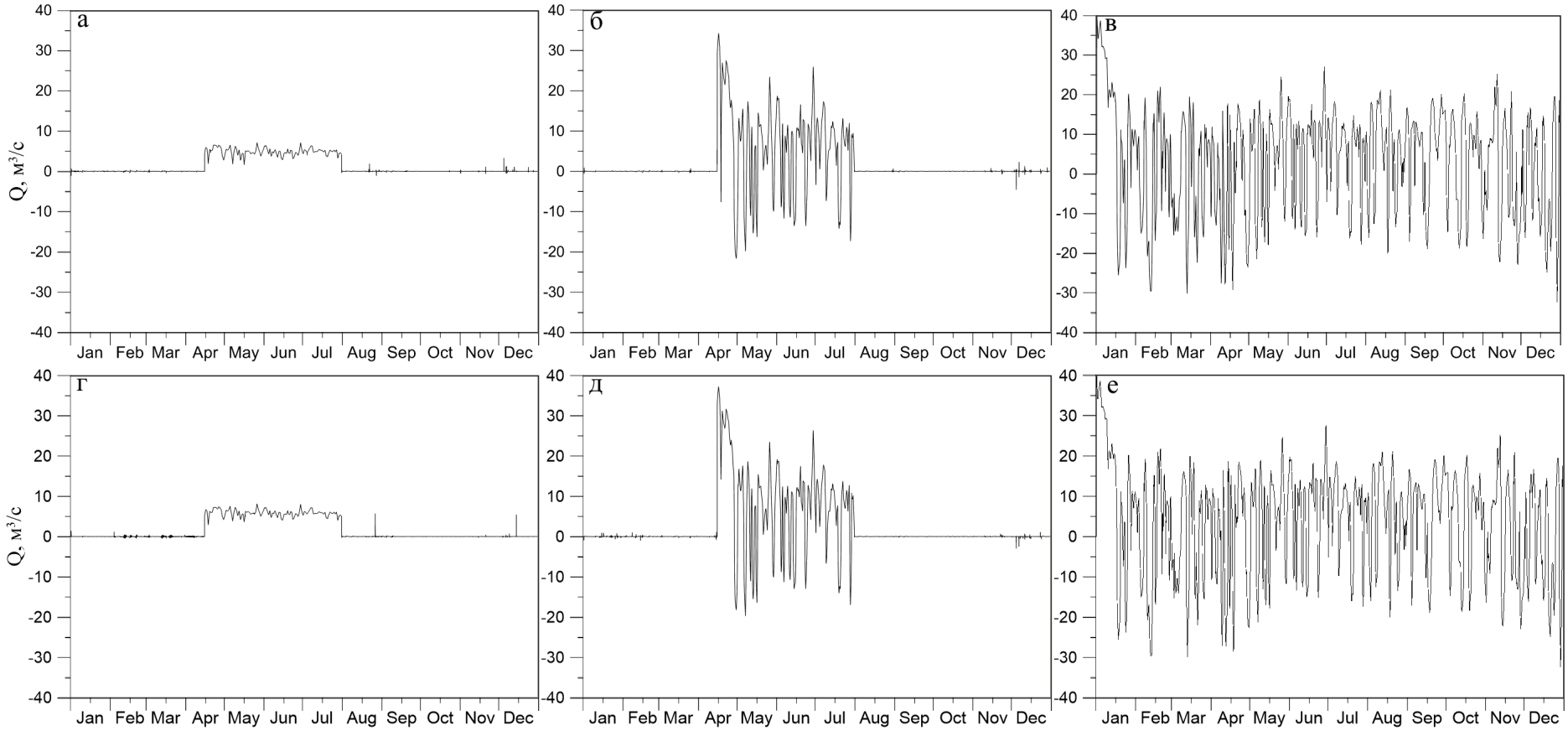

Рисунок 3.28 – Мінливість витрат води в з'єднувальному каналі біля виходу в лиман, м3/с, за різними варіантами водообміну через з'єднувальний канал «лиман-море»: а – Впр-1; б – Впр-2; в – Впр-3; г – Впоб-1; д – Впоб-2; е – Впоб-3

стає різноспрямованим під впливом ініційованих вітром відгінно-нагінних коливань рівня води в лимані та морі (рис. 3.28б, в, д, е). Це сприятиме частковому виведенню з лиману накопичених запасів солей.

Забезпечення безперервної протягом року роботи каналу дозволить зменшити річну амплітуду коливань рівня води в лимані, при більш високій середньорічній позначці рівня води, яка відповідає рівню моря (див. рис. 3.27в, е), а також буде сприяти зменшенню солоності води на всій акваторії лиману (рис. 3.29) в результаті інтенсивного різноспрямованого водообміну через сполучний канал протягом усього року (див. рис. 3.28в, е). Максимальні коливання значень солоності води будуть властиві північній частині лиману (Ст. 4 на рис. 3.2), де у квітні-березні будуть спостерігатись мінімальні на акваторії лиману значення солоності води, а у вересні-жовтні – максимальні (рис. 3.30).

У другому півріччі, при побутовому стоці р. Тилігул, північна частина лиману є джерелом засолення всієї його акваторії в результаті інтенсивного випаровування (рис. 3.30д, е). Однак, при цілорічному функціонуванні каналу, південна частина лиману, солоність вод якої буде стабільно низькою внаслідок інтенсивного різноспрямованого водообміну з морем 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

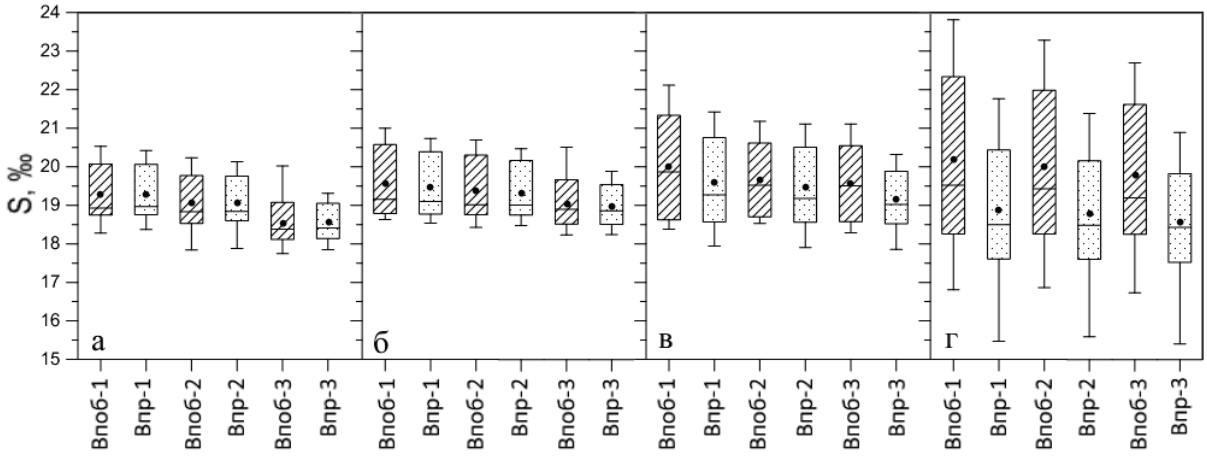

Рисунок 3.29 – Отримані при моделюванні за різними варіантами водообміну з морем характеристики просторово-часової мінливості солоності води, ‰, у приповерхневому 5-метровому шарі в різних частинах (контрольних точках) лиману: а – Ст.1, б – Ст.2, в – Ст.3, г – Ст.4 (приведені мінімальні, максимальні, медіанні та середні (точки) значення, а також значення 25% та 75% квантілей)

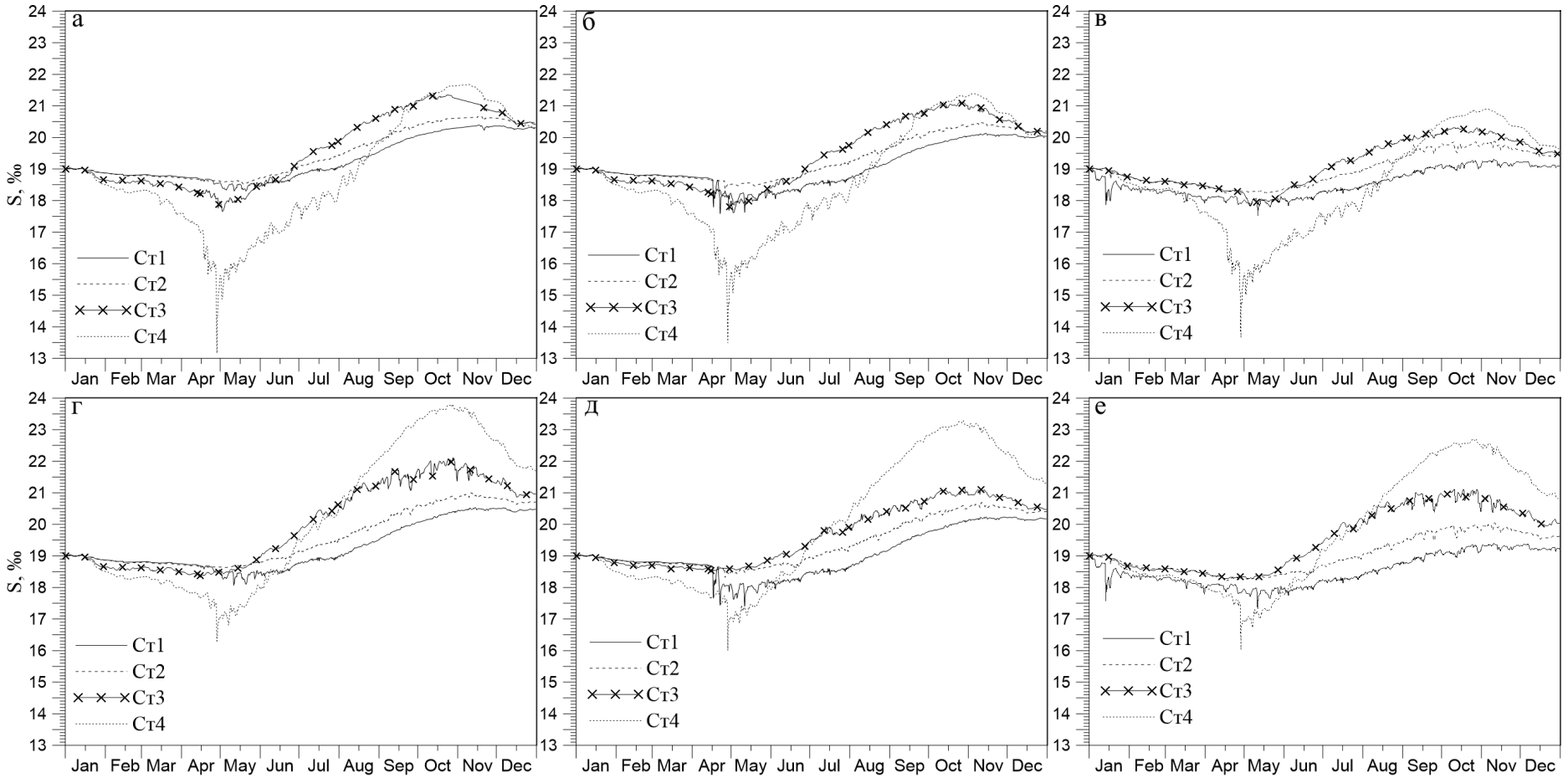

Рисунок 3.30 – Часова мінливість солоності води, ‰, поверхневого шару вод в контрольних точках акваторії лиману при різних варіантах водообміну: а – Впр-1; б – Впр-2; в – Впр-3; г – Вповб-1; д – Вповб-2; е – Вповб-3

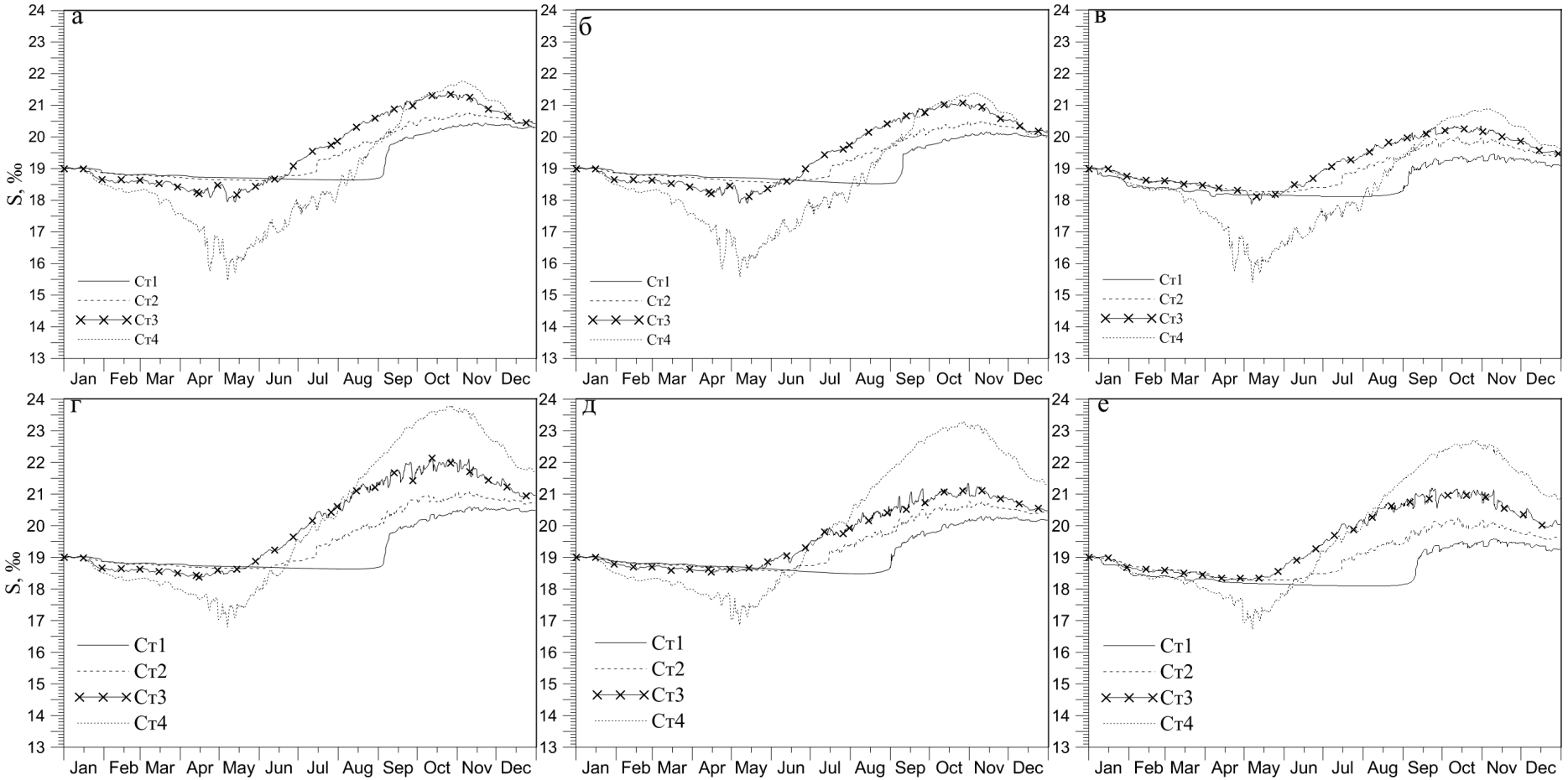

Рисунок 3.31 – Часова мінливість солоності води, ‰, у придонному шару вод в контрольних точках акваторії лиману при різних варіантах водообміну: а – Впр-1; б – Впр-2; в – Впр-3; г – Впоб-1; д – Впоб-2; е – Впоб-3

дифузії) буде приводити до часткової компенсації ефекту підвищення солоності внаслідок виносу солоніших вод з північної частини лиману (Ст. 1, 2 на рис. 3.30е, 3.31в, е).

При відновленні річкового стоку до обсягів природного, максимальні значення солоності води у літній період року (див. рис. 3.30д, е) будуть спостерігатись в мілководній частині акваторії лиману, розташованій між поперечними розрізами Р.3 та Р.4 (Ст. 3).

Хоча варіант функціонування протягом всього року поглибленого каналу забезпечує максимальне зниження солоності вод у лимані в цілому, однак при збереженні сучасного рівня водогосподарської діяльності в 2001-2040 рр., яка визначає побутовий стік, тенденція її багаторічного збільшення в цей період також збережеться. З рис. 3.30е, 3.31е видно, що значення солоності води в контрольних точках лиману наприкінці річного циклу все ж вище, ніж на його початку, хоч це підвищення мінімальне серед усіх розглянутих варіантів функціонування поглибленого каналу. Збереження міжрічної тенденції збільшення солоності води в значній мірі є наслідком морфологічних особливостей будови ложа лиману [9, 58]: значної його протяжності у меридіональному напрямку, розподілі глибин уздовж акваторії лиману, ускладненості водообміну між різними частинами лиману, викликаної наявністю кіс, конфігурацією берегової лінії. Лише відновлення природних обсягів річкового стоку в лиман здатне звести тенденцію збільшення солоності вод в лимані до мінімуму (рис. 3.30в, 3.31в).

Ефективність порівнюваних варіантів водообміну лиману з морем через сполучний канал щодо зниження темпів зростання солоності вод визначається об’ємами води, які витікають з лиману в море, разом із солями, що містяться в них. Наведені на рис. 3.32 результати свідчать, що при поглибленні з’єднувального каналу до позначки дна мінус 2,0 м БС та постійному його функціонуванні протягом року, буде забезпечуватись максимальний вихід води з лиману в море. При цьому, за 5 років з лиману в море витече кількість води, яка дорівнює об’єму лиману. Однак, слід враховувати, що водообмін через канал відбувається в основному між морем та південною частиною лиману, де значення солоності менше, ніж на іншій його акваторії, через змішування з морськими водами. Це знижує масу солей, які виводяться з лиману в море, та обумовлює її залежність від інтенсивності гідродинамічного перенесення та перемішування вод в самому лимані.

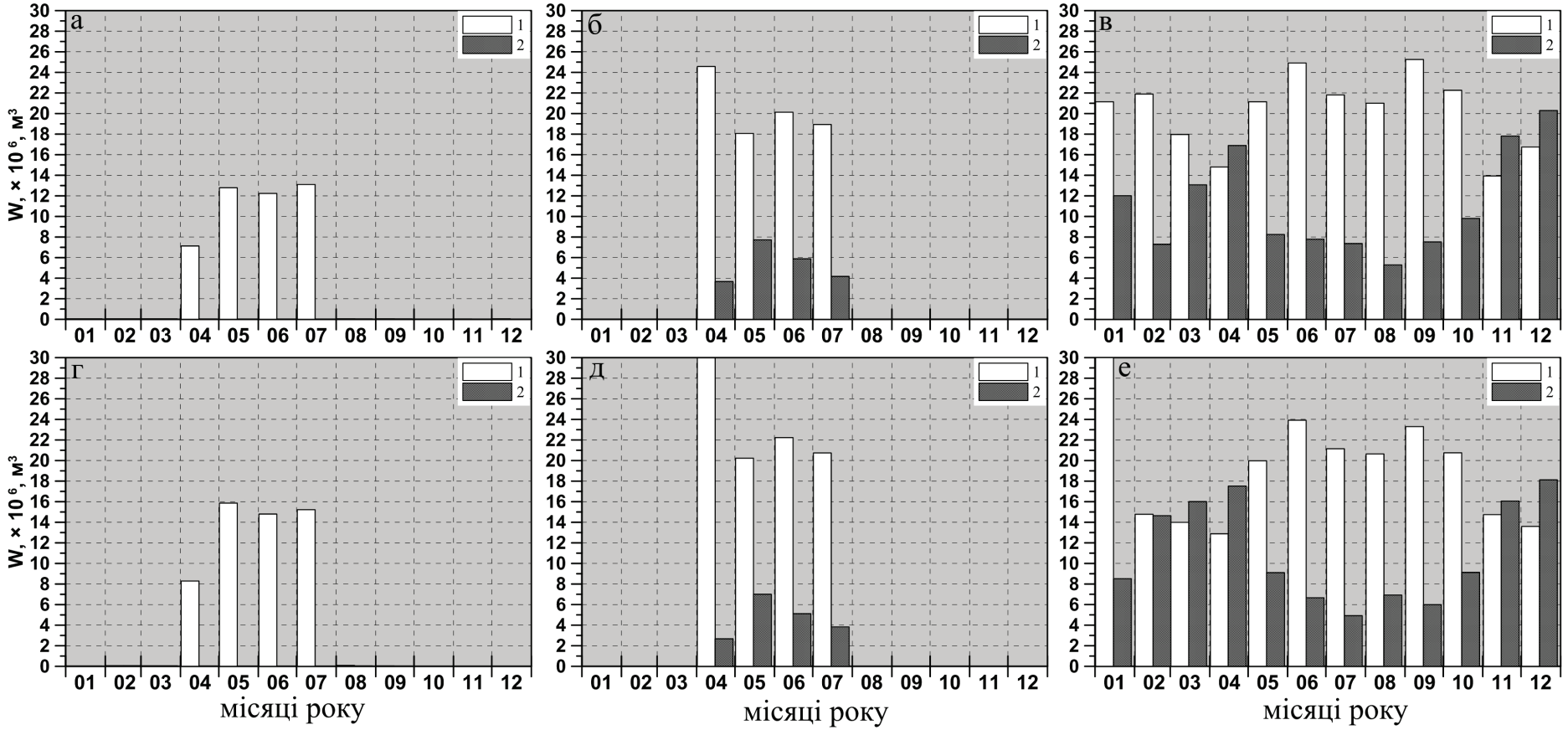

Рисунок 3.32 – Об’єми води, $\times 10^6$ м^3, які втікають через з’єднувальний канал в лиман (1) та витікають з лиману в море (2) протягом розрахункового року при різних сценаріях водообміну: а – Впр-1; б – Впр-2; в – Впр-3; г – Впоб-1; д – Впоб-2; е – Впоб-3 (отримані при моделюванні у поперечному перерізі Р.1)

3.4 Оцінка ефективності різних конструкцій морських захисних гідротехнічних споруд для мінімізації занесення сполучного каналу море-лиман

В останні роки, у зв'язку зі змінами клімату та нерегульованою водогосподарською діяльністю на водозбірному басейні лиману, надходження прісних вод зі стоком річки Тилігул та інших малих водотоків недостатньо для заповнення дефіциту водного балансу лиману. Солоність вод у південній та центральній частинах лиману, навіть у весняний період, коли існує приплив вод р. Тилігул та слабкий водообмін з морем через канал, може досягати значень 24-25‰, що негативно впливає на екосистему лиману в цілому.

Штучний з'єднувальний канал, що зв'язує Тилігульський лиман з Чорним морем, за минулі роки сильно обмілів та функціонує лише кілька місяців на рік: з квітня-травня, після розчищення його морської частини для забезпечення заходу молоді риби до лиману на нагул, і до його природного закриття внаслідок надходження піску з боку моря.

У 2015 р. КП «Облтрансбуд» Одеської обласної ради розроблено проєкт реконструкції з'єднувального каналу «Тилігульський лиман – Чорне море», який передбачає поглиблення каналу до позначки дна мінус 2,11 м БС (метрів в Балтійській системі) по всій його довжині, з захистом відкосів, будівництвом хвиле- та наносозахисної гідротехнічної споруди в морській частині каналу.

У даній роботі, на основі результатів математичного моделювання було проведено оцінку ефективності різних конструкцій гідротехнічної споруди в морській частині каналу «море-лиман» для мінімізації його занесення.

Використовувалась чисельна гідродинамічна модель Delft3D-FLOW версії 6.02.05.00 у 2-D варіанті, доповнена модулем Delft3D-WAVE для розрахунку поширення на мілководді і трансформації параметрів вітрових хвиль (заснованим на спектральній хвильовій моделі SWAN версії 40.72) та морфодинамічним блоком Delft3D-MOR для розрахунку транспорту донних та зважених наносів, деформацій дна. Модель дозволяє розраховувати скаламучування, перенесення і осадження набору різних фракцій наносів під впливом вітро-хвильових течій.

Розрахунок транспорту наносів проводився в моделі за формулою Бійкера [63], яка широко застосовується для морських прибережних

акваторій і враховує спільний вплив вздовжберегових течій та поля хвилювання на перенесення фракцій наносів.

Для більш детального просторового розрішення результатів розрахунків в морській частині з'єднувального каналу, використовувався метод вкладених розрахункових сіток (телескопізація). Розрахункова область, до якої увійшли Тилігульський лиман і прилегла до нього прибережна морська акваторія площею 50 км^2, покривалась базовою криволінійною розрахунковою сіткою 68 × 248 осередків. Усередині базової розрахункової сітки були побудовані дві вкладені сітки з просторової деталізацією, яка послідовно збільшується, що складались з 55 × 116 осередків (розмірами 35-50 м) та 73 × 139 осередків (розмірами 8-15 м) відповідно (рис. 3.33а).

Згідно з даними інженерно-геологічних вишукувань, при моделюванні розглядались чотири фракції незв'язних наносів з різними розмірами частинок, які нерівномірно розподілені на дні в трьох активних шарах. Ці фракції, умовно позначені як «пісок пилуватий», «пісок мілкий-1», «пісок мілкий-2», «пісок середній», характеризуються різним медіанним діаметром частинок D_{50}, який складає $0{,}167 \times 10^{-3}$ м, $0{,}192 \times 10^{-3}$ м, $0{,}214 \times 10^{-3}$ м та $0{,}217 \times 10^{-3}$ м відповідно(табл. 3.3).

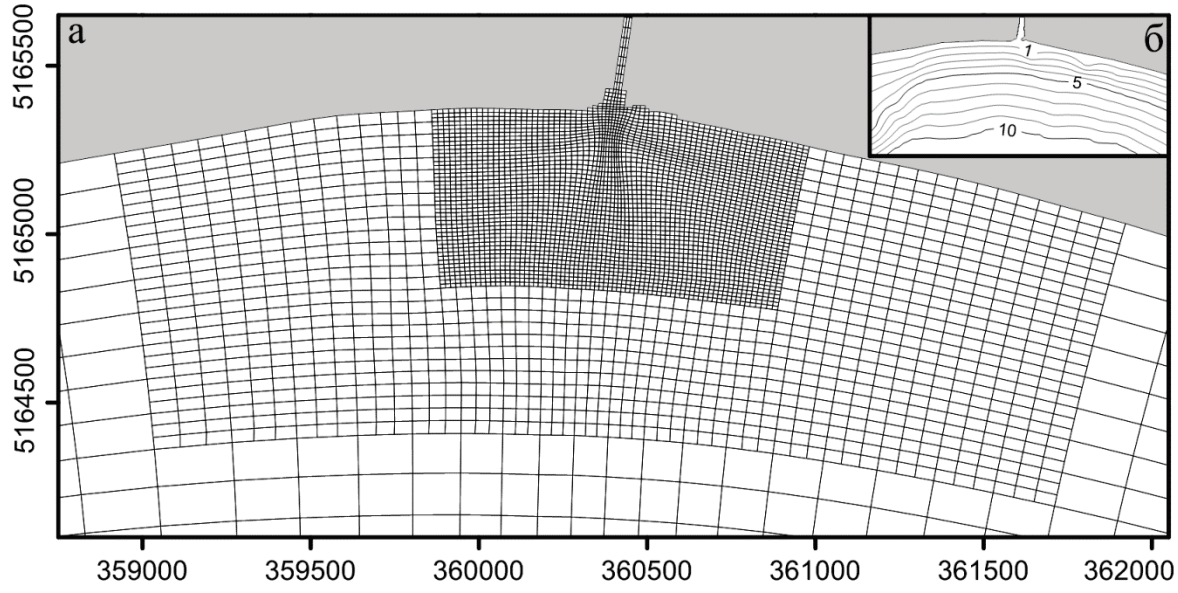

Рисунок 3.33 – Фрагмент розрахункової сітки (а) в межах прибережної морської акваторії, біля входу в з'єднувальний канал «Чорне море – Тилігульський лиман», побудованої із застосуванням техніки «телескопізації». Глибини на морській акваторії, м (б)

Таблиця 3.3 – Параметри для розрахунку транспорту наносів за формулою Бійкера

№ з/п	Параметр	Значення	Джерело
1.	Коефіцієнт Бійкера b для мілководдя	4	[64, 65]
2.	Коефіцієнт Бійкера b для глибокої води	2	[64, 65]
3.	Критерій мілководдя, C_s	0,05	[64, 65]
4.	Критерій глибокої води, C_d	0,4	[64, 65]
5.	Діаметр крупних частинок наносів, доля яких складає 10% у загальній суміші донних відкладень D_{90}, м	Для різних фракцій: - «пісок пилуватий» – $1{,}67 \times 10^{-4}$ м; - «пісок мілкий-1» – $1{,}92 \times 10^{-4}$ м; - «пісок мілкий-2» – $2{,}14 \times 10^{-4}$ м; - «пісок середній» –$2{,}17 \times 10^{-4}$ м;	[66]
6.	Масштаб шорсткості дна k_s, м	0,25	[31]
7.	Швидкість осадження частинок наносів w, м/с	0,016	[31]
8.	Пористість ґрунту, ϕ	0,4	[31]

Моделювалась реальна штормова ситуація тривалістю 3,5 доби, викликана вітром південного напрямку швидкістю до 12 м/с, яка спостерігалась на найближчій до лиману прибережній гідрометеорологічній станції «Порт «Южний» з 13.00 15.05.2010 р. по 00.00 19.05.2010 р. Дані спостережень на цій станції за швидкістю та напрямом вітру, рівнем моря, параметрами вітрового хвилювання (з дискретністю 6 годин), використовувались при завданні умов на відкритих верхній («вода-повітря») та бічних (морських) границях розрахункової області (рис. 3.34).

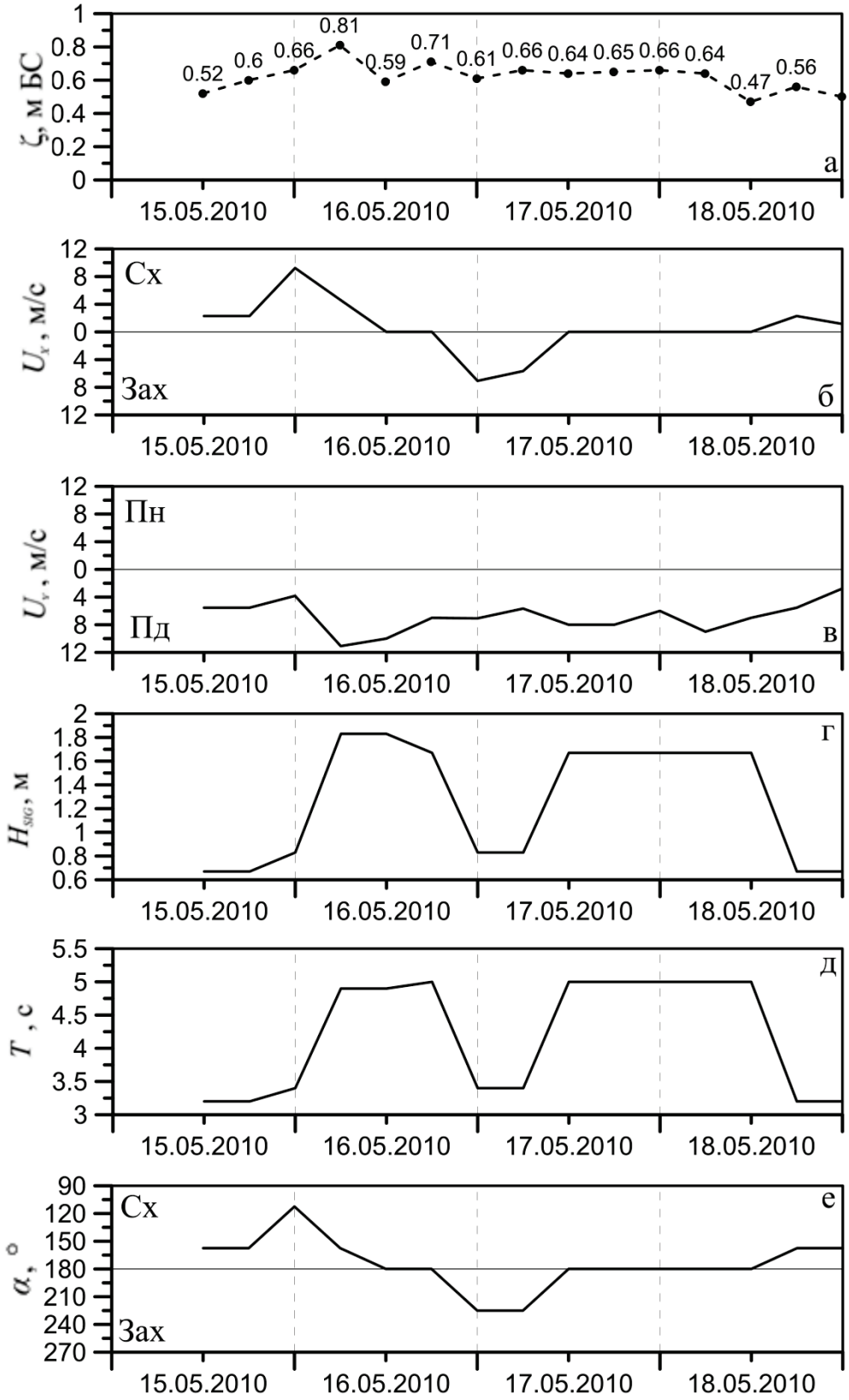

Рисунок 3.34 – Мінливість відміток рівня моря (а), зональної та меридіональної компонент вектору швидкості вітру (б, в), параметрів трансформації хвиль (значної висоти, періоду та напряму) (г-е) за період 15.05.2010 р. – 18.05.2010 р. (дані ГМС «Порт Южний»)

Моделювання виконувалось для таких варіантів конструкції гідротехнічної споруди в морській частині з'єднувального каналу «море-лиман»:

− Варіант 0 – канал без морської хвиле- та наносозахисної гідротехнічної споруди;

− Варіант 1 – канал з морською хвиле- та наносозахисною спорудою, реалізованою в компонуванні «парабола»: дві буни довжиною 90 м (кут з берегом ± 75°), з'єднані підводним хвилеломом у вигляді дуги довжиною 98 м; відстань між бунами при вході в споруду – 65 м, відмітка дна усередині споруди – мінус 2,6 м БС;

− Варіант 2 – морська захисна гідротехнічна споруда реалізована в компонуванні «парабола-2»: дві буни довжиною 125 м з дугоподібними краями без підводного хвилелому, відстань між бунами при вході – 25 м, відмітка дна всередині споруди - мінус 2,6 м БС;

− Варіант 3 – морська захисна споруда реалізована в компонуванні «шпора»: дві паралельні буни довжиною 250 м з відстанню між ними 32 м, відмітка дна морської частини каналу між бунами – мінус 2,11 м БС (рис. 3.35).

У всіх варіантах розглядався реконструйований з'єднувальний канал з відміткою дна мінус 2,11 м БС та шириною 23 м.

Розрахунки інтегральних за глибиною течій, рівня води, потоків завислих та тягнених (донних) наносів проводились одночасно для областей із різним горизонтальним розділенням з кроком за часом, рівним 9 секундам. Розрахунок поширення та трансформації параметрів вітрових хвиль проводився в он-лайн режимі з гідро- та морфодинамічними розрахунками, з 30-ти хвилинним часовим інтервалом. Початкова відмітка рівня води в каналі і в лимані приймалась рівною позначці рівня води в морі та становила 0,12 м БС.

Транспорт наносів в зоні прибережного мілководдя відбувається в результаті сукупного впливу вітрових течій та хвиль. Процеси трансформації та обвалення вітрових хвиль, що протікають на мілководді, зумовлюють перехід енергії хвиль в енергію течій, а також інтенсивність скаламучування донних наносів і подальше їх переміщення на локальних ділянках мілководдя. На прибережних акваторіях з хвилезахисними інженерними спорудами конструкція та конфігурація цих споруд визначають характер трансформації і обвалення вітрових хвиль, а отже і особливості транспорту наносів під впливом індукованих вітром і хвилями

течій. Ефективність різних конструкцій хвиле- і наносозахисної гідротехнічної споруди в морській частині з'єднувального каналу «море-лиман» оцінювалась виходячи з інтенсивності потоку наносів, спрямованого в канал на його вході.

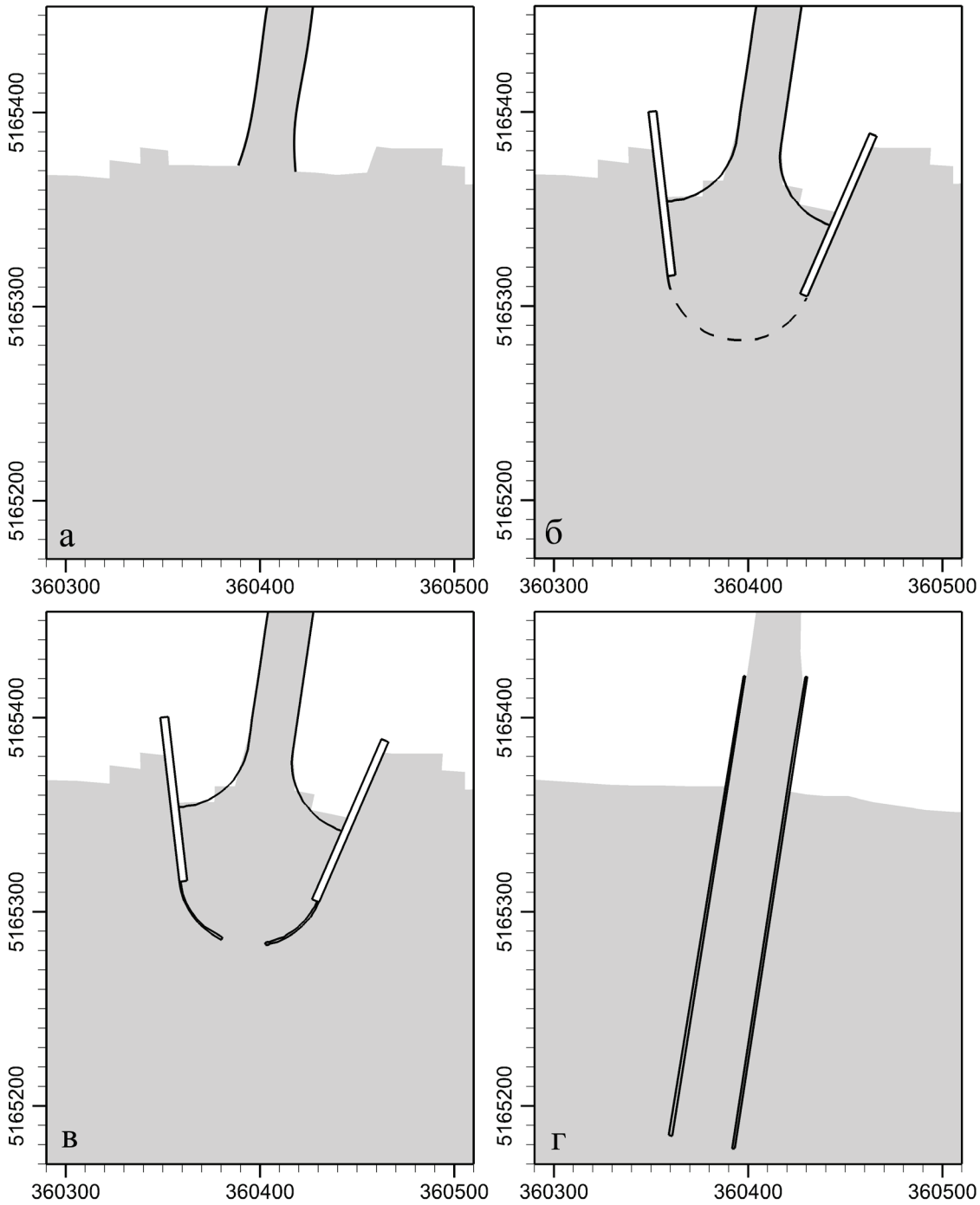

Рисунок 3.35 – Варіанти конструкції гідротехнічної споруди в морській частині з'єднувального каналу «море-лиман», які розглядались при проведенні моделювання: а – Варіант 0; б – Варіант 1; в – Варіант 2; г – Варіант 3

На рис. 3.36-3.37 представлені результати розрахунків трансформації вітрових хвиль та вітро-хвильової циркуляції вод при різних варіантах конструкції морської захисної споруди, а також при її відсутності. Видно, що проходження хвиль до морської частини з'єднувального каналу найбільш успішно блокується в варіанті 1 споруди – з підводним хвилеломом (рис. 3.36б). При відсутності підводного хвилелому (варіанти 2 і 3) відбувається проникнення хвиль у внутрішній простір захисної споруди (рис. 3.37в, г), що призводить до формування струменя течії, спрямованого від входу в морську частину споруди до входу в з'єднувальний канал «море-лиман» (рис. 3.37в, г).

Представлені на рис. 3.38 поля векторів миттєвих питомих потоків сумарного транспорту наносів (завислих і донних) свідчать (рис. 3.38б), що при реалізації варіанту 1 конструкції хвиле- та наносозахисної споруди досягається мінімальна інтенсивність транспорту наносів у внутрішній області споруди та на вході в канал «море-лиман». Максимальний потік наносів в канал відповідає варіанту 0 відсутності захисної гідротехнічної споруди в морській частині з'єднувального каналу. У варіантах 2 і 3 конструкції морської споруди формується зона інтенсивного транспорту наносів, що спрямований від входу в споруду до входу в канал (див. рис. 3.38в, г). Часова мінливість складової потоку наносів, спрямованої по нормалі до перетину каналу на вході в нього, показана на рис. 3.39. Наведені результати підтверджують висновок, що найбільш ефективною щодо мінімізації транспорту наносів в з'єднувальний канал є варіант 1 конструкції хвиле- і наносозахисної гідротехнічної споруди в морській частині каналу. Другим по ефективності є варіант 3 споруди.

Однак дана проблема мінімізації транспорту наносів в з'єднувальний канал має й іншу сторону, яка добре ілюструється на рис. 3.40-3.41, на яких показані інтегральні за період шторму деформації дна, м, отримані при моделюванні різних варіантів реконструкції морської частини каналу. Зменшення надходження наносів в канал у всіх розглянутих варіантах досягається шляхом осадження суспензії на вході в споруду внаслідок зменшення транспортуючої здатності гідродинамічного потоку. Тобто, по суті, захисні споруди є пастками для наносів, що надходять з відкритої морської частини акваторії та при багаторічній їх експлуатації буде необхідно проведення заходів щодо вилучення наносів, акумульованих у внутрішній частині споруд. У варіантах 2, 3 всередині споруди відзначаються зони ерозії дна, що збільшує транспорт наносів в з'єднувальний канал.

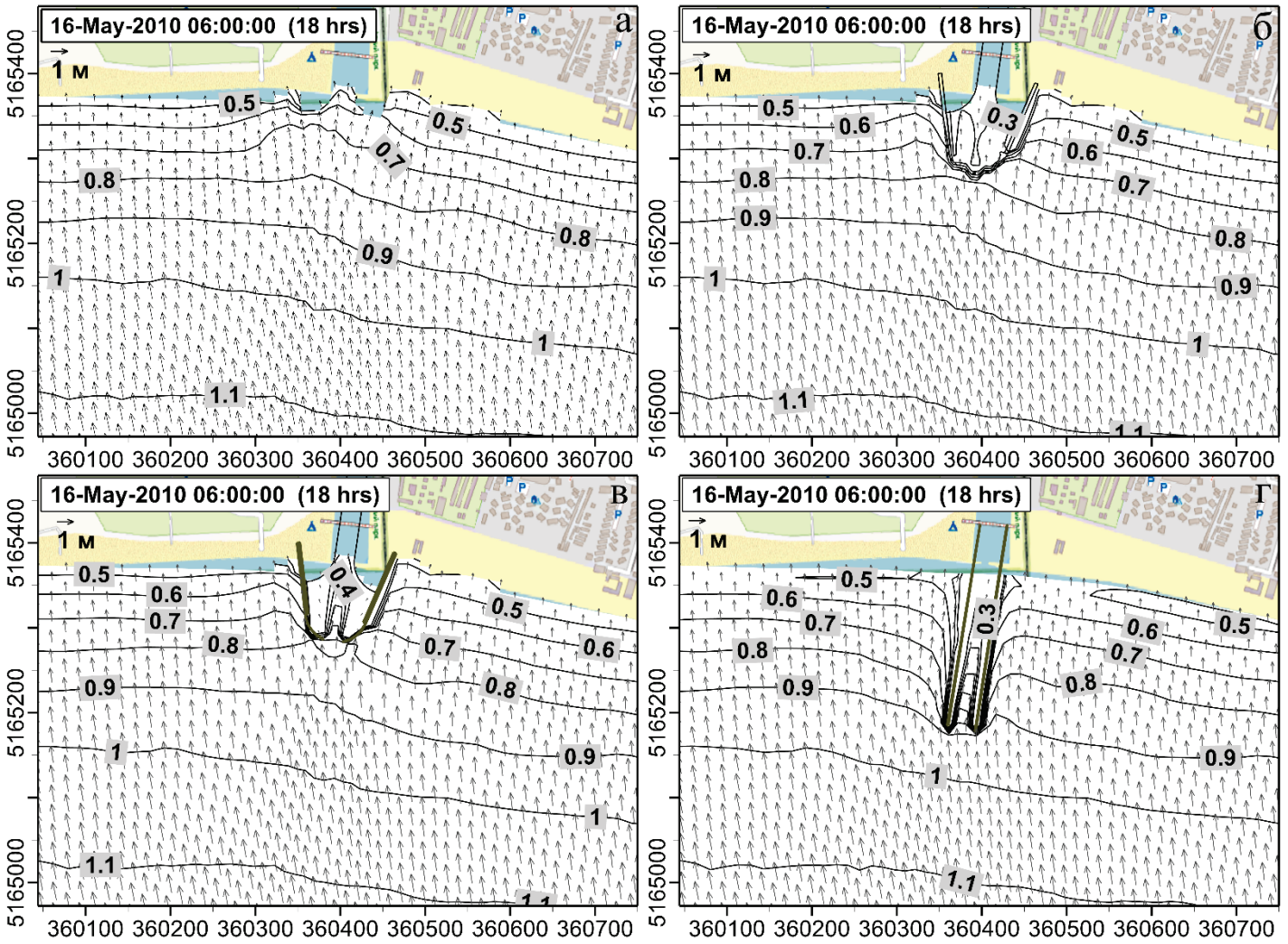

Рисунок 3.36 – Поля значних висот хвиль, м, та хвильових векторів, отримані в моделі через 18 годин після початку шторму при різних варіантах конструкції каналу «море-лиман»: а – Варіант 0; б – Варіант 1; в – Варіант 2; г – Варіант 3

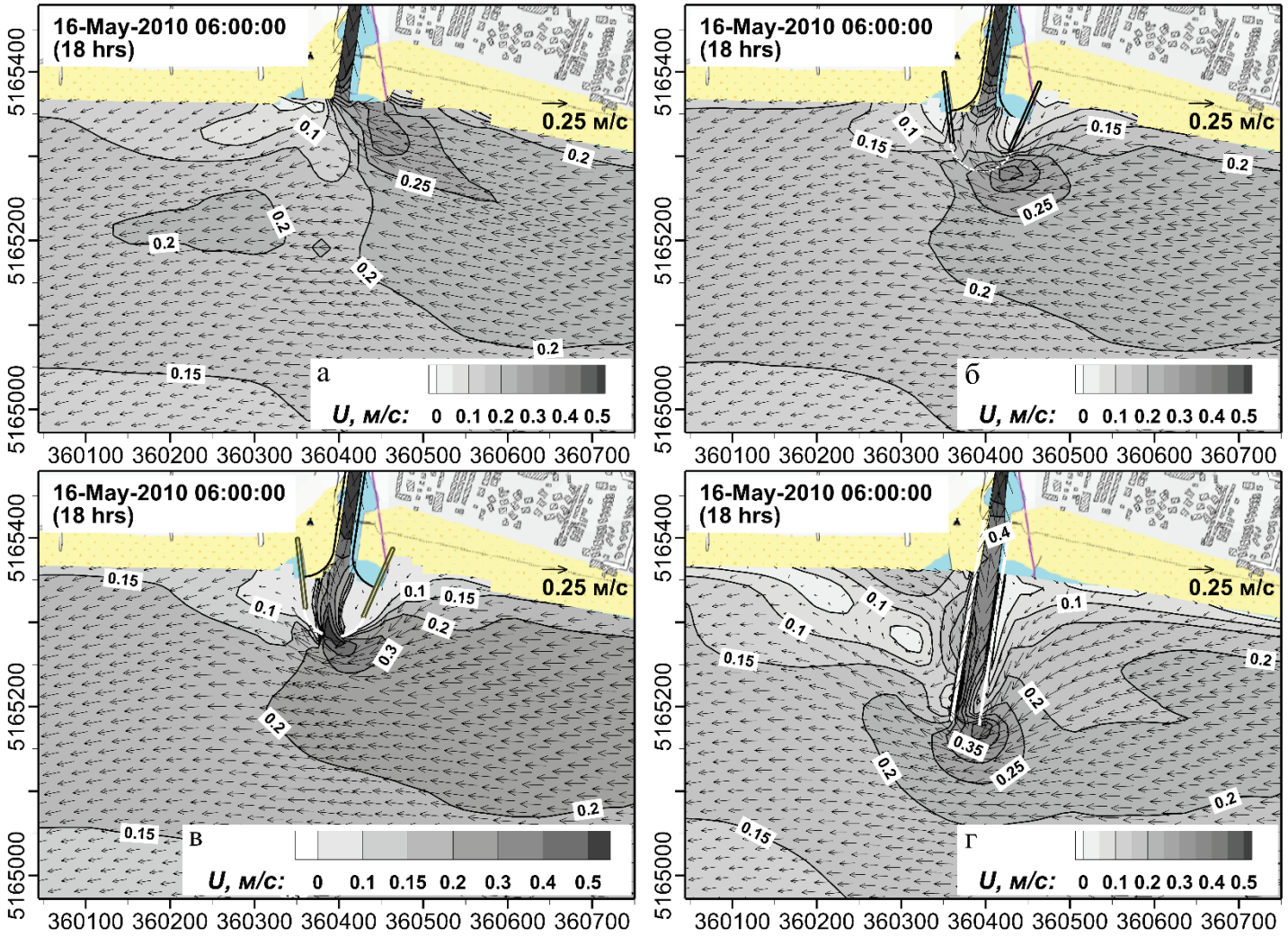

Рисунок 3.37 – Поля векторів швидкості інтегральних за глибиною течій, м/с, отримані через 18 годин після початку шторму при різних варіантах конструкції каналу «море-лиман»: а – Варіант 0; б – Варіант 1; в – Варіант 2; г – Варіант 3

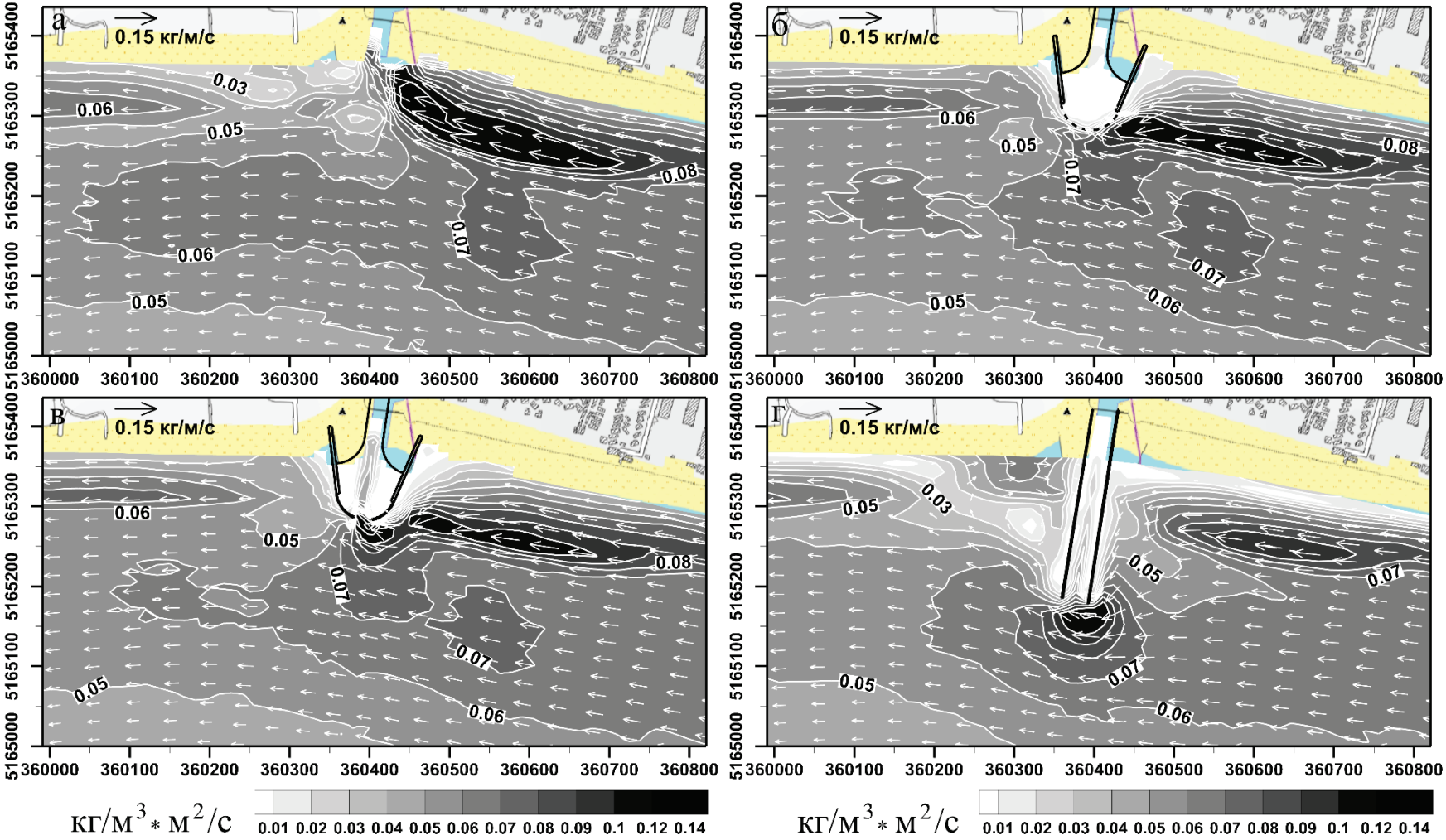

Рисунок 3.38 – Поля векторів питомих потоків сумарного транспорту наносів, кг/м/с, отримані через 18 годин після початку шторму при різних варіантах конструкції каналу «море-лиман»: а – Варіант 0; б – Варіант 1; в – Варіант 2; г – Варіант 3

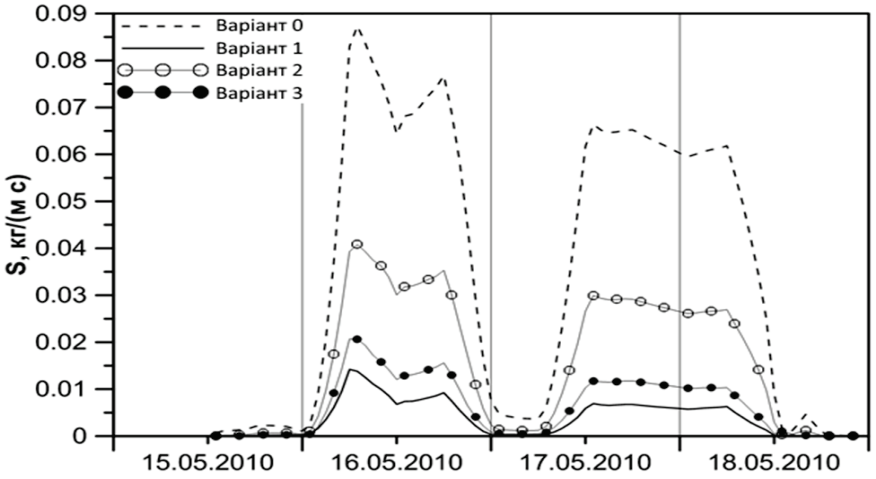

Рисунок 3.39 – Часова мінливість спрямованого в канал сумарного транспорту наносів, кг/(м с), розрахована на вході до нього за різними варіантами конструкції морської частини з'єднувального каналу «море-лиман»

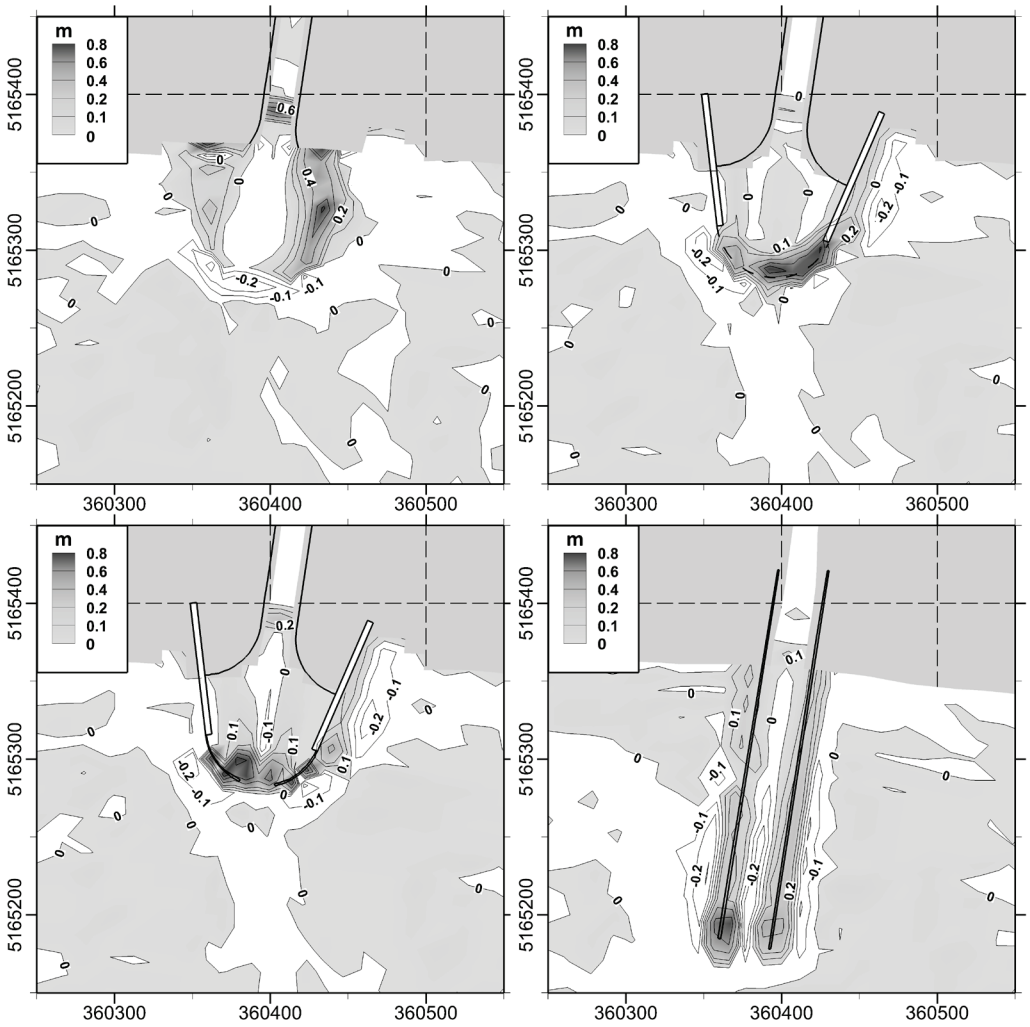

Рисунок 3.40 – Інтегральні за період шторму деформації дна, м, отримані при моделюванні різних варіантів конструкції з'єднувального каналу «море-лиман»: а – Варіант 0; б – Варіант 1; в – Варіант 2; г – Варіант 3

Розглянуті варіанти хвиле- та наносозахисних споруд аналізувались додатково на предмет відповідності вимогам, що пред'являються рибогосподарськими цілями використання лиману і каналу: навесні – для пропуску молоді риби з моря в лагуну для нагулу і восени – для вилову риби при виході її з лиману в море. У варіанті 3 споруди (компоновка «шпора»), буни довжиною 250 м повністю перекривають приурізову зону, виключаючи міграцію риб з моря в канал. При цьому шпори повністю перекривають і вздовжбереговий потік наносів, що призведе до розвитку такого явища, як «низовий розмив» та інших несприятливих морфолітодинамічних процесів. У той же час варіант 1 споруди (компоновка «парабола» з підводним бар'єром) повністю відповідає рибогосподарським цілям за параметрами споруди та передбачуваною експлуатацією.

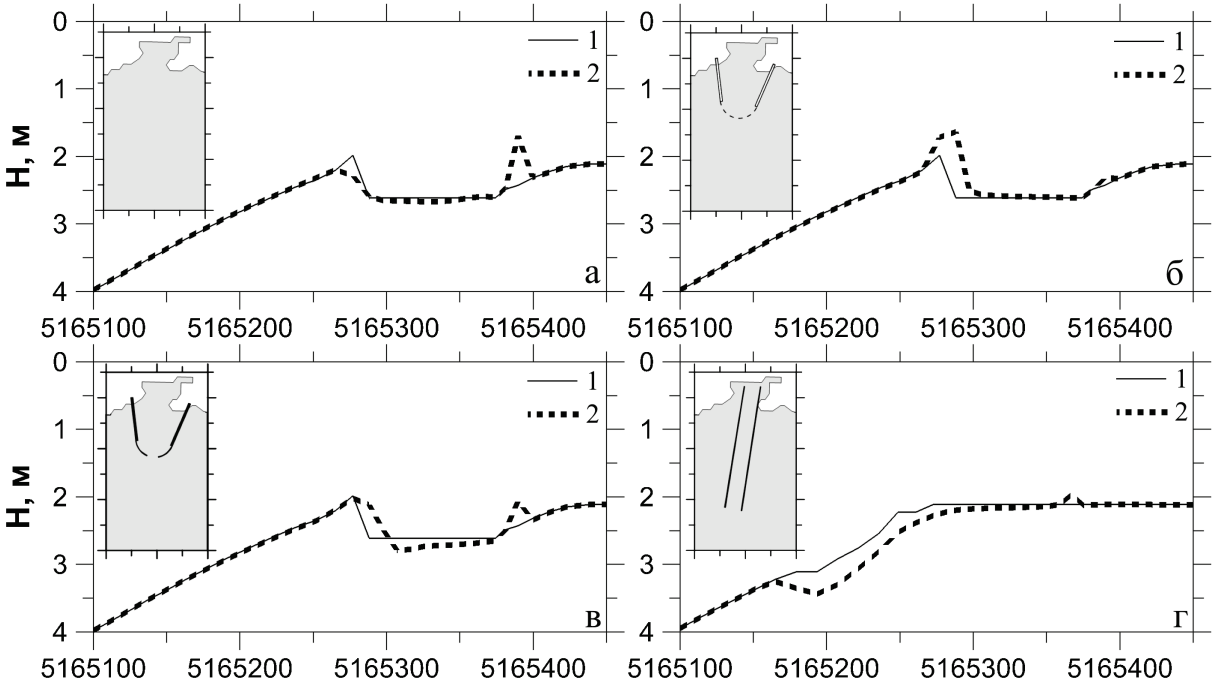

Рисунок 3.41 – Отримані при моделюванні інтегральні за період шторму деформації дна, м, показані у поздовжньому розрізі морської частини з'єднувального каналу «море-лиман» за різних варіантів конструкції хвиле- та наносозахисної споруди: а – Варіант 0; б – Варіант 1; в – Варіант 2; г – Варіант 3 (1 – до початку шторму; 2 – після шторму)

3.5 Оцінки впливу очікуваних кліматичних змін у XXI ст. на гідрологічні умови в лимані

Вирішення проблеми збереження та відновлення природних ресурсів Тилігульського лиману можливе шляхом розробки і подальшої реалізації науково обґрунтованих планів його водного та екологічного менеджменту. Побудова стратегії оптимізації управління природними ресурсами лиману потребує визначення впливу чинників природного та антропогенного походження на формування його гідрологічного режиму не тільки в сучасний період, але в умовах, які прогнозуються у майбутньому в XXI сторіччі. Ця задача вирішується із використанням методів математичного моделювання.

Оцінка можливих змін просторово-часової мінливості гідрологічних характеристик Тилігульського лиману (рівня, солоності, температури води) протягом типових років різних кліматичних періодів XXI ст. в даній роботі виконувалась із застосуванням тривимірної гідротермодинамічної моделі Delft3D-FLOW. Вважалося, що реконструкція з'єднувального каналу вже відбулася і забезпечується безперервний протягом року водообмін з морем.

3.5.1 Вихідні дані для завдання граничних та початкових умов при моделюванні

В результаті аналізу різницевих інтегральних кривих багаторічних коливань річних сум опадів та середніх річних температур повітря у XXI ст. за найбільш вірогідним для регіону кліматичним сценарієм з бази даних ENSEMBLES, розрахованим за моделлю MPI-REMO Інституту метеорології ім. Макса Планка – M10, проф. Лободою Н.С. були встановлені розрахункові кліматичні періоди, які відповідають циклам коливань водності в межах водозбірного басейну Тилігульського лиману: 1990-2030 рр.; 2031-2070 рр.; 2071-2100 рр. [67]. Для кожного з виділених кліматичних періодів XXI ст. були обрані типові за гідрометеорологічними умовами (формування стоку на водозборі лиману) роки із 25% (багатоводний), 50% (середньоводний) та 75% (маловодний) ймовірністю перевищення надходження річкового стоку в лиман.

Модельні розрахунки проводились для різних за водністю типових років трьох виділених кліматичних періодів XXI ст. (1990-2030, 2031-2070, 2071-2098 рр.), які мають різну забезпеченість річковим стоком. Для кожного розрахункового року моделювались умови як відновленого (до 75%) природного, так і побутового стоку річки Тилігул, розрахованого за моделлю «клімат-стік».

Розрахунки виконувались на криволінійній ортогональній розрахунковій сітці з використанням батиметричних даних, опис яких наведено у розділі 2 (п. 2.3.1).

Для завдання граничних умов на верхній (з атмосферою) границі розрахункової області моделі використовувались середньодобові значення температури, відносної вологості повітря, швидкості та напряму вітру, балу загальної хмарності та атмосферних опадів для кожного з обраних типових років. Випаровування з водної поверхні розраховувалось в самій моделі з урахуванням впливу вітру (див. розділ 2, п. 2.2.1).

При моделюванні приймалося, що тренд підвищення рівня моря складає з урахуванням стеричної поправки +3.6 мм/рік; тренд підвищення солоності у поверхневому шарі – +0.017 ‰/рік (або 0,001417 ‰/ міс); тренд щомісячного зменшення витрат річкового стоку до Чорного моря у XXI ст. – 2,2475 ($м^3$/с)/міс (або 26,97 ($м^3$/с)/рік).

Зміни рівня вод Чорного моря під впливом кліматичних змін, які задавались на відкритій морський границі з'єднувального каналу «лиман-море» (добові коливання), визначались з використанням встановленої в [9, с. 200; 67] емпіричної залежності між середньомісячними значеннями рівня моря і сумарного стоку річок Дніпро і Дунай, в якій враховуються наведені в [68] тренди багаторічного підвищення рівня моря та щомісячного зменшення витрат річкового стоку в Чорне море у XXI ст.:

$$\zeta = 2{,}9 \times 10^{-5}\left[(Q_{Дніпро} + Q_{Дунай}) - \Delta_Q \alpha n\right] - 0{,}4 + \Delta_\zeta n, \qquad (3.1)$$

де: ζ – добові коливання рівня моря, м БС; 2,9 × 10^{-5} – емпіричний коефіцієнт; $Q_{Дніпро}$ та $Q_{Дунай}$ – середньомісячні витрати води річок Дніпро та Дунай, $м^3$/с, відповідно, визначені за період з 1982 по 2004 рр. (табл. 3.4); Δ_Q – величина щомісячного зменшення загального стоку річок до Чорного моря у XXI ст. (починаючи з січня 2000 р.), $м^3$/с; n – номер місяця від початку XXI ст. (починаючи з січня 2000 р.); α – частка сумарного стоку річок Дніпро та Дунай від загального стоку річок в ПнЗЧМ (табл. 3.5);

0,4 – постійний член емпіричної залежності, який фізично дорівнює позначці рівня води в морі при відсутності стоку річок Дніпро та Дунай на початку XXI ст., м БС; Δ_ζ – величина щомісячного збільшення рівня вод Чорного моря у XXI ст. (починаючи з січня 2000 р.) з урахуванням стерічної поправки, м.

Таблиця 3.4 – Середньомісячні витрати води ($м^3/с$) річок Дніпро, $Q_{Дніпро}$, та Дунай, $Q_{Дунай}$, за період 1982-2004 рр.

Місяці	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$Q_{Дніпро}$	1244	1461	1543	1602	1814	1247	890	723	766	1082	1439	1447
$Q_{Дунай}$	6285	6155	7020	9191	8862	7450	6024	4862	4337	4642	5004	5707

Таблиця 3.5 – Частка сумарного стоку річок Дніпро та Дунай (α) та частка стоку річки Дніпро (β) від загального стоку річок в ПнЗЧМ

Місяці	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
α	0,961	0,958	0,950	0,954	0,960	0,958	0,949	0,945	0,945	0,948	0,952	0,959
β	0,160	0,180	0,170	0,140	0,160	0,140	0,120	0,120	0,140	0,180	0,210	0,190

При розрахунках за 3-D гідротермодинамічною моделлю враховувались ініційовані вітром відгінно-нагінні коливання рівня моря на відкритій морській границі каналу. Щоденні значення відміток рівня моря визначались інтерполяцією середньомісячних його значень, до яких додавались відхилення рівня викликані вітровою дією, розраховані з використанням методики, викладеної в [62].

Зміни солоності вод Чорного моря (в районі Тилігульського лиману) під впливом кліматичних змін, які задавались на відкритій морський границі з'єднувального каналу, розраховувалась з використанням встановленої в [9, с. 201; 67] емпіричної залежності між середньомісячними значеннями солоності води на ГМС «порт-Южний» і витратами води річки Дніпро, в якій враховуються наведені в [68] тренди багаторічного підвищення рівня моря та зменшення середньомісячних витрат річкового стоку в Чорне море у XXI ст.:

$$S = 17 - 2{,}5 \times 10^{-3}\left(Q_{Дніпро} - \Delta_Q\, \beta\, n\right) + \Delta_S N \qquad (3.2)$$

де: S – солоність морської води, ‰; 17 – постійний член емпіричної залежності, який фізично дорівнює значенню мінералізації (солоності) води ПнЗЧМ на ГМС «порт-Южний» при відсутності стоку річки Дніпро на початку XXI ст., г/дм^3; 2,5 × 10^{-3} – емпіричний коефіцієнт; $Q_{Дніпро}$ – середньомісячні витрати води р. Дніпро, м^3/с, визначені за період з 1982 по 2004 рр. (табл. 3.4), м^3/с; Δ_Q – величина щомісячного зменшення загального стоку річок до Чорного моря у XXI ст. (починаючи з січня 2000 р.), м^3/с; n – номер місяця від початку XXI ст. (починаючи з січня 2000 р.); β – частка стоку річки Дніпро від загального стоку річок в ПнЗЧМ (табл. 3.5); Δ_S – величина щомісячного збільшення мінералізації (солоності) води у поверхневому шарі Чорного моря у XXI ст. (починаючи з січня 2000 р.), г/дм^3.

При гідротермодинамічному моделюванні враховувався тільки тренд підвищення солоності вод Чорного моря у XXI ст. у відповідності із залежністю (3.2). Тренд підняття рівня не розглядався, оскільки головна мета застосування моделі Delft3D-FLOW полягала у визначенні впливу кліматичних змін гідрометеорологічних чинників на гідрологічні характеристики лиману.

Витрати річкового стоку в Тилігульський лиман (природний та побутовий стік) задавались на підставі розрахованих за моделлю «клімат-стік» середньомісячних значень стоку у типові роки із різною забезпеченістю стоку для кожного з кліматичних періодів (додаток В, табл. В.1-В.2).

Мінералізація річкових вод, яка задавалась в моделі (добові значення), розраховувалась на підставі емпіричної залежності, що пов'язує мінералізацію води з витратами річкового стоку в гирловій частині р. Тилігул (в районі смт. Березівка) за період 1980-2009 рр. [67]:

$$S_{r,\,j,\,Тил} = 1{,}218 + Q_{r,\,j,\,Тил}^{-0{,}62}, \qquad (3.3)$$

де $S_{r,\,j,\,Тил}$ – середньомісячні значення мінералізації вод р. Тилігул, г/дм^3; $Q_{r,\,j,\,Тил}$ – середньомісячні значення витрат води р. Тилігул, м^3/с; j – номер місяця у році.

Для прив'язки до метеорологічних умов типових років у відповідності з обраним регіональним кліматичним сценарієм, середньодобові значення температури морських та річкових вод визначались через середньодобові значення температури повітря на

підставі узагальнених емпіричних залежностей, наведених в [69, 70].

На рис. В.1-В.2 приведені часові ряди (з добовою дискретністю) мінливості температури морських та річкових вод, які задавались при моделюванні.

Значення температури та солоності води у лимані в початковий момент часу приймались однорідними у горизонтальній та вертикальній площинах і складали +4°С та 25‰ відповідно. Початкова відмітка рівня води в лимані приймалась рівною відмітці рівня моря на відкритій морській границі.

При моделюванні вважалось, що з'єднувальний канал «море-лиман» функціонує безперервно протягом року. Відмітка дна каналу приймалась рівною мінус 2,11 м БС по всій його довжині. По вертикалі задавались 43 розрахункових рівня перемінної товщини (від 0,2 до 1 м), реалізовані у прямолінійній *Z*-системі координат.

3.5.2 Аналіз мінливості вихідних даних для гідротермодинамічного моделювання

Як видно з табл. В.1-В.2, побутовий стік в Тилігульский лиман у маловодні роки всіх кліматичних періодів відсутній, у середні за водністю (на водозборі лиману) роки – присутній лише в сучасний кліматичний період 1990-2030 рр., а у багатоводні роки – очікується з лютого по червень включно. Максимальні середньомісячні витрати побутового стоку припадають на березень і зменшуються протягом століття у багатоводні роки з 7,401 м^3/с в сучасний період, до 1,996 м^3/с – в період 2031-2070 рр. та 0,383 м^3/с – в 2071-2098 рр. (див. табл. В.1).

Природний річковий стік в лиман у маловодні роки XXI ст. також відсутній. У середні за водністю роки він мав би тривати з грудня по липень, а в багатоводні – з листопада по серпень включно. Максимальні середньомісячні витрати природного стоку, на відміну від побутового, припадають на квітень. У середні за водністю роки вони зменшуються протягом століття з 2,772 м^3/с в сучасний період, до 0,477 м^3/с – в період 2031-2070 рр. та 0,114 м^3/с – в 2071-2098 рр., а в багатоводні – з 6,242 м^3/с в сучасний період, до 6,064 м^3/с – в період 2031-2070 рр. та 2,389 м^3/с – в період 2071-2098 рр. (див. табл. В2).

На рис. 3.42 представлені характеристики внутрішньорічної мінливості добових значень температури повітря для типових років різних

кліматичних періодів XXI ст., а у додатку В, на рис. В.3, В.4 – її часова мінливість. Для всіх типів років за водністю протягом сторіччя спостерігається загальна тенденція до підвищення середньорічної температури повітря: для маловодних років – на 4,15 °С, середньоводних – на 2,05 °С, багатоводних – на 4,54 °С.

В межах кожного кліматичного періоду XXI ст. вологість повітря у середньоводні роки вища ніж у маловодні і нижча ніж у багатоводні роки (рис. В.5), що свідчить про правильність їх ідентифікації.

Атмосферні опади (рис. 3.43, В.6) в різні типові роки кліматичних періодів XXI ст. характеризуються значною мінливістю у річному циклі, як при зіставленні їх місячних, так і добових шарів. Так як зливові опади характеризуються значною просторовою неоднорідністю, то наявність випадків інтенсивних злив у рядах часової мінливості добових шарів атмосферних опадів, отриманих для однієї вузлової точки, яка розташована над акваторією лиману, не означає, що зливи такої ж інтенсивності мають місце на всьому водозборі лиману [67]. Місячні та річні величини шарів атмосферних опадів різних типових років кліматичних періодів XX ст. зведені у табл. В.3 додатку В. З таблиці видно, що річний шар опадів зростає від маловодного року до багатоводного в межах кожного з

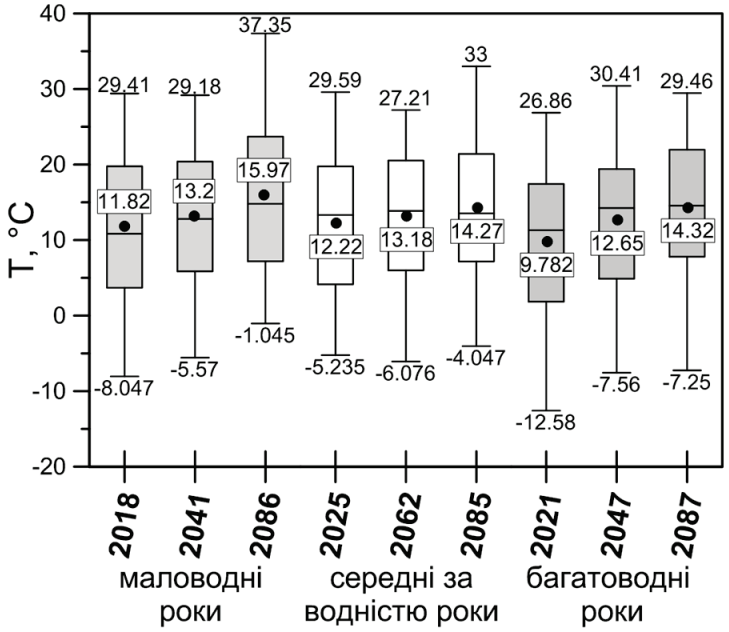

Рисунок 2.42 – Часова мінливість добових значень температури, °С для типових років всіх кліматичних періодів XXI ст. Приведені мінімальні, максимальні, медіанні та середні (точки) значення, а також значення 25% та 75% квантилей

кліматичних періодів. Середні за водністю роки відрізняються середнім протягом кліматичного періоду річним шаром опадів у порівнянні з маловодним і багатоводним роками. Також, протягом XXI ст. річний шар опадів буде зменшуватись для всіх за водністю років.

У додатку В, на рис. В.7 представлена мінливість загальної хмарності неба, що задається в моделі (у відсотках), а на рис. В.8-В.9 та 3.44 – компоненти вектору швидкості вітру у напрямах «схід-захід» та «північ-південь» для різних типових років всіх кліматичних періодів XXI ст.

Прослідковується тенденція загального збільшення хмарності при переході від маловодних до середньоводних, а потім багатоводних років, особливо у літній період року. У внутрішньорічній мінливості швидкості вітру відзначається зменшення швидкості вітрів в літній період року, в основному за рахунок їх широтної складової. Незважаючи на те, що використовуються середньодобові характеристики вітру, у часових рядах відзначаються випадки штормових вітрів зі швидкістю 10 м/с (рис. 3.44в, В.8а, г, д).

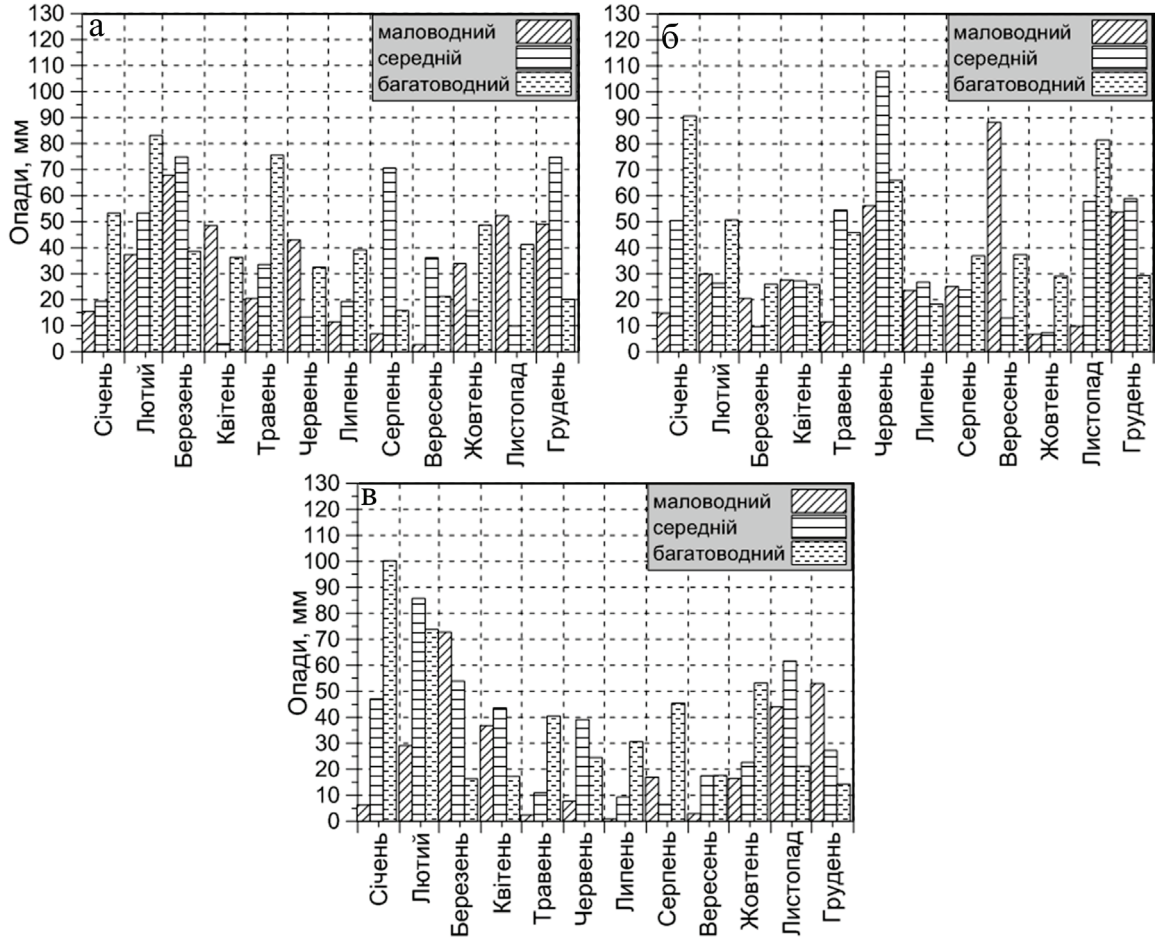

Рисунок 3.43 – Місячні шари атмосферних опадів, мм, для типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр.; б – 2031-2070 рр.; в – 2071-2098 рр.

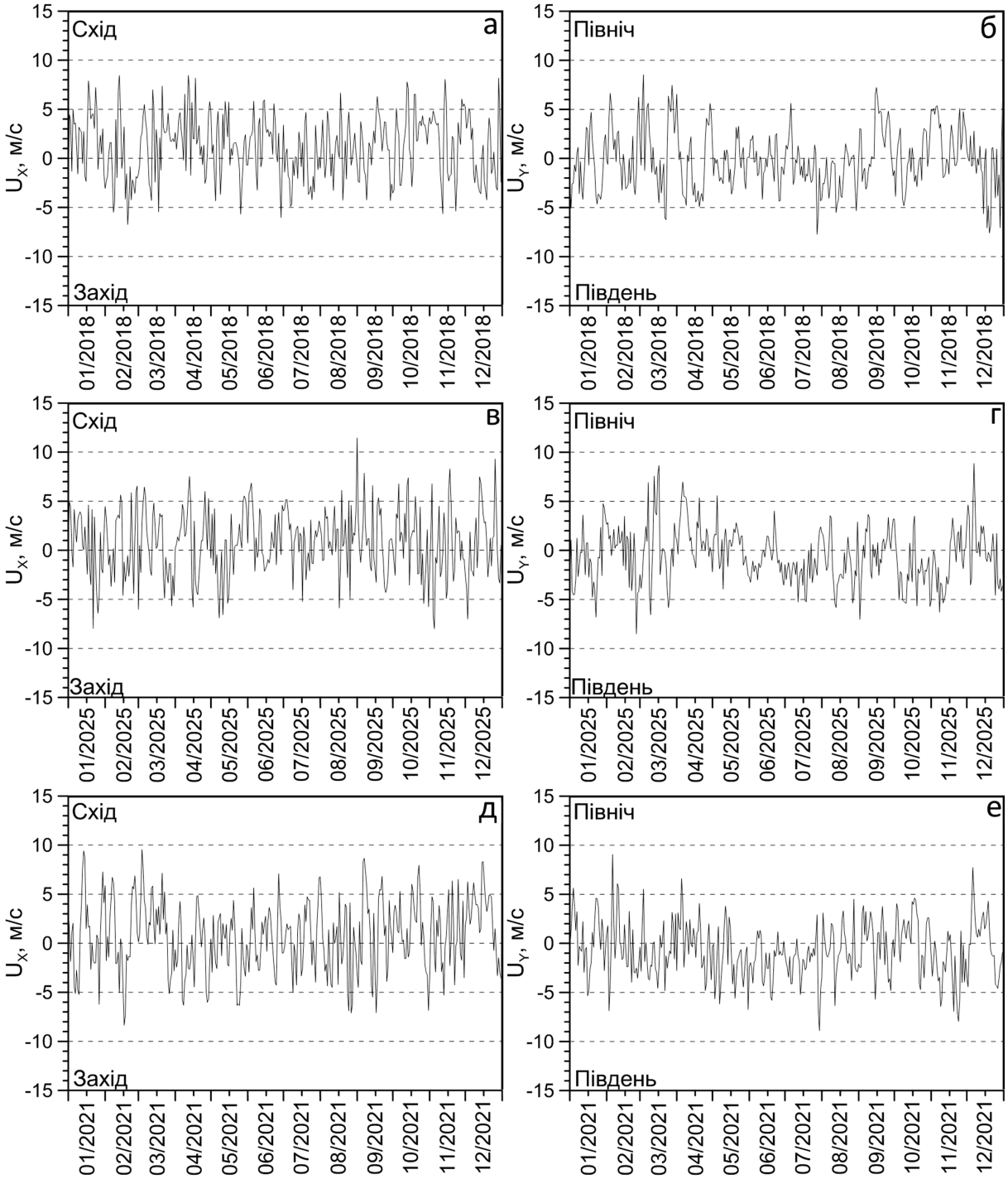

Рисунок 3.44 – Мінливість меридіональної та широтної компонент вектору швидкості вітру, м/с, для типових років кліматичного періоду 1990-2030 рр.: а-б – маловодний рік (2018); в-г – середній за водністю рік (2025); д-е – багатоводний рік (2021)

3.5.3 Аналіз результатів моделювання

Результати модельних розрахунків аналізувались в 4-х точках на акваторії лиману (див. рис. 3.2) з такими глибинами: Ст.1 (південна частина лиману) − 19,3 м; Ст.2 (центральна частина лиману) − 14,7 м; Ст.3 (північна частина лиману) – 4,1 м; Ст.4 (північна частина лиману) – 3,1 м.

Результати модельних розрахунків внутрішньорічної мінливості рівня води в морі та Тилігульському лимані, а також інтенсивності водообміну з морем через сполучний канал «море-лиман» в різні за водністю типові роки виділених кліматичних періодів XXI ст. наведені на рис. 3.45 – 3.50.

З рис. 3.45 видно, що в середні за водністю роки усіх кліматичних періодів динаміка рівня води в лимані в період з грудня до травня відповідає мінливості рівня моря, хоча і більш згладжена. Однак у червні-жовтні рівень води в лимані нижчий за рівень моря, внаслідок інтенсивного випаровування з поверхні лиману в літні місяці року. Найбільше зниження рівня води в лимані, порівняно з морем, має місце у серпні-вересні і збільшується протягом XXI ст. з 5 см у липні-серпні сучасного кліматичного періоду 1990-2030 рр. до 15 см у вересні періоду 2071-2098 рр. Збільшення річкового стоку в лиман до 75% від природного не впливає суттєво на внутрішньорічну мінливість рівня води в лимані у середньоводні роки.

У багатоводні роки (рис. 3.47), лише в сучасний кліматичний період, протягом весняного половіддя у березні-квітні, рівень води в лимані буде перевищувати рівень моря. При збільшенні річкового стоку в лиман до 75% від природного рівень води в лимані у квітні перевищує рівень моря на 15 см (рис. 3.48а). Однак це призводить до зменшення пониження рівня води в лимані відносно моря у вересні-жовтні. В інші кліматичні періоди XXI ст. (2031-2070 рр., 2071-2098 рр.) збільшення річкового стоку в лиман до 75% від природного не впливає суттєво на внутрішньорічну мінливість рівня води в лимані у навіть багатоводні роки, що пов’язано зі значним зменшенням стоку (рис. 3.48б-в, табл. Г.1-Г.2).

Наведений на рис. 3.45-3.48 характер внутрішньорічної мінливості рівня води в лимані і морі визначає особливості водообміну через сполучний канал «лиман-море». З аналізу часової мінливості витрат води у сполучному каналі «лиман-море» у середньо- та багатоводні типові роки різних кліматичних періодів XXI ст. (рис. 3.49-3.50) можна зробити

наступні висновки. У середні за водністю роки протягом листопада-травня водообмін з морем має різноспрямований характер внаслідок ініційованих вітром відгінно-нагінних коливань рівня води в морі та лимані. З червня по жовтень домінує односпрямований (з моря в лиман) потік води в каналі. В кліматичний період 2071-2098 рр. надходження морських вод в лиман в літні місяці року значно зростає.

Для багатоводних років слід відзначити наступні зміни характеру водообміну з морем внаслідок впливу змін клімату. В період 1990-2030 рр. з січня по травень домінує виток води з лиману в море. У червні та листопаді-грудні водообмін з морем через канал має різноспрямований характер. В інші місяці року переважає втік морських вод в лиман. В період 2031-2070 рр. тривалість домінування витоку води з лиману в море скорочується до середини березня. Навпаки, тривалість періоду різноспрямованого водообміну з морем через канал збільшується і має місце у квітні-червні та листопаді-грудні. В період 2071-2098 рр. переважання надходження морських вод в лиман простежується вже з квітня і триває до середини грудня.

Характеристики просторово-часової мінливості швидкості випаровування з водної поверхні лиману за період з червня по серпень для типових років різних кліматичних періодів показані на рис. 3.51. Ці оцінки представляють інтерес, оскільки свідчать, що в маловодні і середньоводні роки кліматичного періоду 2031-2070 рр. випаровування з водної поверхні лиману внаслідок особливості метеорологічних умов, менше, ніж в попередній та наступний кліматичні періоди.

На рис. 3.52-3.55 наведена внутрішньорічна мінливість солоності поверхневого шару вод лиману в середньоводні та багатоводні роки різних кліматичних періодів XXI ст. Видно, що у середньоводні роки всіх кліматичних періодів протягом року відбувається накопичення солей в лимані, яке призводить до підвищення солоності його вод на кінець розрахункового року, порівняно з початковими значеннями (рис. 3.52). Джерелом засолення лиману є його мілководна північна частина, де відбувається найбільше підвищення солоності вод. Збільшення річкового стоку до 75% від кліматичних значень не вирішує проблему засолення лиману, але в сучасний кліматичний період може зменшити його темпи, оскільки сприяє зменшенню максимальних значень солоності в північній частині лиману (рис. 3.52а-3.53а, Ст. 3, 4). В цілому, протягом XXI ст. буде відбуватися збільшення швидкості засолення лиману.

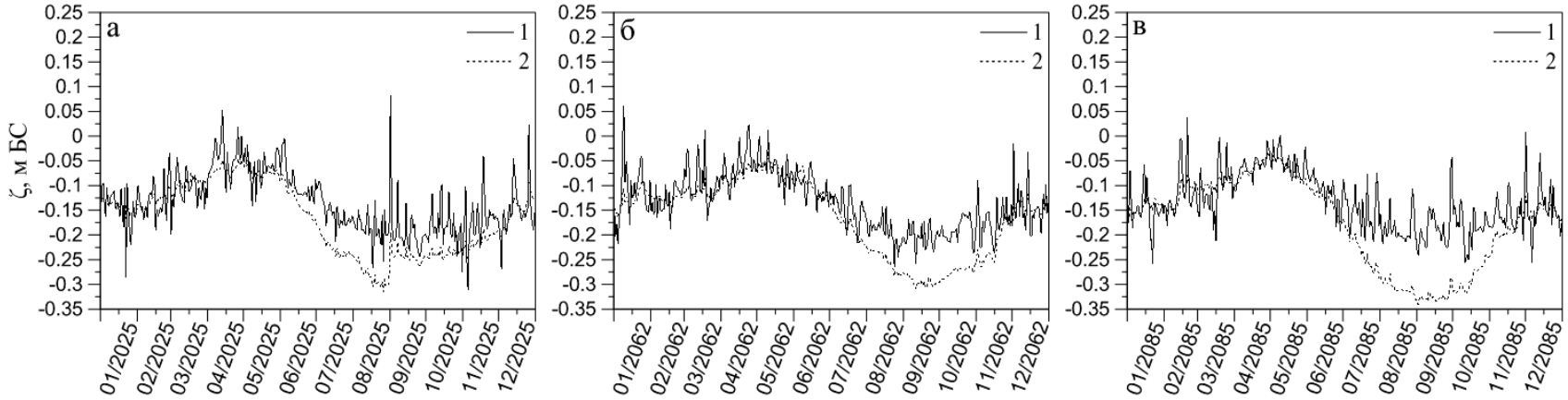

Рисунок 3.45 – Часова мінливість відмітки рівня води, м БС, на границі сполучного каналу зі сторони моря (гранична умова) (1) та лиману (2) для **середніх за водністю** типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр.; б – 2031-2070 рр.; в – 2071-2098 рр., за умови побутового річкового стоку

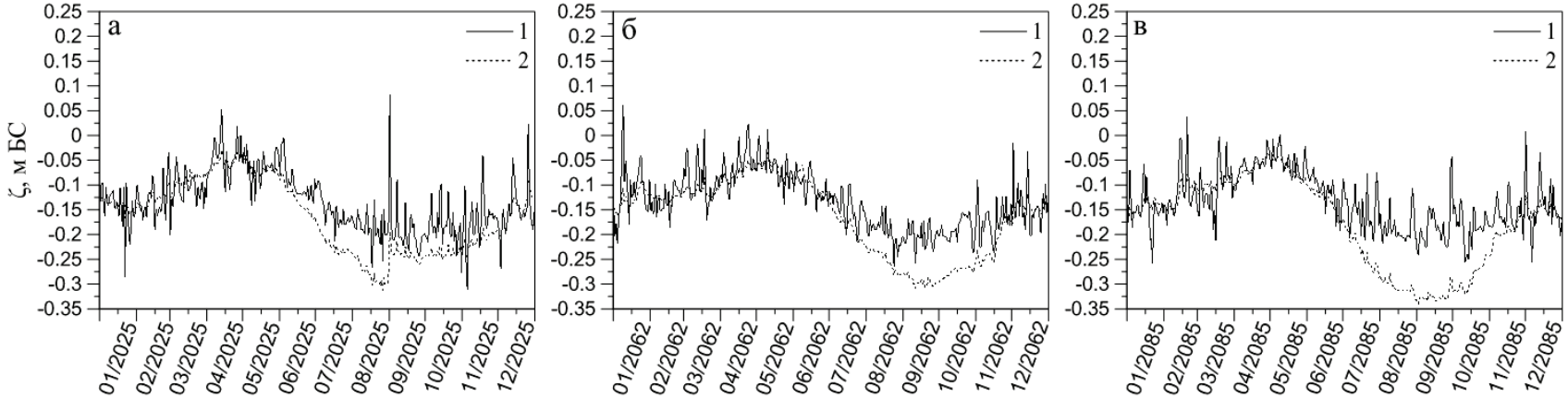

Рисунок 3.46 – Часова мінливість відмітки рівня води, м БС, на границі сполучного каналу зі сторони моря (гранична умова) (1) та лиману (2) для **середніх за водністю** типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр.; б – 2031-2070 рр.; в – 2071-2098 рр., за умови 75% природного річкового стоку

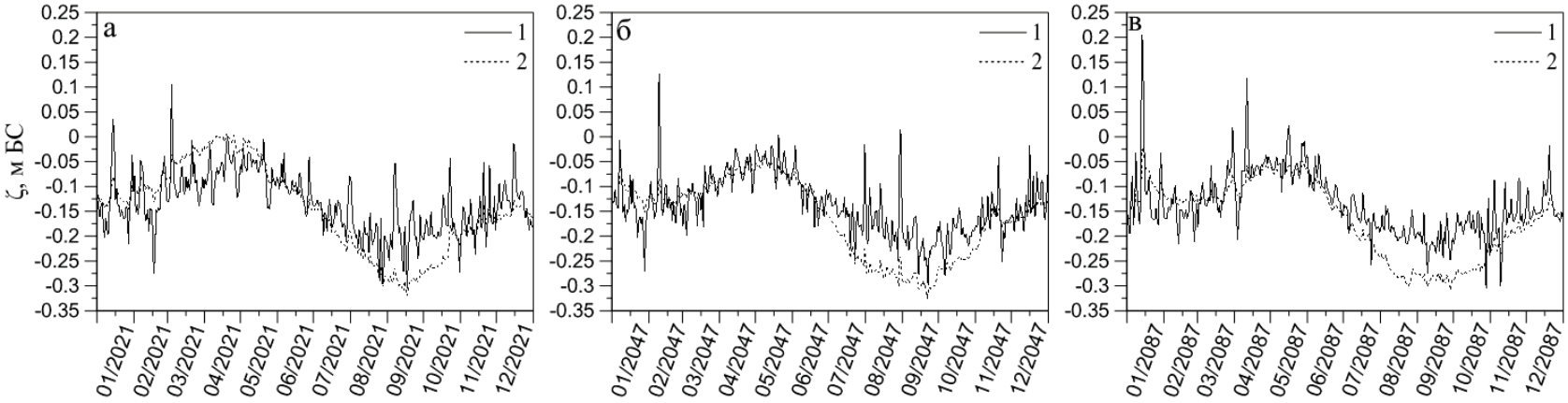

Рисунок 3.47 – Часова мінливість відмітки рівня води, м БС, на границі сполучного каналу зі сторони моря (гранична умова) (1) та лиману (2) для **багатоводних** типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр.; б – 2031-2070 рр.; в – 2071-2098 рр., за умови побутового річкового стоку

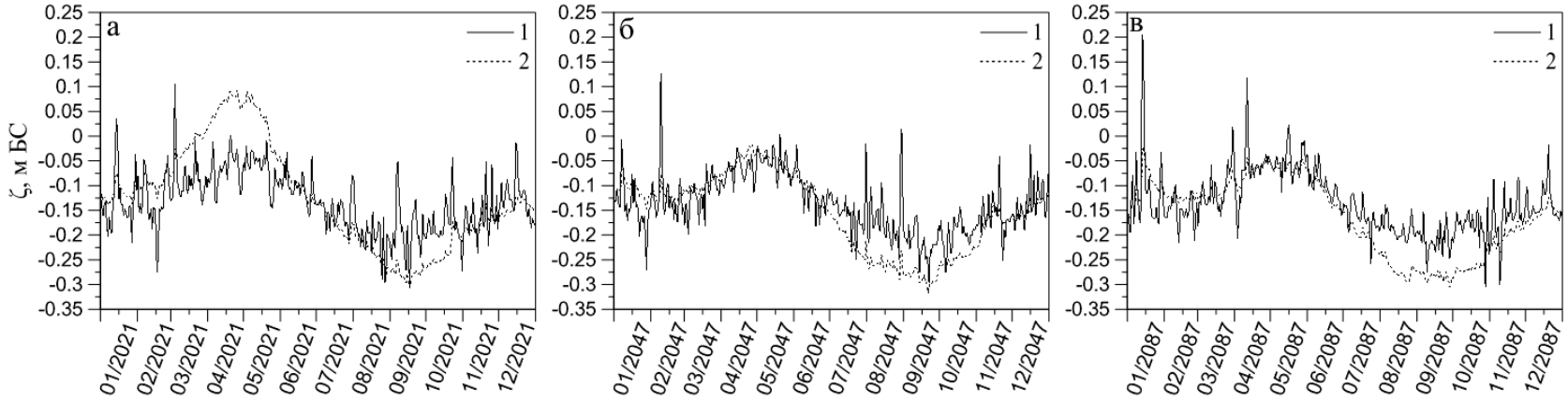

Рисунок 3.48 – Часова мінливість відмітки рівня води, м БС, на границі сполучного каналу зі сторони моря (гранична умова) (1) та лиману (2) для **багатоводних** типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр.; б – 2031-2070 рр.; в – 2071-2098 рр., за умови 75% природного річкового стоку

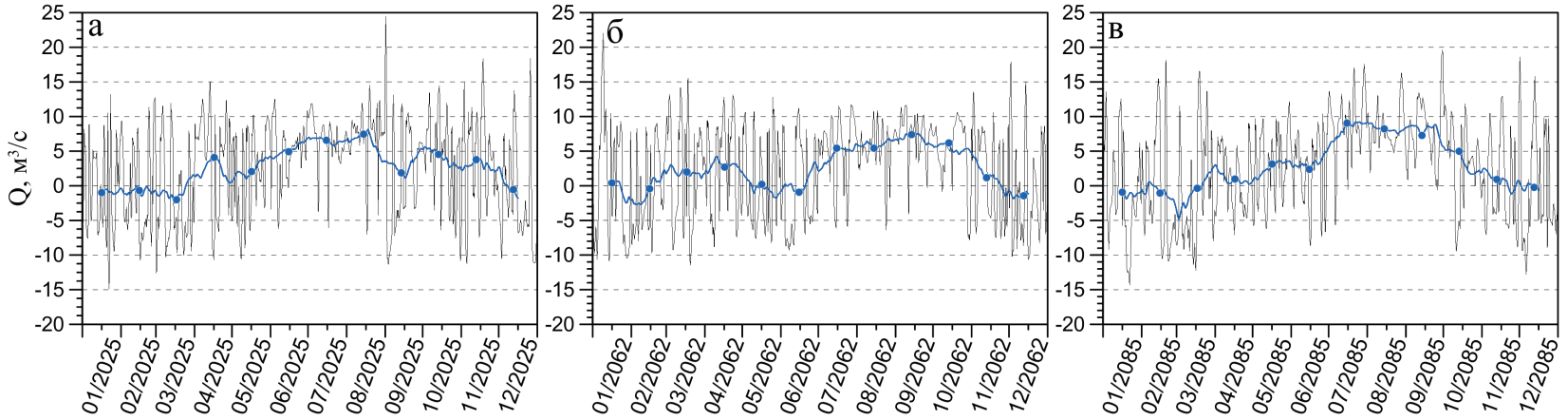

Рисунок 3.49 – Часова мінливість витрат води*, м^3/с, у сполучному каналі біля виходу в лиман (поперечний розріз Р1) для **середніх за водністю** типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр.; б – 2031-2070 рр.; в – 2071-2098 рр., за умови побутового річкового стоку

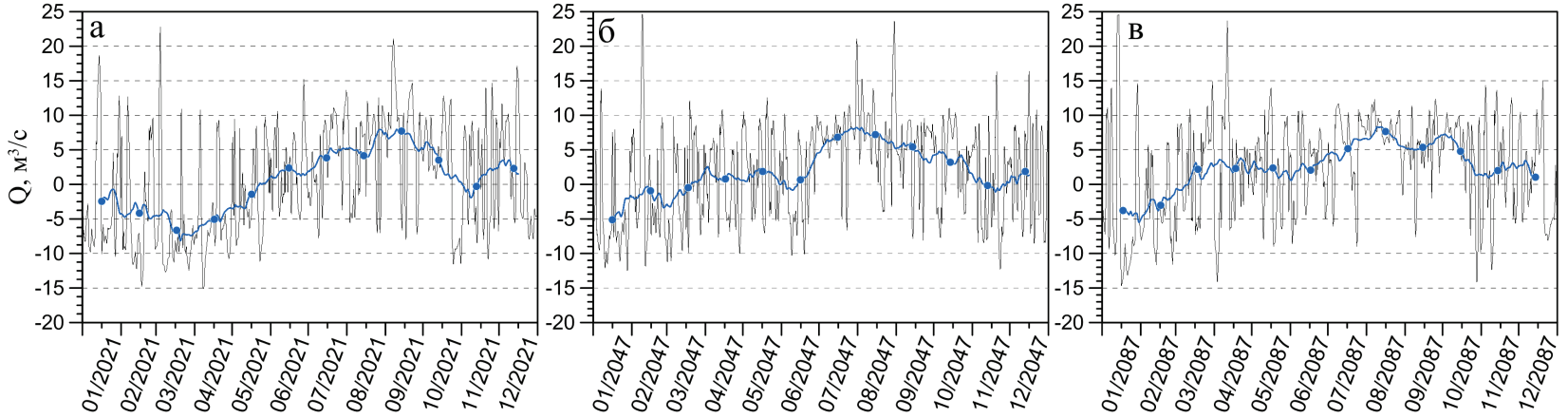

Рисунок 3.50 – Часова мінливість витрат води*, м^3/с, у сполучному каналі біля виходу в лиман (поперечний розріз Р1) для **багатоводних** типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр.; б – 2031-2070 рр.; в – 2071-2098 рр., за умови побутового річкового стоку

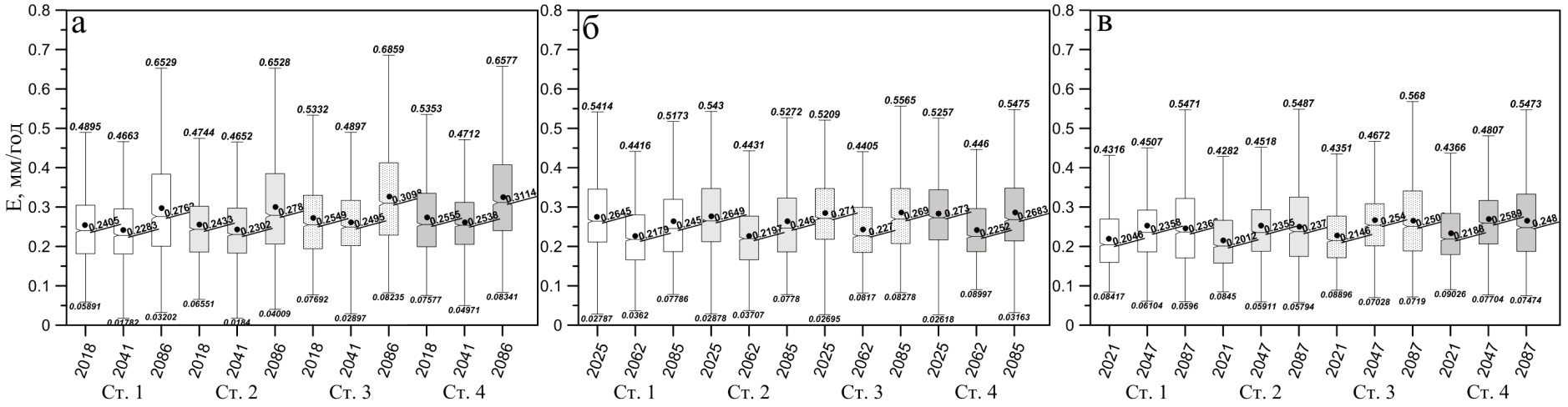

Рисунок 3.51 – Характеристики просторово-часової мінливості швидкості випаровування з водної поверхні, мм/год, за період з червня по серпень для маловодних (а), середніх за водністю (б) та багатоводних (в) типових років різних кліматичних періодів (1990-2030 рр., 2031-2070 рр., 2071-2098 рр.), за умови побутового річкового стоку.

Приведені значення 0,25 та 0,75-квантилей; медіанні та середні (точки) значення; мінімальні (нижні вуса) та максимальні (верхні вуса) значення

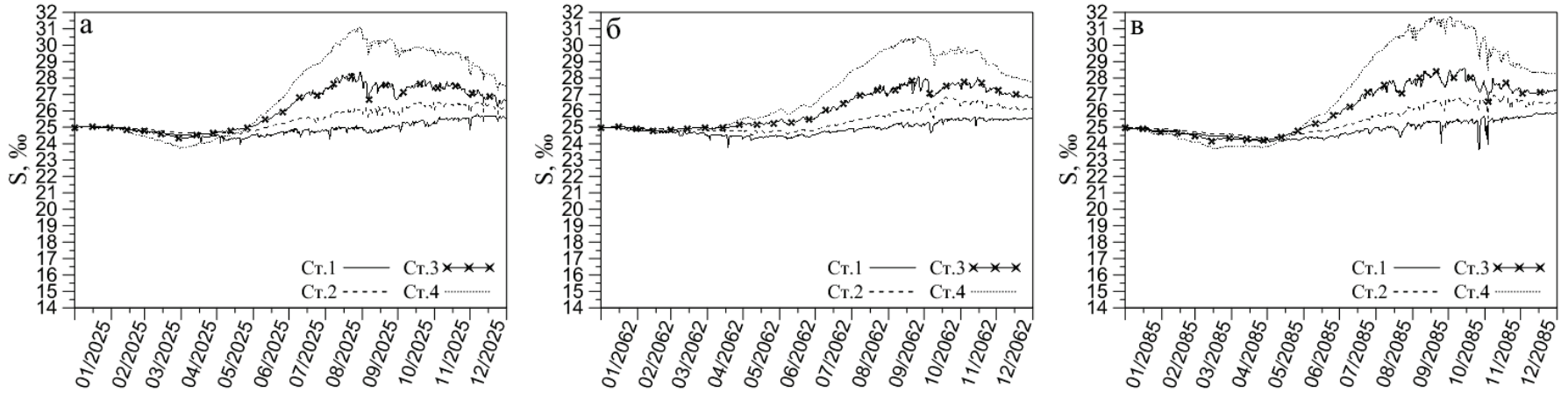

Рисунок 3.52 – Часова мінливість солоності, ‰, поверхневого шару вод в реперних точках на акваторії лиману (Ст.1-Ст.4) **для середніх за водністю** типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр.; б – 2031-2070 рр.; в – 2071-2098 рр., за умови побутового річкового стоку

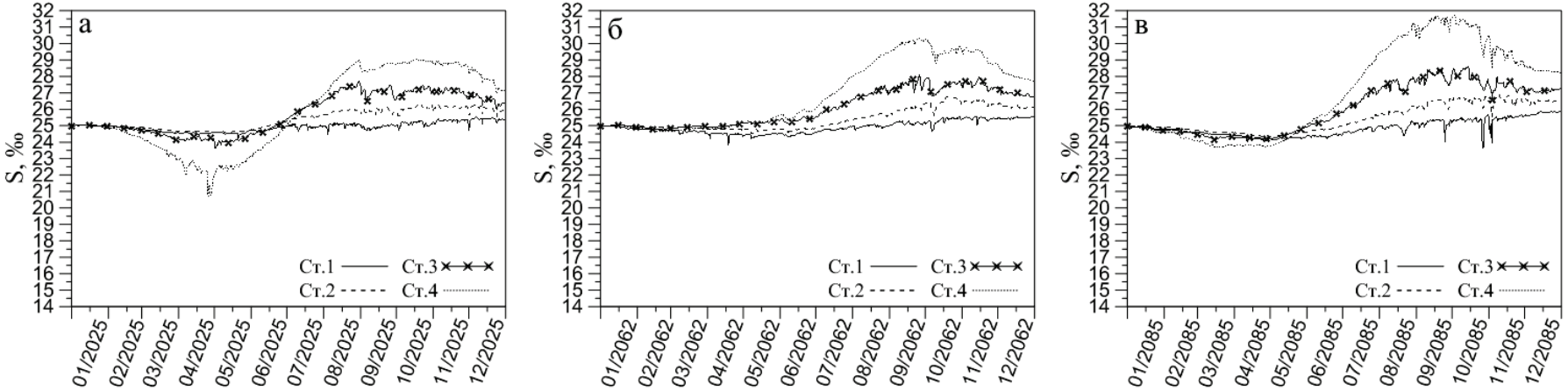

Рисунок 3.53 – Часова мінливість солоності, ‰, поверхневого шару вод в реперних точках на акваторії лиману (Ст.1-Ст.4) для **середніх за водністю** типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр.; б – 2031-2070 рр.; в – 2071-2098 рр., за умови 75% природного річкового стоку

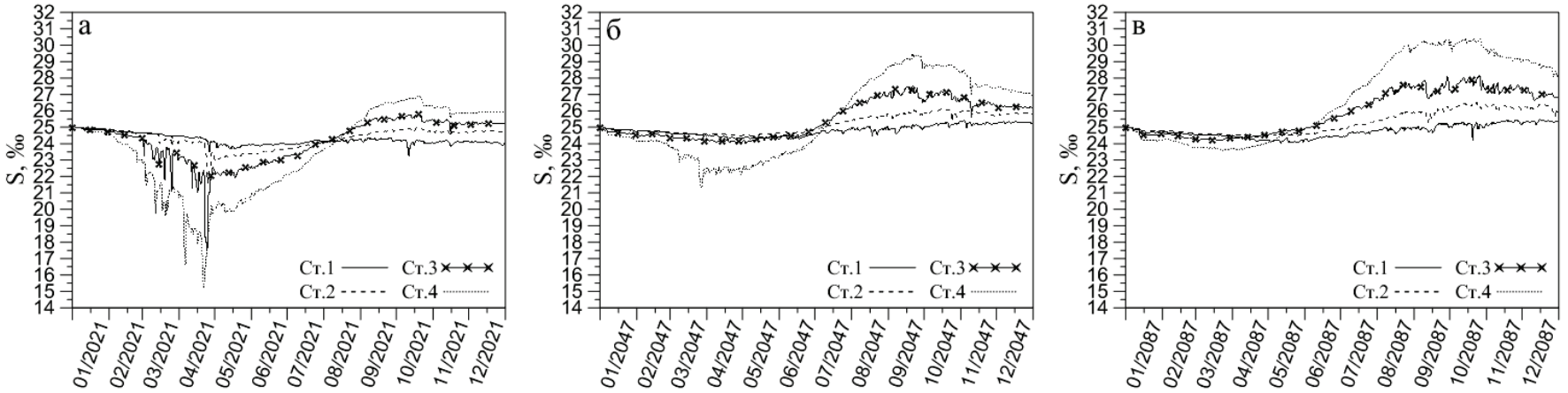

Рисунок 3.54 – Часова мінливість солоності, ‰, поверхневого шару вод в реперних точках на акваторії лиману (Ст.1-Ст.4) для **багатоводних** типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр.; б – 2031-2070 рр.; в – 2071-2098 рр.,за умови побутового річкового стоку

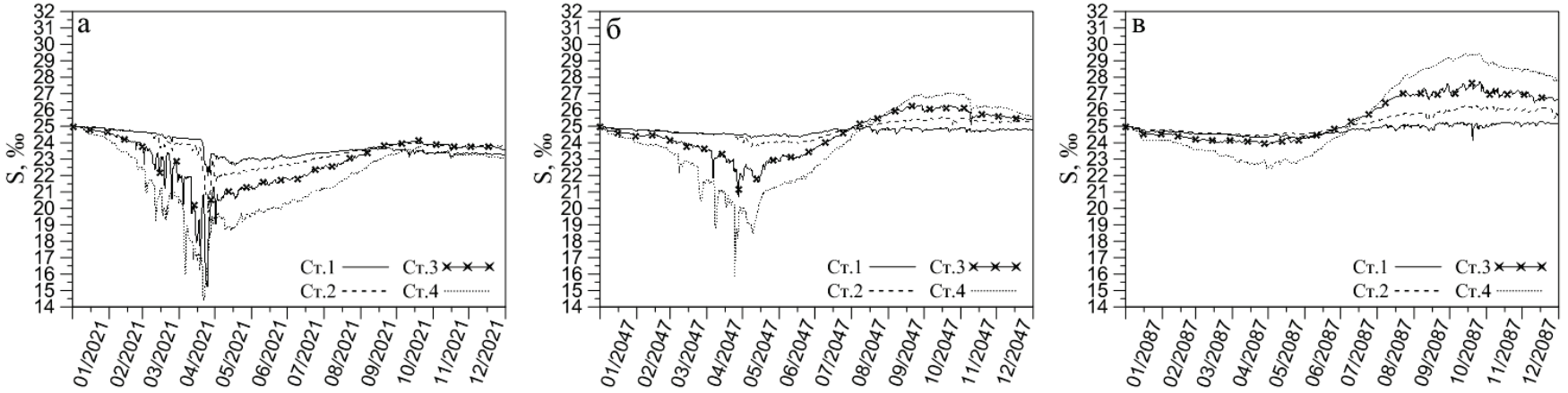

Рисунок 3.55 – Часова мінливість солоності, ‰, поверхневого шару вод в реперних точках на акваторії лиману (Ст.1-Ст.4) для **багатоводних** типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр.; б – 2031-2070 рр.; в – 2071-2098 рр., за умови 75% природного річкового стоку

Мінливість солоності придонного шару вод лиману в середньоводні роки різних кліматичних періодів XXI ст., яка приведена у додатку Г, на рис. Г.1-Г.2, повторює особливості, визначені для поверхневого шару.

У багатоводні роки тенденція підвищення солоності вод в лимані у XXI ст. за річний відрізок часу зберігається. Але, при збільшенні річкового стоку в лиман до 75% від кліматичних значень, у сучасний період 1990-2030 рр. солоність вод в лимані буде зменшуватись, а в період 2031-2070 рр. – хоча і збільшуватись, але незначно (рис. 3.55а-б).

Характеристики річної мінливості солоності і температури води, розраховані за гідротермодинамічною моделлю у різні за водністю типові роки різних кліматичних періодів XXI ст., в обраних для аналізу точках акваторії лиману (див. рис. 3.2) наведені на рис. 3.56-3.60.

З рис. 3.56 видно, що у середні за водністю роки як середні річні значення солоності, так і діапазон їх коливань протягом року, збільшуються з півдня на північ. Збільшення річкового стоку до 75% від природних значень, призводить до деякого зменшення середніх річних та медіанних солоності значень солоності лише в мілководній північній частині лиману. Середньорічні значення солоності завжди більші початкових її значень.

У багатоводні роки (рис. 3.57) середньорічні значення солоності води в лимані менші за початкові в усі кліматичні періоди в південній та центральній частинах лиману (точки Ст.1-Ст.2), а в північній частині лиману (точки Ст.3-Ст.4) – лише в періоди 1990-2030 рр. та 2031-2070 рр. Протягом XXI ст. найбільше зростає середня річна солоність в північній частині лиману (точка Ст.4) – з 24,1‰ – в період 1990-2030 рр. до 26,3‰ – в період 2071-2098 рр. Збільшення річкового стоку до 75% від природних значень призводить до зменшення середньорічних значень солоності води лише в точках Ст.3-Ст.4 акваторії, але на всій акваторії лиману вони стають менші за початкові (25‰).

Для середньорічних значень температури води 5-м поверхневого шару вод Тилігульського лиману (рис. 3.58) простежується загальна тенденція її підвищення протягом XXI ст. Це підвищення в різних частинах лиману складає 1,8-2,9 °С в маловодні роки, 1,36-1,71 °С – в середньоводні роки, та 2,98-3,2 °С – у багатоводні роки Мілководна північна частина лиману (точки Ст.3-Ст.4) влітку прогрівається більше, ніж південна та центральна частини. В середньому для всіх частин лиману максимальні значення температури води збільшаться протягом століття

з 30,08 до 33,71 °С в маловодні роки; з 29,83 до 31,74 °С – в середньоводні роки, та з 26,67 до 30,91 °С – в багатоводні роки. Температура придонного шару вод в глибоких південній та центральній частинах лиману (рис. 3.59) значною мірою визначається мінливістю вітрових умов (зокрема, штормових) в обрані для аналізу типові роки в період формування сезонного термоклину внаслідок прогріву поверхневих вод у весняно-літній період року.

В цілому, температура придонного шару вод в глибоких частинах лиману також підвищується протягом XXI ст., але менше ніж у поверхневому шарі. Виключенням є період 2071-2098 рр. в маловодні та багатоводні роки, коли температура вод придонного шару нижча ніж у попередньому періоді.

На рис. 3.60-3.62 показана мінливість протягом різних за водністю типових років у кліматичні періоди XXI ст. вертикального розподілу чисел Ричардсона (Ri) в центральній частині лиману (Ст.2), які характеризують стійкість вод до розвитку вертикальної турбулентності. З порівняння мінливості чисел Ri в різні кліматичні періоди видно, що на відміну від періоду 1990-2030 рр. наприкінці століття в період 2071-2098 рр. зменшується глибина нестійкого верхнього перемішаного шару вод та збільшується стійкість вод до вертикального турбулентного перемішування нижче цього шару, починаючи з травня.

Збільшення температури поверхневого шару вод протягом XXI ст. буде мати наслідком інтенсифікацію продукційно-деструкційних процесів в лимані, а підвищення температури вод придонного шару призведе до збільшення поглинання кисню на біохімічне розкладання органічної речовини і загального погіршення кисневого режиму вод лиману.

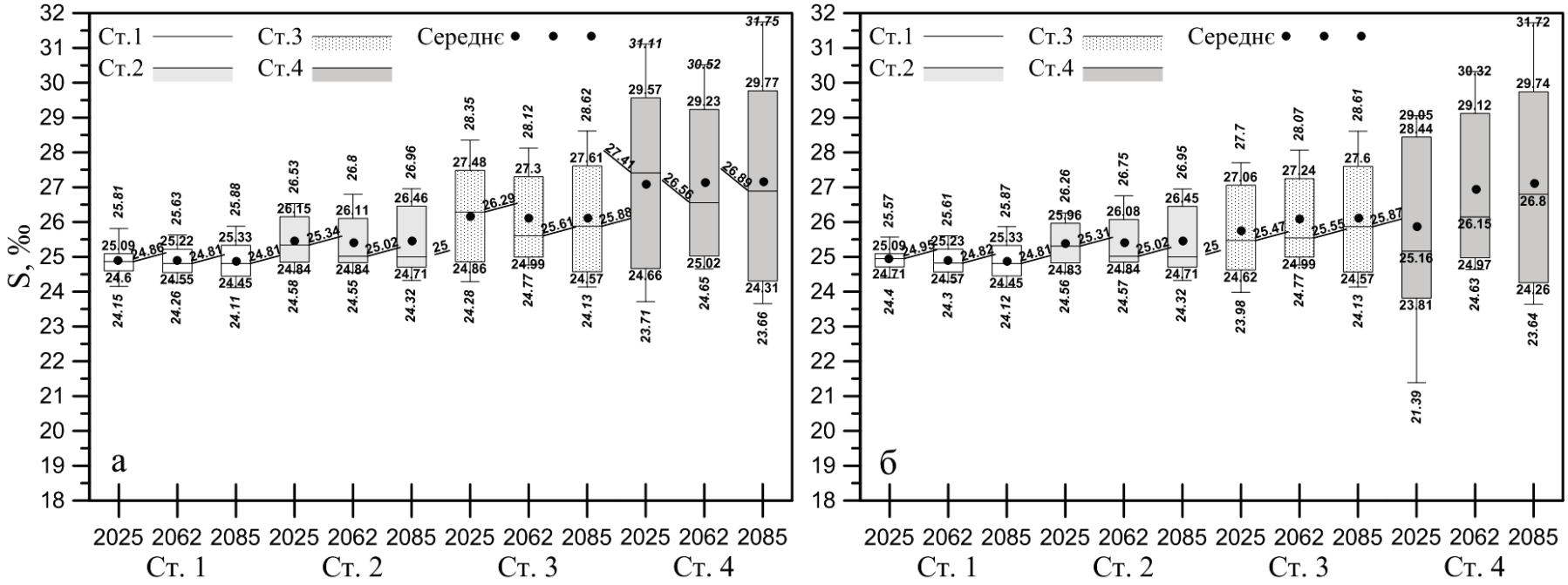

Рисунок 3.56 – Результати моделювання в різних частинах Тилігульського лиману (точки Ст.1-Ст.4) просторово-часової мінливості солоності, ‰, води у поверхневому 5-метровому шарі для **середніх за водністю** типових років різних кліматичних періодів (1990-2030 рр., 2031-2070 рр., 2071-2098 рр.) за умови побутового (а) та 75% природного (б) річкового стоку.

Приведені значення 0,25 та 0,75-квантилей; медіанні (риски) та середні (точки) значення; мінімальні (нижні вуса) та максимальні (верхні вуса) значення

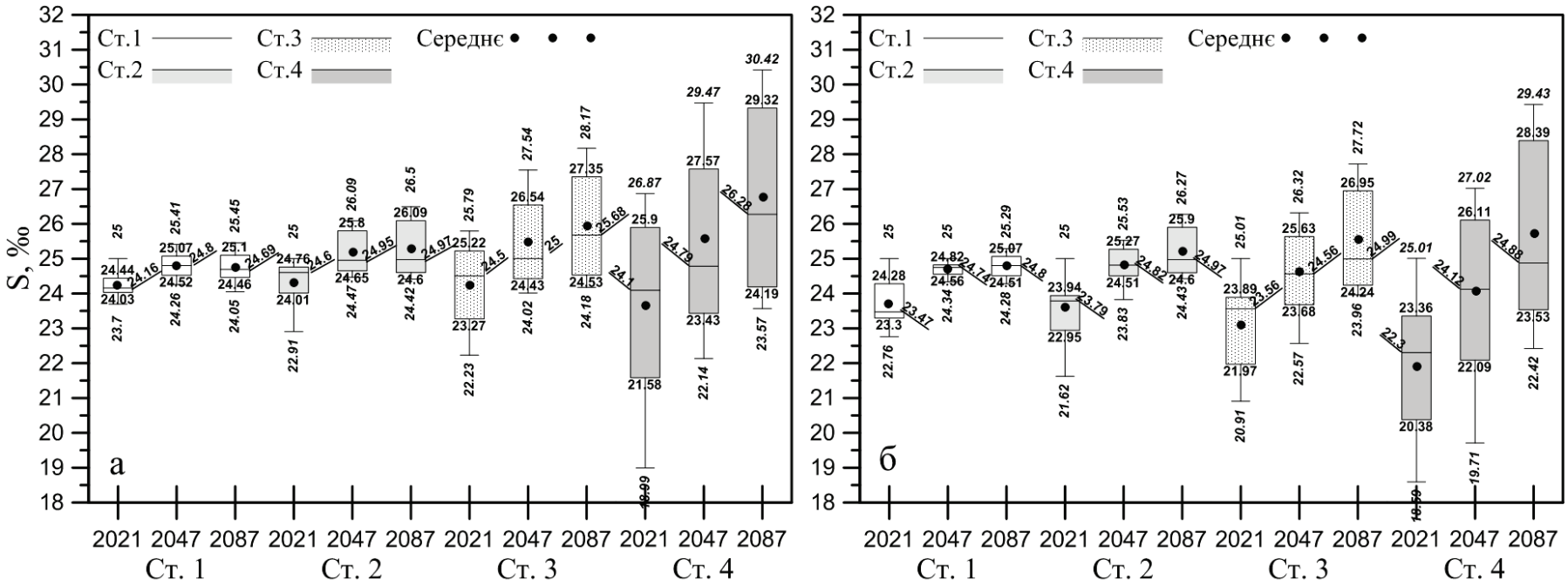

Рисунок 3.57 – Результати моделювання в різних частинах Тилігульського лиману (точки Ст.1-Ст.4) просторово-часової мінливості солоності, ‰, води у поверхневому 5-метровому шарі для **багатоводних** типових років різних кліматичних періодів (1990-2030 рр., 2031-2070 рр., 2071-2098 рр.) за умови побутового (а) та 75% природного (б) річкового стоку.

Приведені значення 0,25-квантилей та 0,75-квантилей; медіанні (риски) та середні (точки) значення; мінімуми (нижні вуса) та максимуми (верхні вуса)

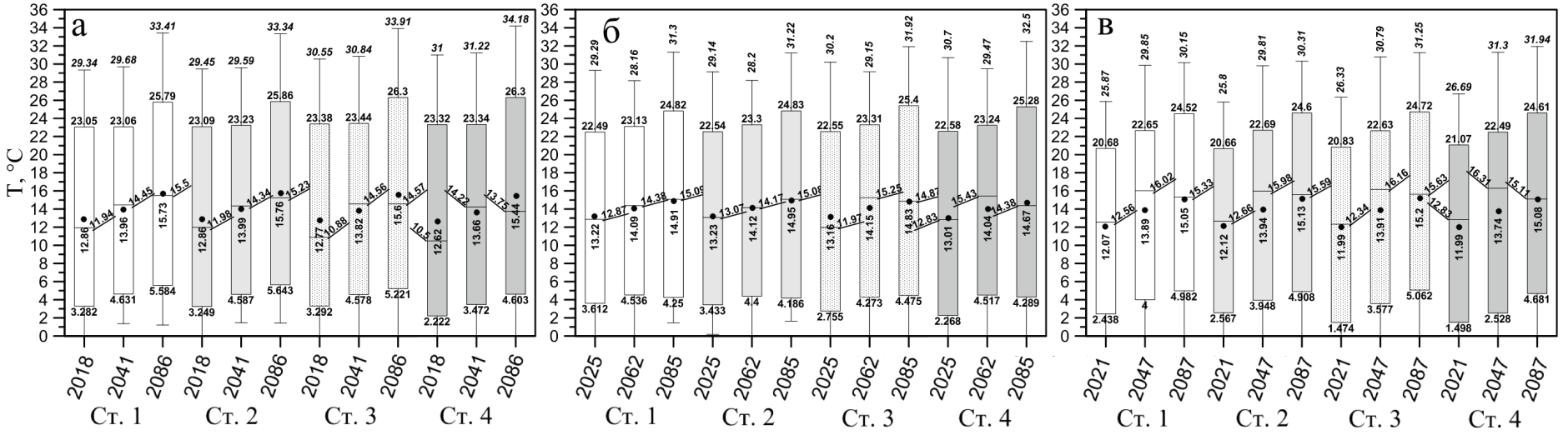

Рисунок 3.58 – Результати моделювання в різних частинах Тилігульського лиману (точки Ст.1-Ст.4) просторово-часової мінливості температури, ° С, води у поверхневому шарі для **маловодних** (а), **середніх за водністю** (б) та **багатоводних** (в) типових років різних кліматичних періодів (1990-2030 рр., 2031-2070 рр., 2071-2098 рр.) за умови побутового річкового стоку.

Приведені значення 0,25 та 0,75-квантилей; медіанні (риски) та середні (точки) значення; мінімальні (нижні вуса) та максимальні (верхні вуса) значення

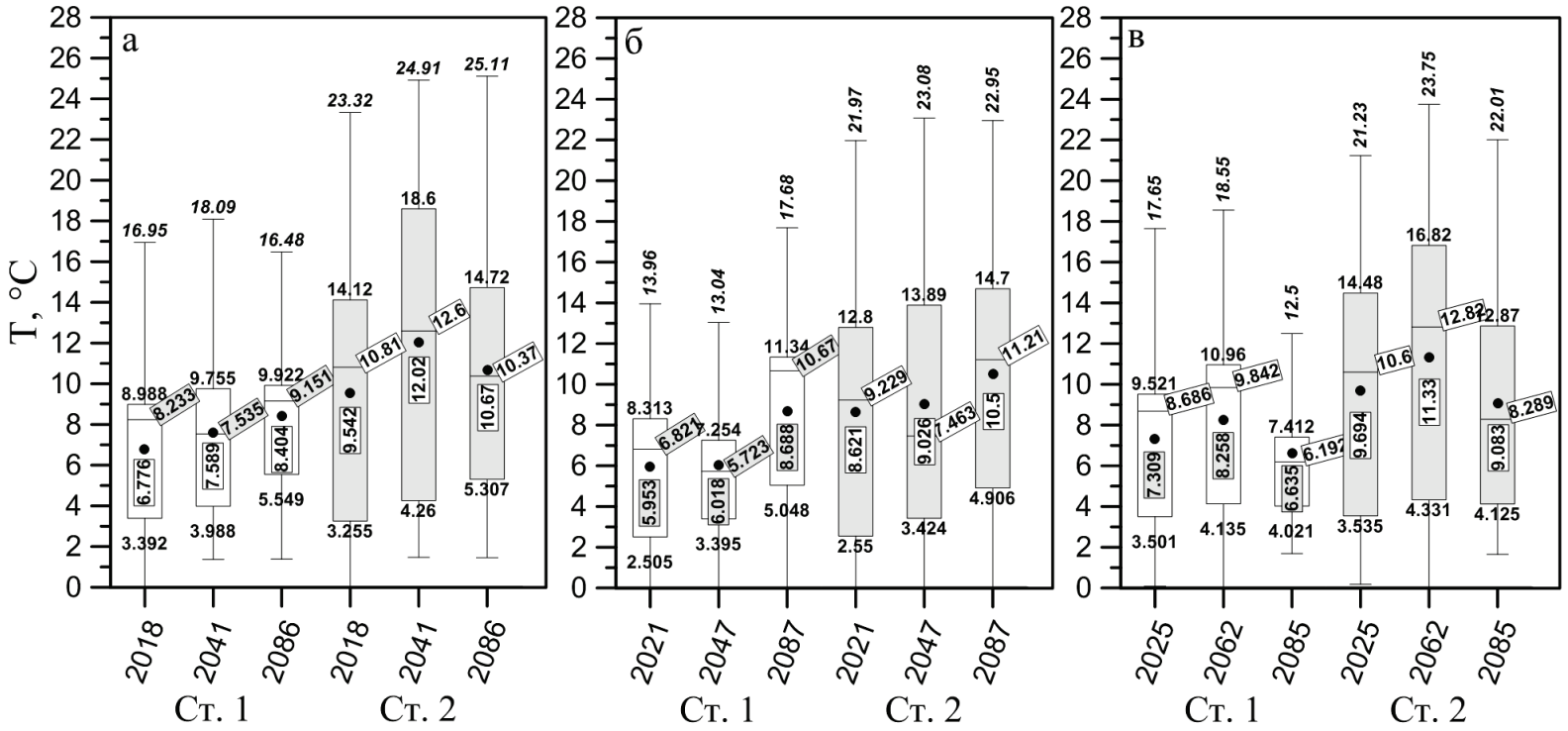

Рисунок 3.59 – Результати моделювання в центральній частині Тилігульського лиману (точки Ст.1-Ст.2) просторово-часової мінливості температури, ° С, води у 5-метровому придонному шарі для **маловодних** (а), **середніх за водністю** (б) та **багатоводних** (в) типових років різних кліматичних періодів (1990-2030 рр., 2031-2070 рр., 2071-2098 рр.) за умови побутового річкового стоку.

Приведені значення 0,25 та 0,75-квантилей; медіанні (риски) та середні (точки) значення; мінімальні (нижні вуса) та максимальні (верхні вуса) значення

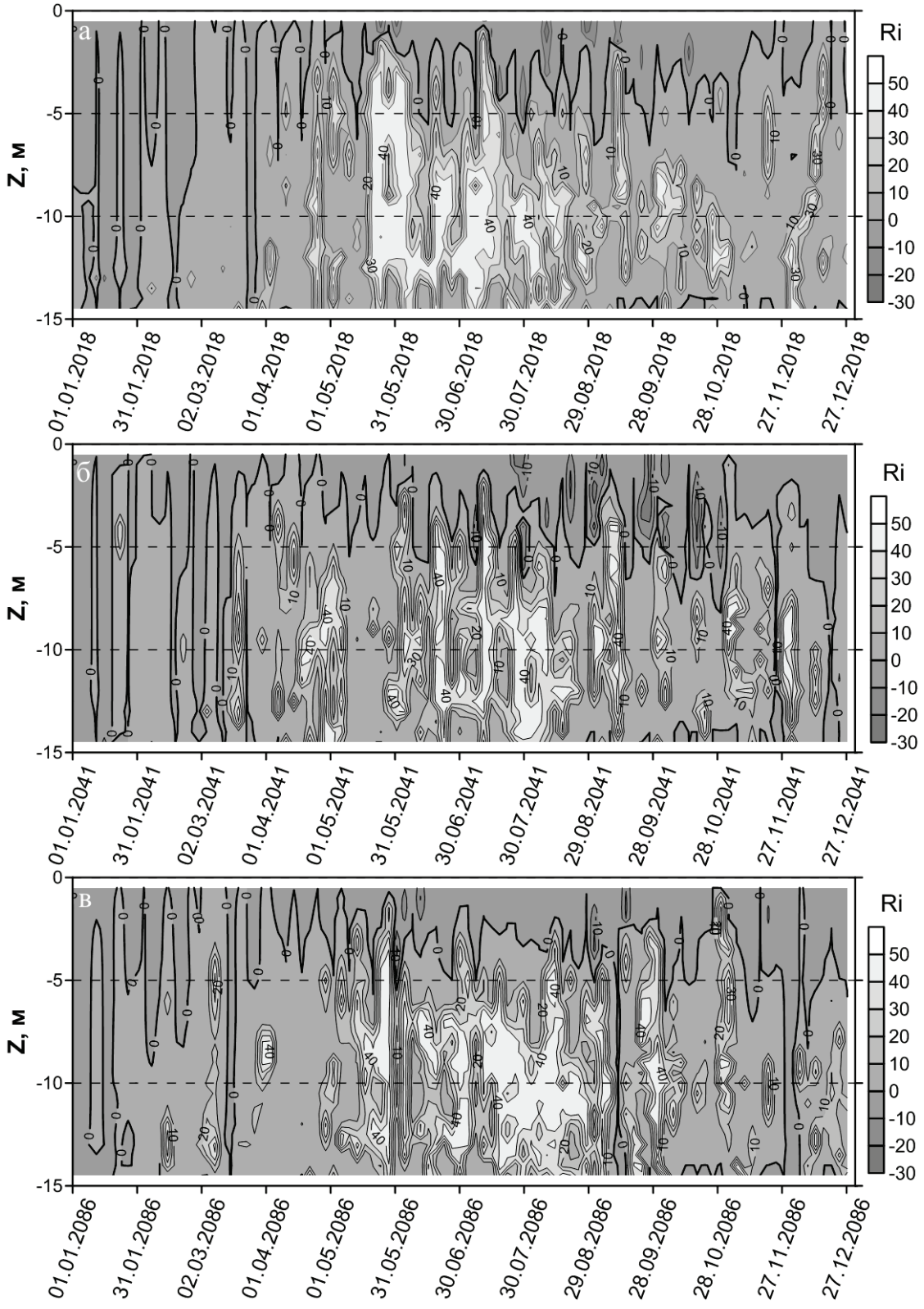

Рисунок 3.60 – Результати моделювання в центральній частині Тилігульського лиману (точка Ст.2) просторово-часової мінливості числа Ричардсона, Ri, для **маловодних** типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр., б – 2031-2070 рр., в – 2071-2098 рр., за умови побутового річкового стоку

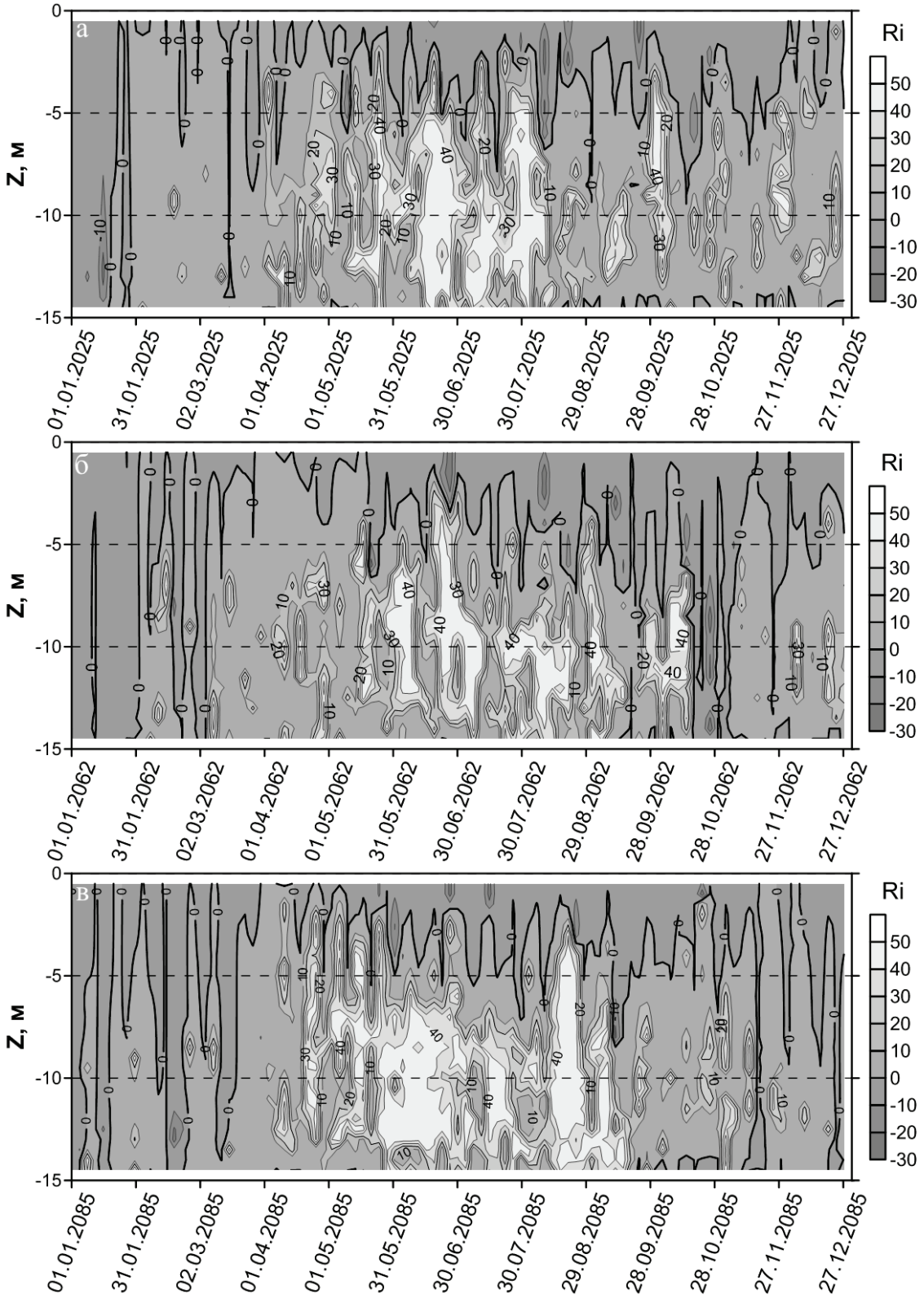

Рисунок 3.61 – Результати моделювання в центральній частині Тилігульського лиману (точка Ст.2) просторово-часової мінливості числа Ричардсона, Ri, для **середніх** типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр., б – 2031-2070 рр., в – 2071-2098 рр., за умови побутового річкового стоку

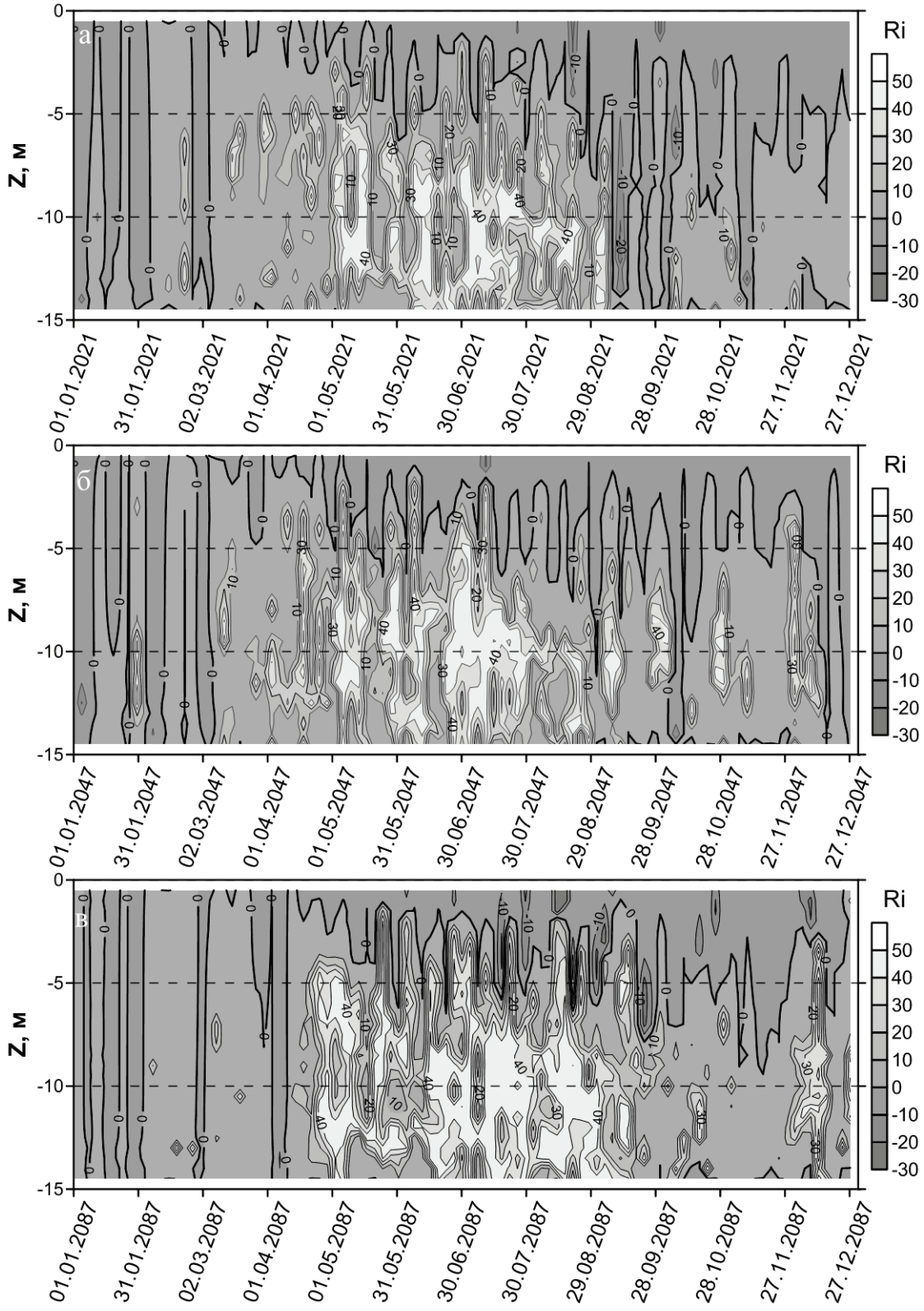

Рисунок 3.62 – Результати моделювання в центральній частині Тилігульського лиману (точка Ст.2) просторово-часової мінливості числа Ричардсона, Ri, для **багатоводних** типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр., б – 2031-2070 рр., в – 2071-2098 рр., за умови побутового річкового стоку

РОЗДІЛ 4

ОСОБЛИВОСТІ МІНЛИВОСТІ ХАРАКТЕРИСТИК ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ КУЯЛЬНИЦЬКОГО ЛИМАНУ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ МАТЕМАТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ

Для запобігання загрозі зникнення Куяльницького лиману та втрати його природних ресурсів, засолення ґрунтів прилеглих територій, у грудні 2014 року була введена в експлуатацію водопропускна система, яка дозволила поповнювати Куяльницький лиман морською водою з Одеської затоки. Згідно із завданнями «Регіональної програми збереження та відновлення водних ресурсів у басейні Куяльницького лиману на 2012-2018 рр.», наступним кроком на шляху реабілітації лиману є комплекс природоохоронних заходів, спрямованих на збільшення надходження до нього прісних вод зі стоком р. Великий Куяльник та інших малих річок і балок, розташованих на водозборі лиману.

З огляду на вищевказане, особливої актуальності набуває задача відтворення та прогнозування просторово-часової мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману (рівня, солоності, температури води), які обумовлюють хімічні та біологічні процеси у ньому, і, таким чином, впливають на властивості ропи та лікувальних грязей.

Оскільки моніторинг в лимані проводиться епізодично, в обмеженій кількості точок на акваторії лиману, то для вирішення поставленої задачі доцільно використовувати методи числового математичного моделювання.

4.1 Адаптація та верифікація гідротермодинамічної моделі

Для вирішення задачі діагнозу і прогнозу просторово-часової мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману за умов водогосподарських перетворень на його водозбірному басейні, різних режимів поповнення лиману морською водою з Одеської затоки, зміни кліматичних чинників було проведено адаптацію та верифікацію до умов Куяльницького лиману тривимірної числової гідротермодинамічної моделі Delft3D-FLOW.

Для проведення гідродинамічного моделювання використовувалась криволінійна розрахункова сітка, підігнана до меж акваторії лиману. По вертикалі задавались три розрахункових рівня у криволінійній σ-системі координат. Програмна реалізація чисельних рівнянь моделі дозволила враховувати під час проведення модельних розрахунків осушення-затоплення окремих мілководних ділянок ложа лиману при змінах рівня води у ньому.

Оскільки динаміка рівня води в лимані визначається баротропними вітровими течіями, то, на першому етапі, калібрування і верифікація моделі виконувались на основі даних синхронних вимірювань мінливості рівня води в лимані, виконаних фахівцями Одеського державного екологічного університету (ОДЕКУ) в 2016 р. [43, с. 64] з використанням самописців рівня, встановлених в 3-х різних точках на акваторії лиману (рис. 4.1). Моделювання проводилось для часового періоду 15:00 27.10.2016 р. – 00:00 31.10.2016 р. При розрахунках на верхній відкритій границі моделі задавались часова мінливість швидкості і напряму вітру (з 30-ти хвилинної дискретністю) на підставі даних архіву погоди у м. Одесі (рис. 4.2) [71]. Часовий крок рішення рівнянь моделі приймався рівним 30 с. Відмітка рівня води в лимані в початковий момент часу приймалась рівною -6,35 м БС, у відповідності з даними спостережень.

Результати верифікації баротропної складової моделі представлені на рис. 4.3. Деяке відхилення динаміки розрахункових значень рівня води від спостережених в лимані пояснюється використанням даних щодо мінливості швидкості і напряму вітру, отриманих на метеостанціях, розташованих на деякій відстані від лиману в межах м. Одеси.

Адаптація гідротермодинамічної складової моделі до умов Куяльницького лиману [72] була виконана із використанням архівних гідрометеорологічних даних для двох обраних екстремальних років: 1987 р. та 2003 р. У 1987 р. стік р. Великий Куяльник в лиман був майже відсутній; невеликий стік (з витратами до 1,54 $м^3/с$) спостерігався лише наприкінці березня – на початку квітня.

У 2003 р., навпаки, мала місце найбільша за останні десятиріччя повінь: витрати річки В. Куяльник досягали 34,5 $м^3/с$ наприкінці березня.

При розрахунках за повною версією моделі, з урахуванням як вітрових, так і густинних течій, на верхній (з атмосферою) межі розрахункової області задавались: часова мінливість відносної вологості, температури повітря, балу хмарності, напряму та швидкості вітру,

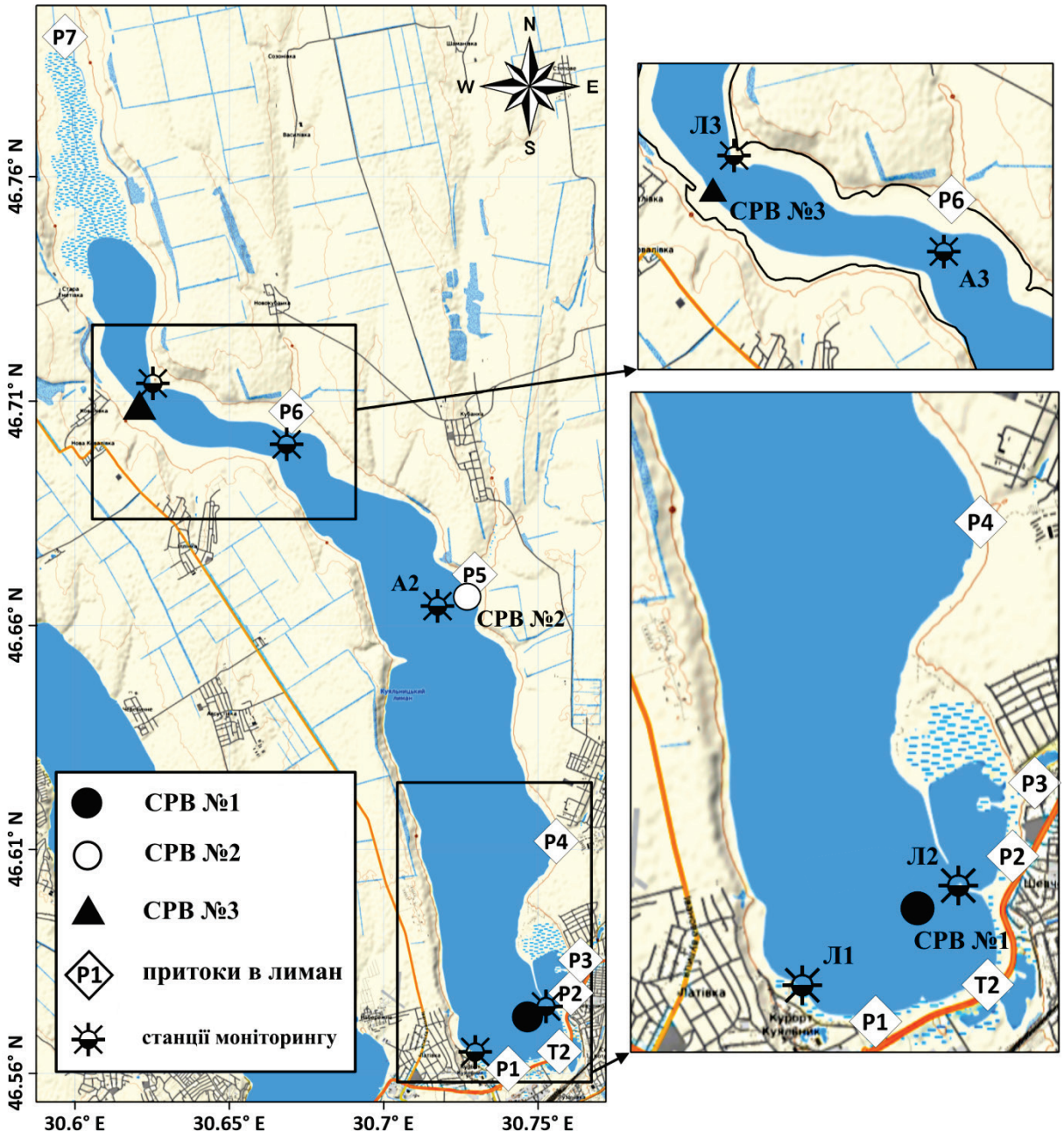

Рисунок 4.1 – Схема розташування самописців рівня води ОДЕКУ, встановлених на акваторії Куяльницького лиману у 2016 р. (позначені СРВ №1-№3), станцій моніторингу ОДЕКУ на акваторії лиману у 2015 р. (позначені А2, А3, Л1, Л2, Л3) та приток до лиману (позначені Р1-Р7, Т2): Р1 – лоток зі ставків пересипу; Р2 – лоток з ВНС №5; Р3 – б. Корсунцівська; Р4 – б. Гільдендорфська; Р5 – р. Кубанка; Р6 – р. Довбока; Р7 – р. В. Куяльник; Т2 – водопропуск «лиман-море»

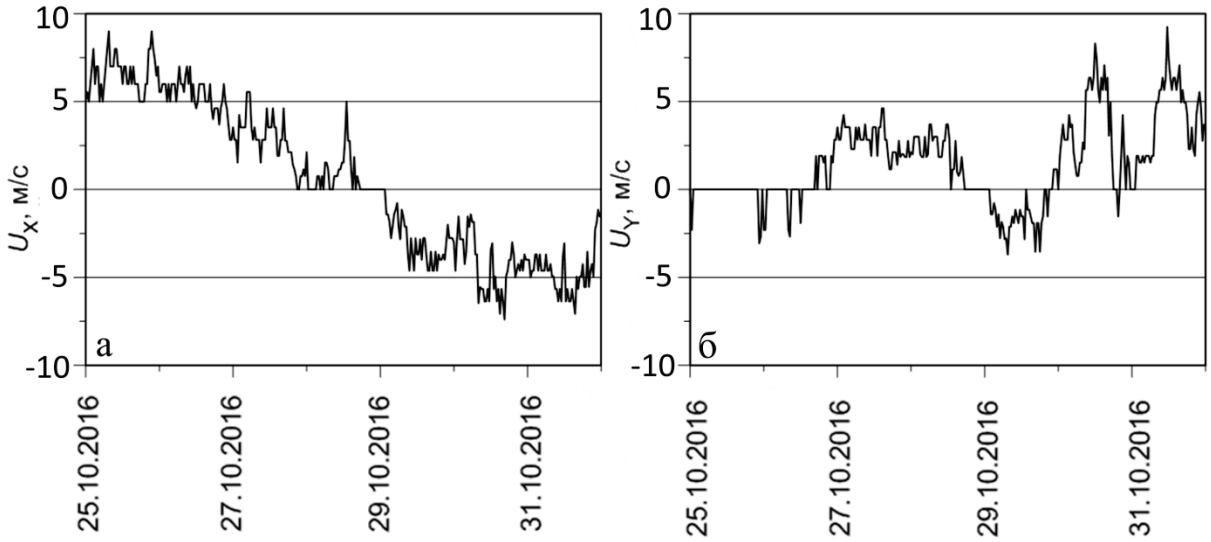

Рисунок 4.2 – Часова мінливість зональної (а) та меридіональної (б) компонент швидкості вітру у період калібрування моделі, м/с, за даними [71] для м. Одеси

кількості атмосферних опадів (з дискретністю 3 години) за даними спостережень на гідрометеостанції (ГМС) «Одеса-ГМО». Витрати р. В. Куяльник задавались за даними щодобових спостережень на водомірному посту «Северинівка» (див. рис. 2.8).

Часовий крок рішення рівнянь моделі брався рівним 30 с. Початкові умови для модельних розрахунків (відмітка рівня води у лимані, температура, солоність води) задавались на основі даних спостережень та приймались однорідними у просторі.

В процесі адаптації моделі було виконано калібрування значень найбільш значущих коефіцієнтів рівнянь моделі (табл. 4.1), які використовувались у подальшому при розрахунках.

Для верифікації моделі використовувались дані спостережень за рівнем, температурою (тільки у 1987 р.) та солоністю води в Куяльницькому лимані, які були організовані в ці роки Одеською гідрогеологічною режимно-експлуатаційною станцією (ГГРЕС) Одеського відділення АТ «Укрпрофздравниця».

Для умов 1987 р. (рис. 4.4) модель відтворила з достатньою точністю мінливість гідрологічних характеристик у лимані лише з початку травня. За умов відсутності стоку р. В. Куяльник, врахування атмосферних опадів як єдиної прихідної складової водного балансу лиману не дозволило забезпечити підвищення рівня води, яке спостерігалось в період з 08.02.1987 р. по 26.02.1987 р. Отримані результати свідчать, з одного

боку, про коректність розрахунку випаровування з поверхні лиману, в результаті якого знижувався рівень води в літньо-осінній період, а, з іншого боку, – про існування інших (окрім стоку р. В. Куяльник та атмосферних опадів) прихідних складових водного балансу лиману в період його весняного наповнення.

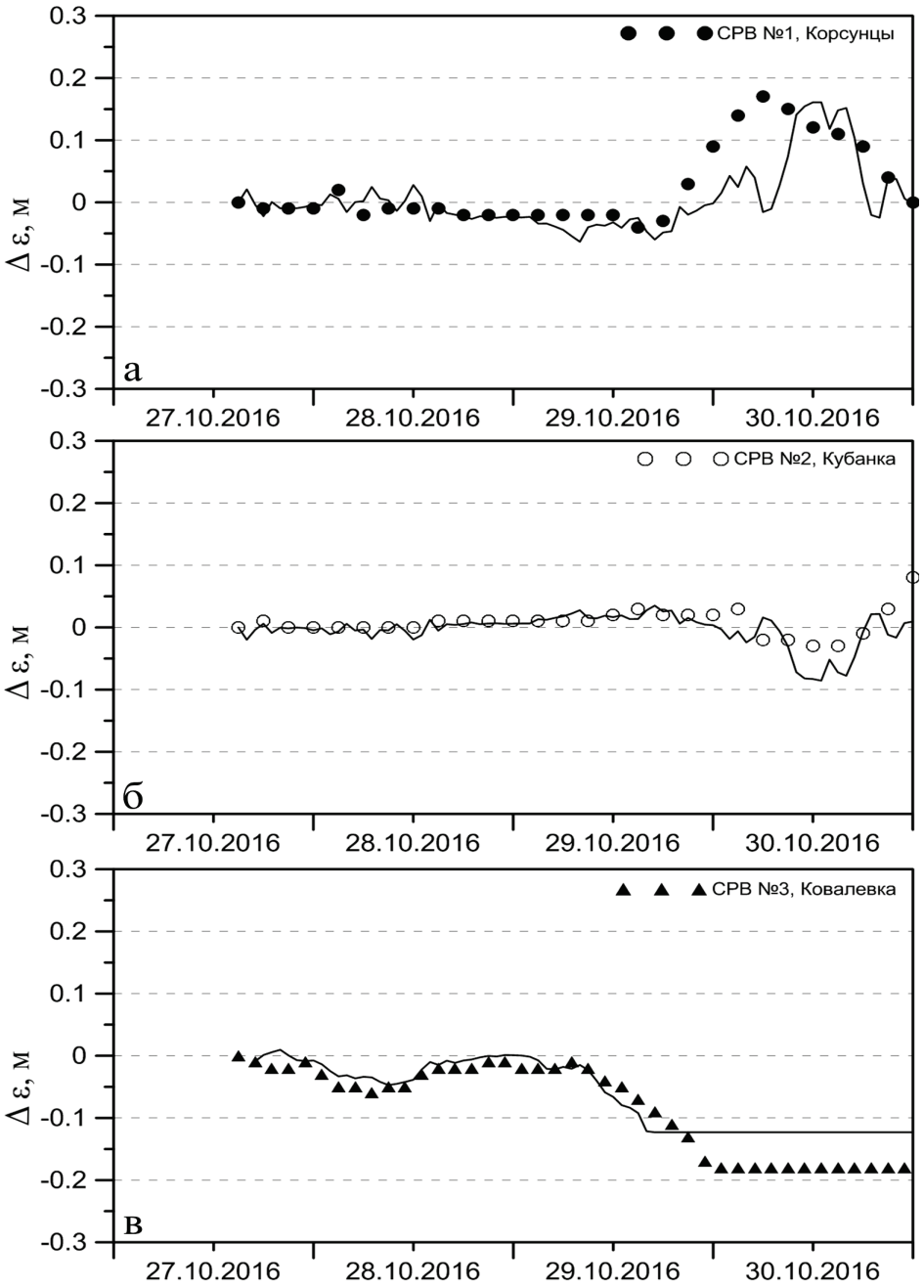

Рисунок 4.3 – Відхилення рівня води в лимані від початкової позначки, м, за даними моделювання (криві) і за даними польових спостережень ОДЕКУ (точки): а – СРВ №1, Корсунці; б – СРВ №2, Кубанка; 3 – СРВ №3, Ковалівка

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

№	Назва параметру	Значення, що використовувалось	Дже-рело
1.	Глибина Секкі, м	0,1	[73]
2.	Коефіцієнт поверхневого вітрового тертя C_d	$C_d = \begin{cases} 0{,}004, & U \le 5, \\ 0{,}00325, & 5 < U \le 10, \end{cases}$ д е U – швидкість вітру, м/с	[74]
3.	Коефіцієнт Маннінга, $м^{-1/3}с$, для розрахунку параметру донного тертя	0,018	[54]
4.	Пороговий коефіцієнт горизонтальної турбулентної в'язкості, $м^2/с$	10	[31, 55]
5.	Пороговий коефіцієнт горизонтальної турбулентної дифузії, $м^2/с$	10	[31, 55]
6.	Пороговий коефіцієнт вертикальної турбулентної в'язкості, $м^2/с$	1×10^{-6}	[31]
7.	Пороговий коефіцієнт вертикальної турбулентної дифузії, $м^2/с$	0	[31]
8.	Число Дальтона для розрахунку випаровування при вимушеній конвекції	$1{,}6\times10^{-3}$	[57]
9.	Число Стентона для розрахунку втрат тепла при контактному теплообміні з атмосферою	$2{,}0\times10^{-2}$	[57]
10.	Коефіцієнт вільної конвекції для розрахунку випаровування при вільній конвекції	0,4	[57]

Для умов 2003 р. (рис. 4.5) модель задовільно відтворила фазу наповнення лиману у березні-квітні та пов'язане з нею зменшення солоності. Однак, у вхідній інформації для моделювання не враховані чинники, мінливість яких призвела до різкого (на 0,25 м) падіння рівня води, а потім до його зростання (на 0,3 м), протягом червня. Слід відзначити, що модель правильно відтворила інтегровану за цей період тенденцію зміни рівня води в лимані та до початку вересня вийшла на спостережені значення.

Наведені результати розрахунків свідчать, що у вхідній інформації для моделювання враховуються не всі прибуткові складові водного балансу лиману, які визначають мінливість рівня води у ньому. Це, в свою чергу, призводить до виникнення похибок у розрахунках мінливості солоності води. До числа неврахованих складових водного балансу лиману можна віднести надходження зливових та стічних вод зі ставків пересипу через водостік під Окружною дорогою [75], стік зі схилів, а також стік по тимчасових водотоках яружно-балкової системи лиману [73].

Результати моделювання мінливості рівня, температури та солоності вод за умов 2003 та 1987 рр., дозволили прийти до висновку, що модель Delft3D-FLOW може бути застосована для дослідження особливостей і прогнозування просторово-часової мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману під впливом природних та антропогенних чинників, які формують його гідрологічний режим. Зокрема, в моделі коректно розраховується випаровування з поверхні лиману, яке значно впливає на внутрішньорічну мінливість рівня та солоності води в лимані. Також було встановлено, що окрім стоку р. В. Куяльник та атмосферних опадів, важливу роль у формуванні внутрішньорічної мінливості рівня води в Куяльницькому лимані відіграють інші прихідні складові його водного балансу, такі як надходження зливових та стічних вод зі ставків пересипу через водостік під Окружною дорогою, стік зі схилів, а також стік по тимчасових водотоках яружно-балкової системи лиману.

Валідація моделі проводилась за умов 2015 р. Моделювалась мінливість гідрологічних характеристик в лимані на відрізку часу з 22.12.2014 р. по 01.11.2015 р. Початок періоду моделювання відповідав моменту відкриття водопропускної гідротехнічної системи, що дозволяє поповнювати Куяльницький лиман морською водою з Одеської затоки.

При моделюванні враховувались наступні прихідні складові водного

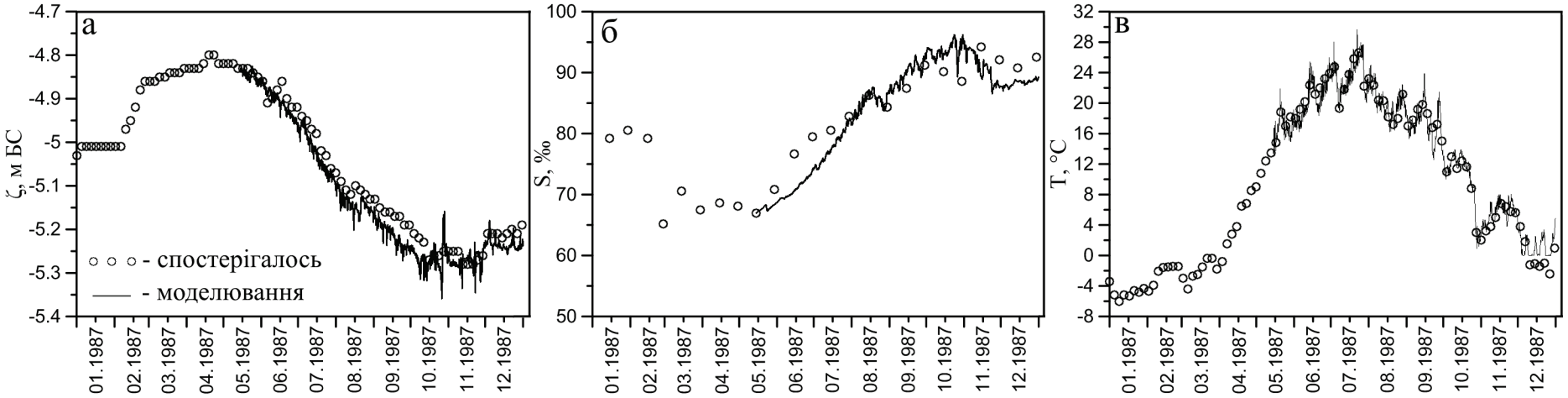

Рисунок 4.4 – Мінливість рівня, м БС (а), солоності, ‰ (б) та температури води, °С (в), в Куяльницькому лимані у 1987 р. за даними натурних спостережень (точки) та отримана в результаті моделювання (криві) в точці Л1

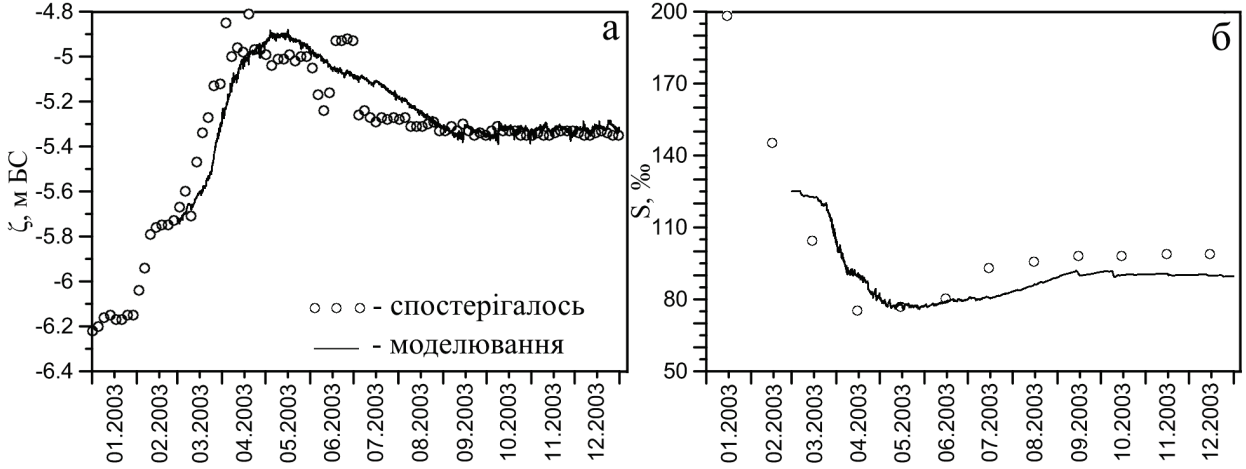

Рисунок 4.5 – Мінливість рівня, м БС (а), та солоності води, ‰ (б), в Куяльницькому лимані у 2003 р. за даними натурних спостережень (точки) та отримана в результаті моделювання (криві) в точці Л1

балансу лиману: обсяги надходження морських вод в лиман через гідротехнічну споруду (водопропуск), стік річок В. Куяльник, Довбока, Кубанка; стік з Корсунцівської, Гільдендорфської балок та через лотки з ВНС №5 і ставків пересипу (див. рис. 4.1), добові суми опадів на акваторію лиману (рис. 4.6з). Витрати прісних вод через водотоки, які впадають в лиман, морських вод через водопропуск, солоність морських вод задавались на підставі даних вимірювань фахівців Одеського державного екологічного університету (ОДЕКУ). З рис. 4.6д видно, що у 2015 р. надходження прісних вод до лиману зі стоком р. В. Куяльник було значно меншим, ніж зі стоком інших водотоків. В певній мірі це пов'язано з тим, що гирло р. В. Куяльник влітку і до жовтня 2015 р. було перекрито штучною дамбою, створеною протиправно [72].

Часова мінливість напряму та швидкості вітру, температури та вологості повітря, балу хмарності у період моделювання задавались з дискретністю 3 години за даними спостережень на ГМС «Одеса-ГМО» (рис. 4.6).

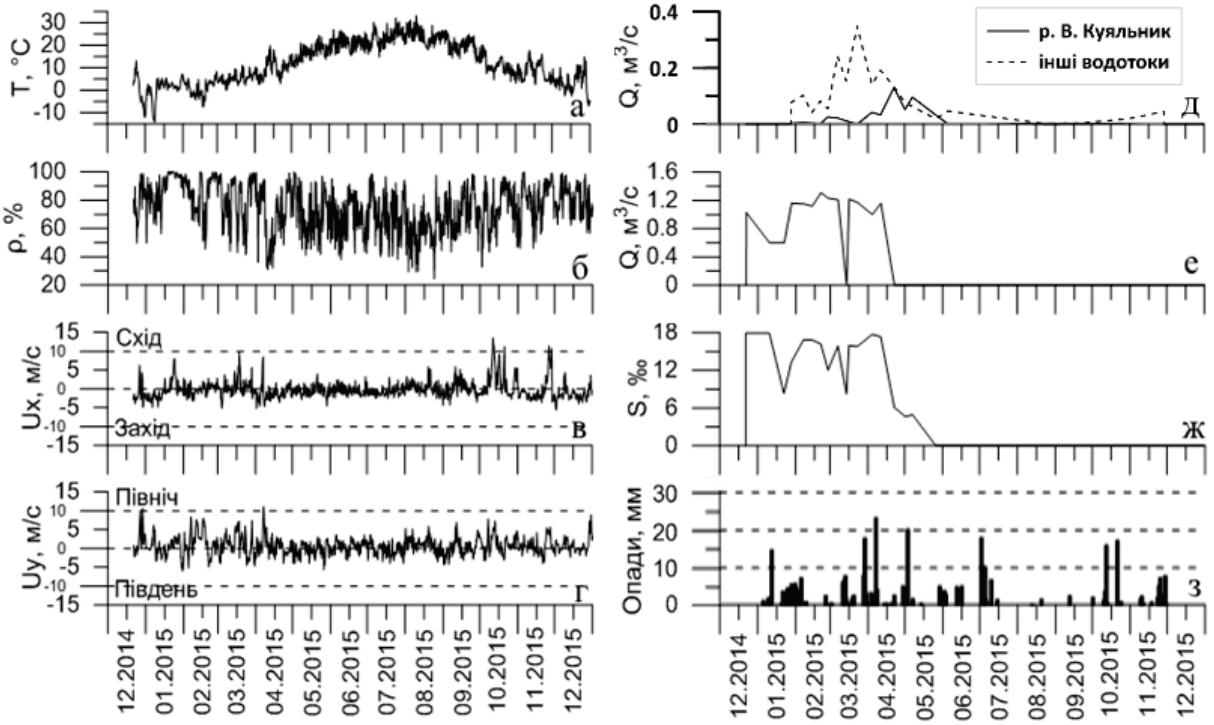

Рисунок 4.6 – Мінливість температури (а), °С, вологості повітря (б), %; зональної (в) та меридіональної (г) компонент вектору швидкості вітру, м/с (за даними спостережень на ГМС «Одеса-ГМО»); витрати прісного річкового стоку у лиман (д), м^3/с; витрати (е), м^3/с, та солоність (ж), ‰, морської води у водопропуску «лиман-море»; добовий шар атмосферних опадів (з), мм, за даними метеопосту «Одеса-Куяльник»

Для верифікації результатів модельних розрахунків використовувались дані систематичних безперервних спостережень за мінливістю рівня води в лимані на водпосту «Одеса-Куяльник», а також епізодичних спостережень за рівнем, температурою та солоністю води в лимані, виконаних фахівцями ОДЕКУ при проведенні моніторингу протягом 2015 р.

Окремо слід зупинитись на використанні при моделюванні даних спостережень за мінливістю кількості атмосферних опадів, які випадають на поверхню лиману. Спочатку були використані наявні дані спостережень на ГМС «Одеса-ГМО». Однак, результати числових експериментів з моделлю, а також порівняльний аналіз даних спостережень за атмосферними опадами на інших, довколишніх до Куяльницького лиману, гідрометеостанціях «Любашівка» та «Одеса-порт» показали (рис. 4.7-4.8), що через мілководність лиману і велику площу його водної поверхні, для правильного відтворення при моделюванні річного ходу рівня води в лимані принципово важливим є точне завдання інтенсивності злив, які випадають на поверхню лиману.

Як видно з рис. 4.7, інтенсивність злив за даними різних гідрометеостанцій характеризується значною просторовою мінливістю.

Використання при моделюванні даних щодо атмосферних опадів, виміряних на ГМС «Одеса-ГМО», «Любашівка» та «Одеса-порт», призводило до стрибкоподібного підвищення рівня води після злив на початку квітня та на початку липня 2015 р. (рис. 4.8), що не узгоджувалось з даними спостережень за рівнем води у лимані. У подальшому ці похибки, як систематичні, зберігались протягом усього періоду моделювання. Найменші похибки відзначались при використанні даних спостережень за опадами на найближчий до лиману ГМС «Одеса-порт». Тому у подальшому були отримані і використані при моделюванні дані спостережень за атмосферними опадами на метеопосту «Одеса-Куяльник», розташованому у м. Одеса, пров. Лиманний (див. рис. 4.6з), що дозволило отримати добре узгодження внутрішньорічної мінливості спостережених та розрахованих значень рівня води у лимані (рис. 4.9а).

Результати модельних розрахунків мінливості температури води в лимані, яка впливає на інтенсивність випаровування з його водної поверхні і, таким чином, зумовлює зменшення рівня води, також добре узгоджуються з даними спостережень (рис. 4.9б). Річна мінливість місячних шарів випаровування, розрахована при моделюванні, наведена на рис. 4.9в.

З більшими похибками, ніж температура води, відтворюється моделлю

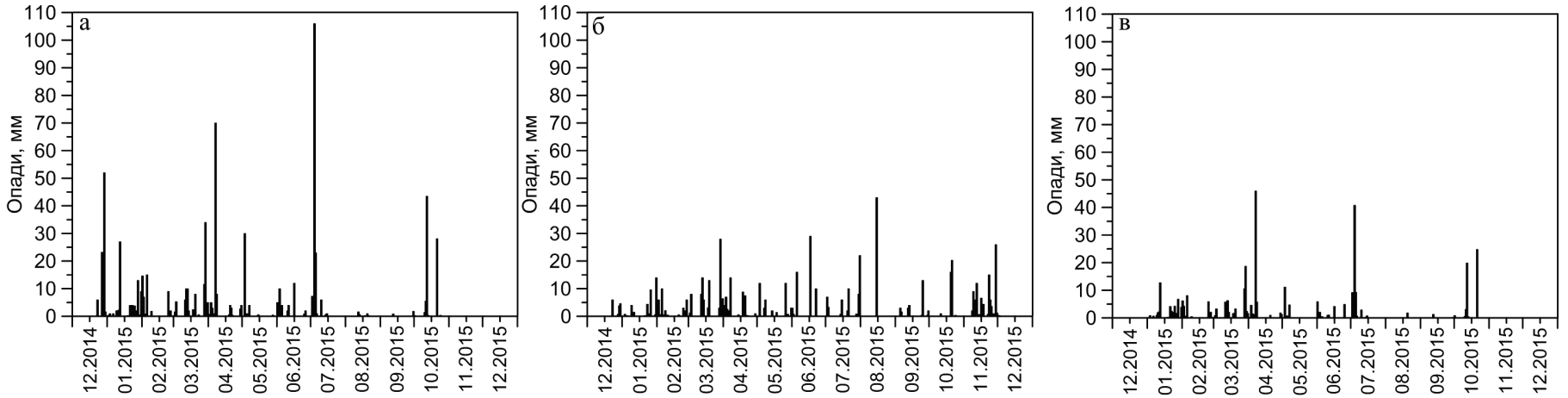

Рисунок 4.7 – Часова мінливість атмосферних опадів, мм, у 2014-2015 рр. за даними різних гідрометеостанцій: а – «Одеса-ГМО»; б – «Любашівка»; в – «Одеса-Порт»

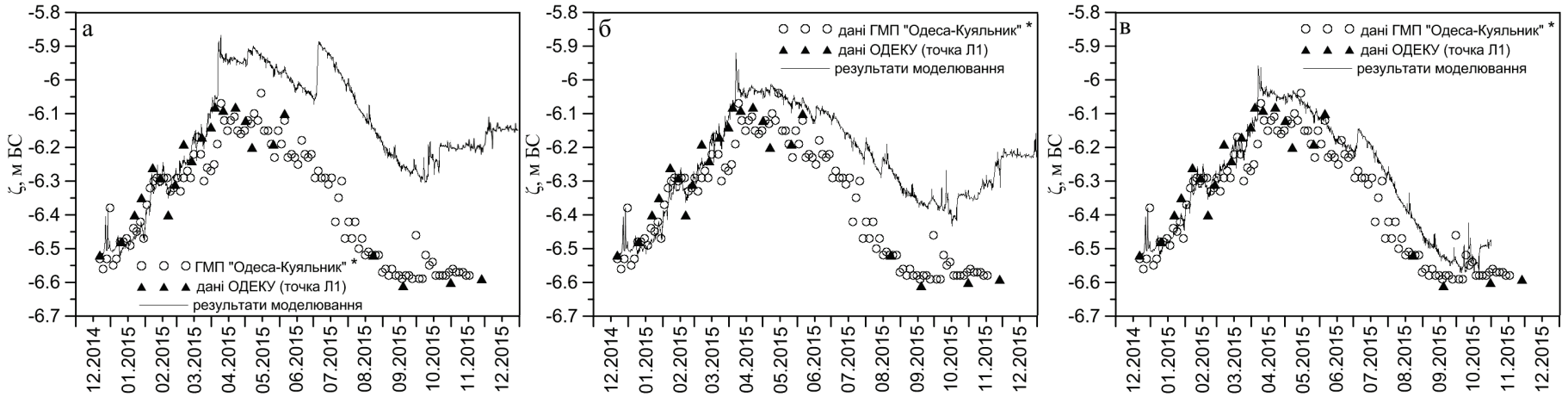

Рисунок 4.8 – Часова мінливість рівня води, м БС, в лимані у 2015 р. за даними натурних спостережень (точки) та за результатами моделювання (криві), з використанням даних спостережень за атмосферними опадами на ГМС «Одеса-ГМО» (а), «Любашівка» (б), «Одеса-порт» (в)

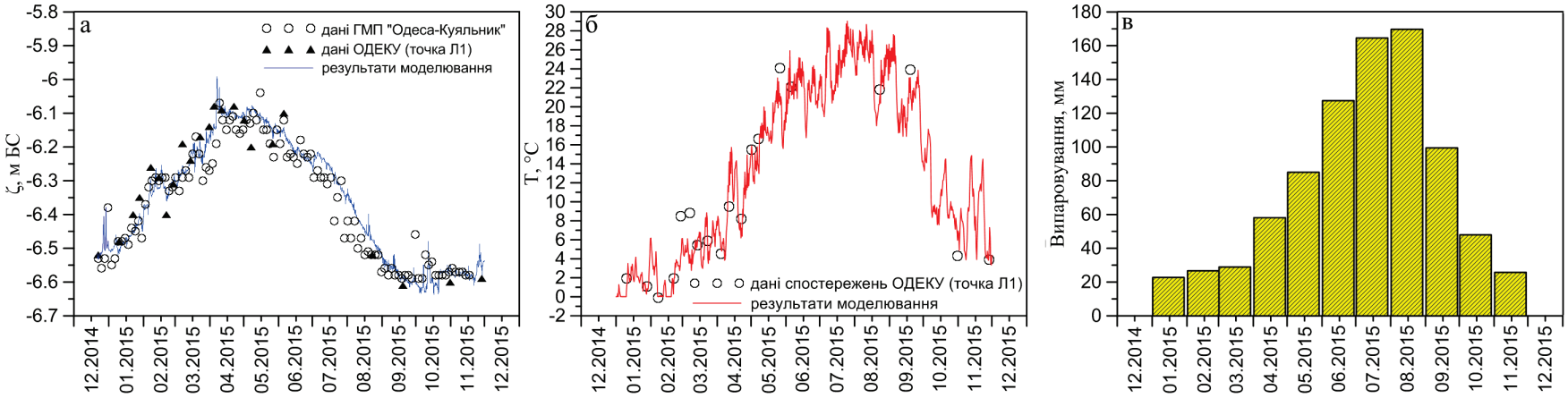

Рисунок 4.9 – Мінливість рівня, м БС, (а) та температури води, ºС, (б) в Куяльницькому лимані протягом 2015 р.: за даними спостережень (точки) та отримана при моделюванні (криві) з використанням метеоданих з посту «Одеса-Куяльник». Розраховані місячні шари випаровування з водної поверхні лиману (точка Л1) (в)

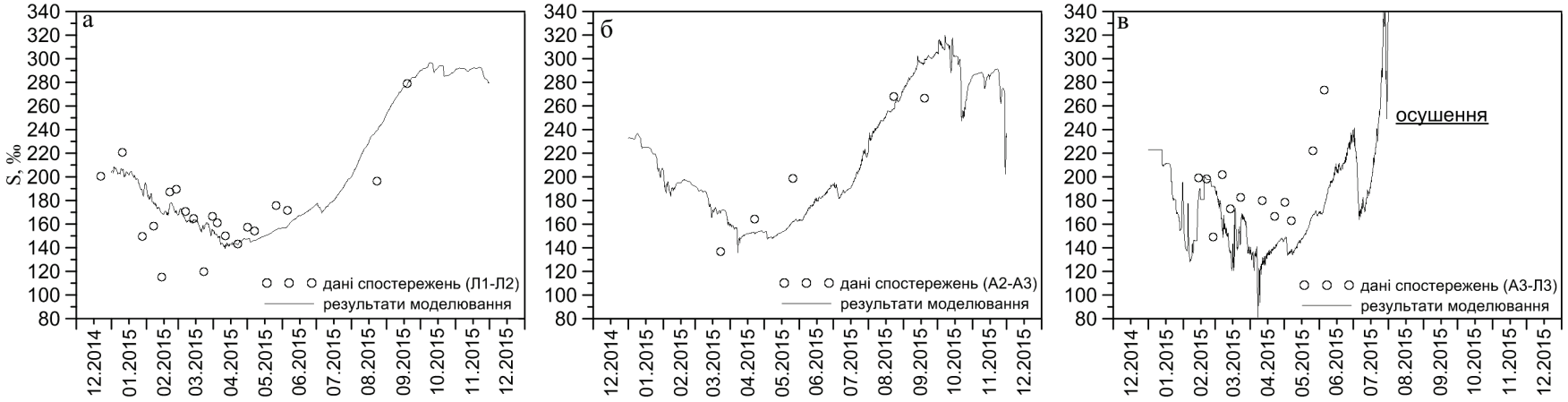

Рисунок 4.10 – Мінливість солоності води в Куяльницькому лимані протягом 2015 р.: за даними спостережень (точки) та отримана при моделюванні (криві) в різних частинах акваторії лиману: а – середні значення між точками Л1 та Л2; б – середні значення між точками А2 та А3; в – середні значення між точками А3 та Л3

просторово-часова мінливість солоності води в лимані (рис. 4.10), особливо у його північній частині (див. рис. 4.10в).

З огляду на значну мілководність північної частини лиману при відмітках рівня води, які спостерігались у 2015 р., заниження розрахованих для неї значень солоності води може бути наслідком впливу декількох чинників: завищення припливу до неї прісних вод від водотоків, неврахування в моделі розчинення частки накопичених в лимані сольових відкладень, похибок при завданні глибин в цій частині лиману.

На рис. 4.11 наведені зведені ряди часової мінливості рівня води в точках біля північної та південної меж водної поверхні лиману у 2015 р. Вони свідчать про те, що при штормових вітрах, повздовжніх (північних, південних) по відношенню до акваторії лиману напрямків, різниця відміток води в північній та південній його частинах може досягати 0,35-0,4 м.

Уявлення про просторову мінливість відміток рівня води в лимані, за вітрів різних напрямків і швидкості, та відтворення моделлю змін площі водного дзеркала лиману, при різних відмітках середнього рівня води, за умов 2015 р., дають результати моделювання, представлені на рис. 4.12.

Таким чином, результати адаптації, верифікації та валідації гідротермодинамічної моделі Delft3D-FLOW до умов Куяльницького лиману свідчать про можливість її застосування для визначення особливостей просторово-часової мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману за типових для сучасного кліматичного періоду умов, при реалізації різних сценаріїв його водного менеджменту.

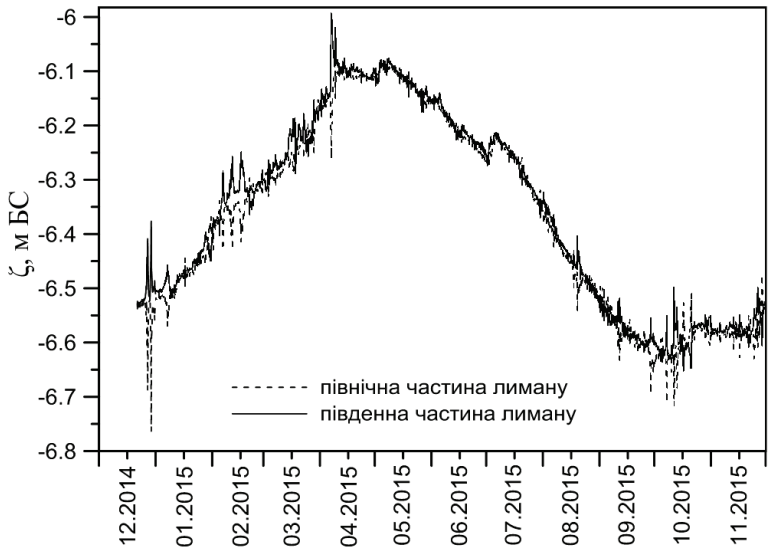

Рисунок 4.11 – Часова мінливість відміток рівня води, м БС, біля північної та південної меж акваторії Куяльницького лиману

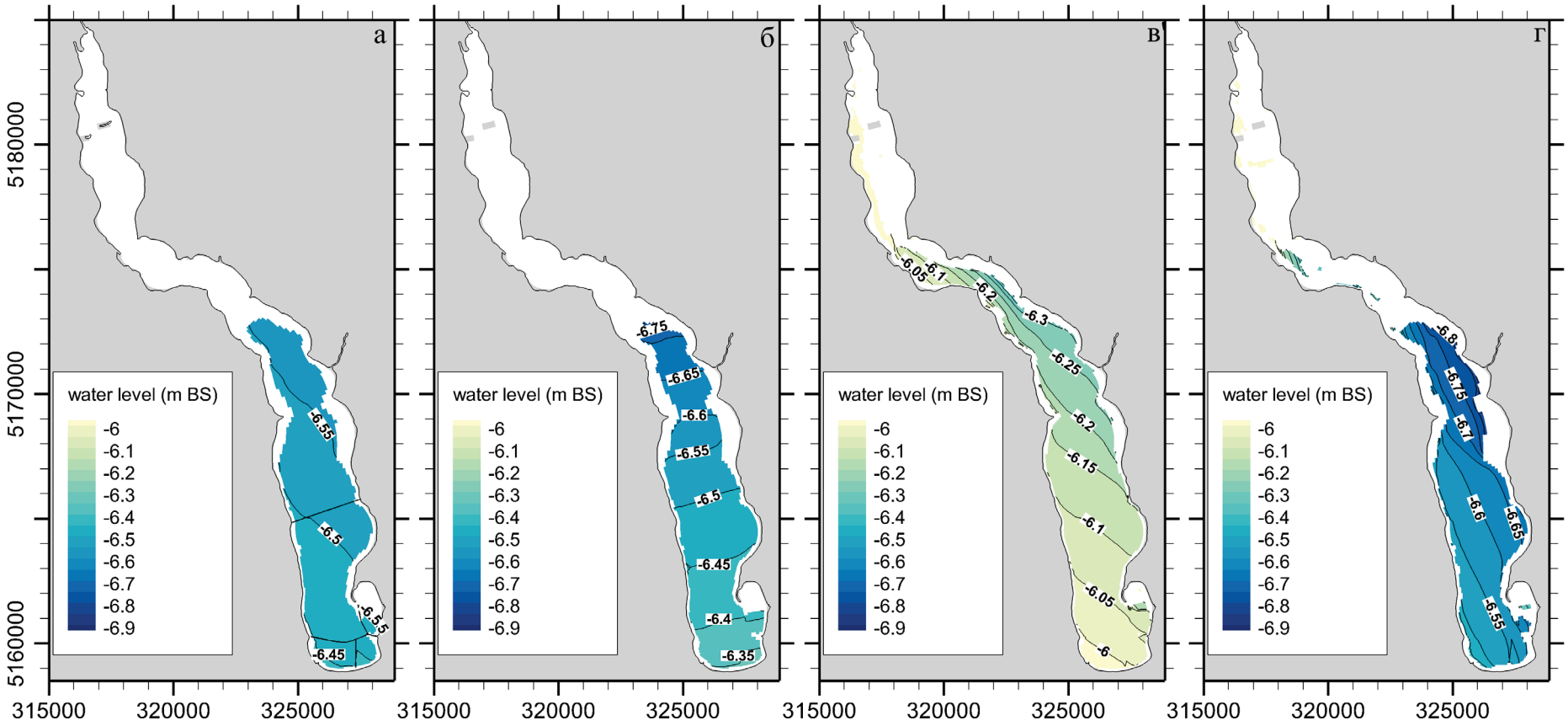

Рисунок 4.12 – Отримана при моделюванні просторова мінливість відміток рівня води в лимані, м БС, та меж його водного дзеркала у різні моменти часу: а – 27.12.2014 р. 12:00; б – 29.12.2014 р. 15:00; в – 07.04.2015 р. 03:00; г – 12.10.2015 р. 00:00

4.2 Особливості вітрової циркуляції вод в лимані

У зв’язку з періодичним надходженням до Куяльницького лиману значних обсягів морських вод, можливим збільшенням обсягів стоку річки Великий Куяльник, які розрізняються між собою за гідроекологічними показниками якості води [76], надходженням зі стоком інших водотоків в лиман різного роду забруднюючих речовин [77], актуальною є задача визначення особливостей системи течій, які формуються на акваторії лиману під дією вітру та визначають поширення в ньому вод різного походження і якості. Тому, на підставі результатів чисельного математичного моделювання були визначені особливості вітрової циркуляції вод в Куяльницькому лимані [78].

Розрахунки типової (сталої) вітрової циркуляції вод проводились на протязі 10 діб модельного часу при стаціонарних вітрах швидкістю 5 м/с восьми основних румбів та початковій позначці рівня мінус 6,35 м БС. Результати модельних розрахунків показали, що встановлення баротропної циркуляції вод та відхилень рівня води в лимані від стану спокою при сталих вітрах відбувається протягом першої половини доби (12 годин) модельного часу (рис. 4.13). Згідно з даними багаторічних метеорологічних спостережень, в районі м. Одеси переважають вітри північного, північно-західного, західного та південного напрямків [79-81].

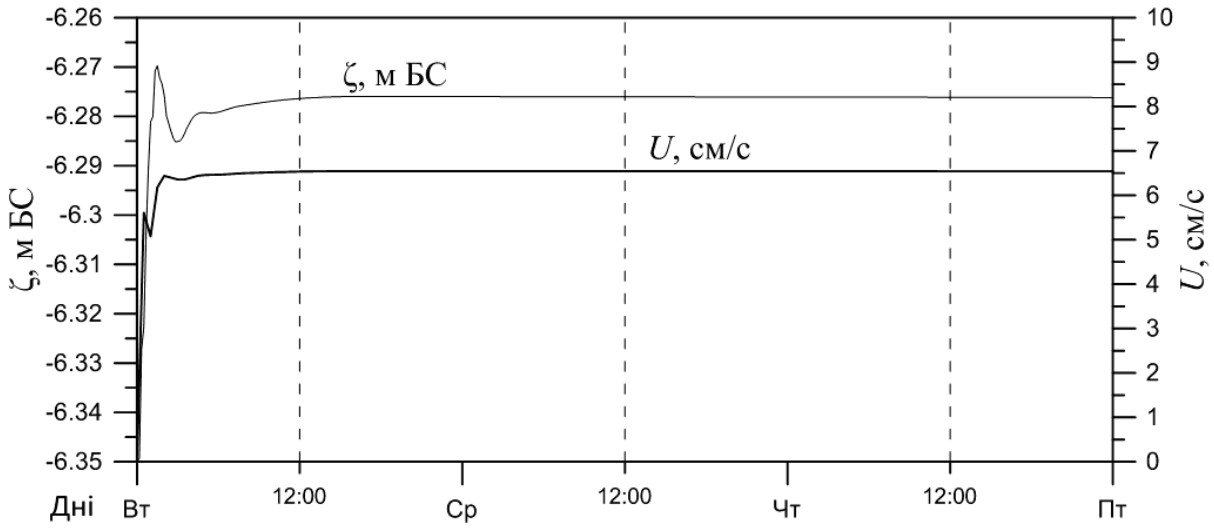

Рисунок 4.13 – Мінливість модулю баротропної швидкості течії $\overline{U}$, см/с, та рівня води ζ, м БС, у Куяльницькому лимані (станція Л1, рис. 4.1) при стаціонарному вітрі північно-західного напрямку

Моделювання вітрових течій в Куяльницькому лимані показало (рис. 4.14-4.18; додаток Д, рис. Д.1-Д.5), що, незважаючи на мілководність, в ньому присутні як дрейфові, так і компенсаційні градієнтні вітрові течії. Дрейфові течії, напрямок яких відповідає вітру або відхиляється від нього на кут до 45°, домінують в приповерхневому шарі акваторії (рис. 4.14б-4.16б; додаток Д, рис. Д.1б-Д.5б). При вітрах з поздовжньою північною або південною складовими вони виразно проявляються поза прибережною зоною звалу глибин, в межах якої формуються прибережні, односпрямовані по глибині вздовжберегові потоки (рис. 4.14, 4.15, Д.1, Д.2, Д.4, Д.5). Напрямок цих потоків відповідає меридіональній складовій швидкості вітру. Найбільшу інтенсивність вздовжберегові потоки, що формуються вздовж західного і східного узбережжя лиману у відносно глибоких південній і центральній його частинах, мають при вітрах північного, північно-західного, південного та південно-східного напрямків. Швидкості течій в цих потоках (при вітрі швидкістю 5 м/с) перевищують 0,1 м/с, досягаючи на окремих ділянках значень 0,15-0,19 м/с. Мінімальні швидкості поверхневих течій при поздовжніх вітрах відповідають меридіональній осьовій лінії лиману, оскільки послаблюються компенсаційним потоком в придонному шарі (рис. 4.15в, 4.16в, Д.1в, Д.2в, Д.4в, Д.5в), меридіональний напрям якого протилежний до напряму вітру.

При східному та західному вітрах протяжні й інтенсивні течії уздовж берегу в лимані не формуються (рис. 4.16, Д3). Вони локально присутні лише на деяких ділянках узбережжя, орієнтованих уздовж лінії схід-захід. Уздовж лиману має місце чергування зональних смуг відносної інтенсифікації та ослаблення дрейфовий течій (рис. 4.16б, Д3б). При цьому зонально орієнтованій смузі ослаблення дрейфових течій в поверхневому шарі відповідає посилення струменю компенсаційної течії в придонному шарі (рис. 4.16в, Д3в). В цілому для акваторії, при поперечних по відношенню до осьової лінії лиману вітрах, вітрові течії в приповерхневому шарі слабкіші, ніж при вітрах з поздовжньою складовою. Уздовж підвітряних берегів формується зона апвелінгу, а навітряних – даунвелінгу, тобто формуються вертикально орієнтовані циркуляційні осередки.

На рис. 4.14а-4.16а та рис. Д.1а-Д.5а наведені поля векторів баротропної циркуляції вод (середніх за глибиною векторів течій), яка формується в Куяльницькому лимані при стаціонарних тривалих вітрах швидкістю 5 м/с. Видно, що при вітрах з південною та північною

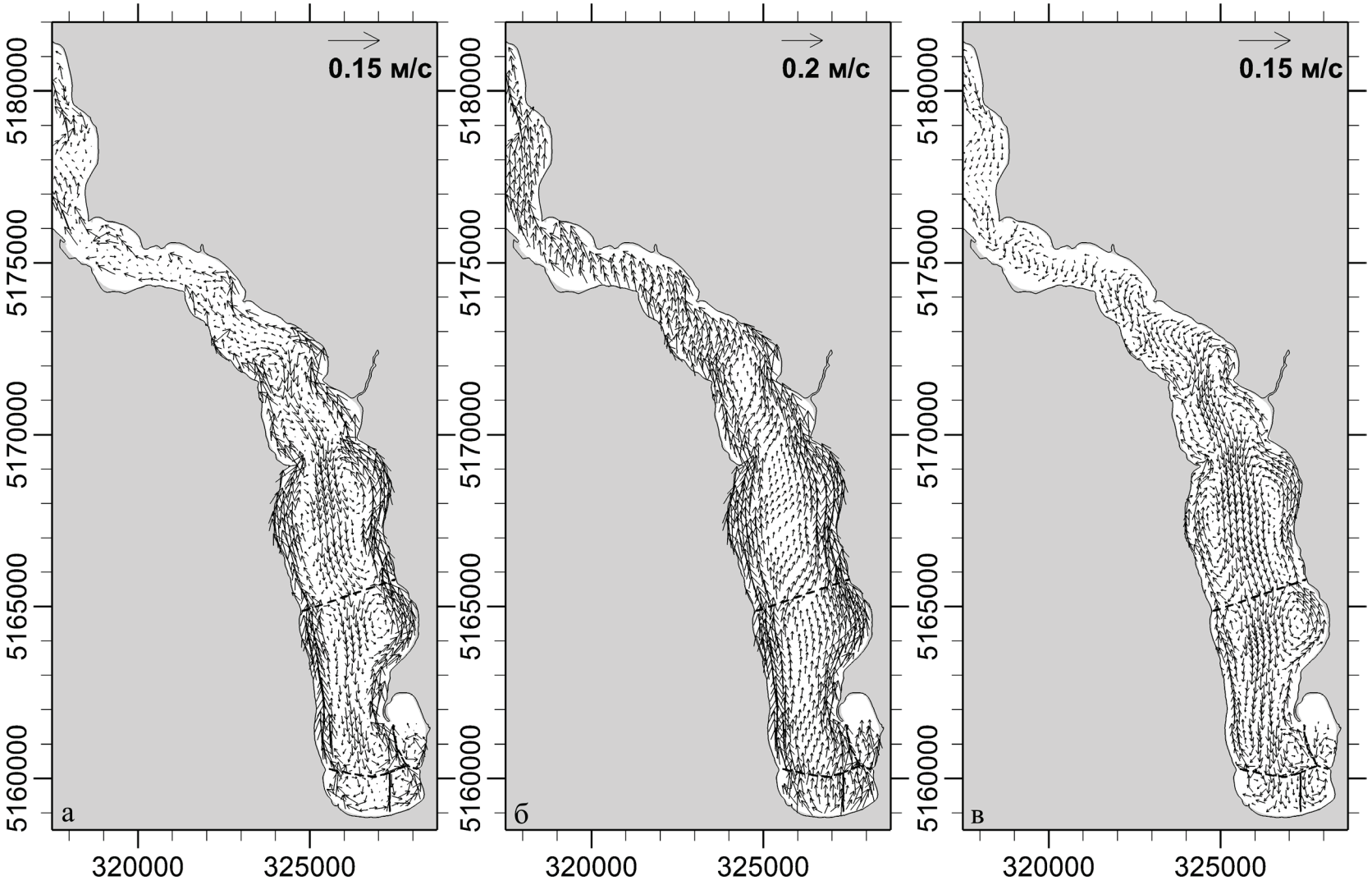

Рисунок 4.14 – Поля векторів швидкості осереднених за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій, м/с, в Куяльницькому лимані при стаціонарному вітрі **південного** напрямку швидкістю 5 м/с

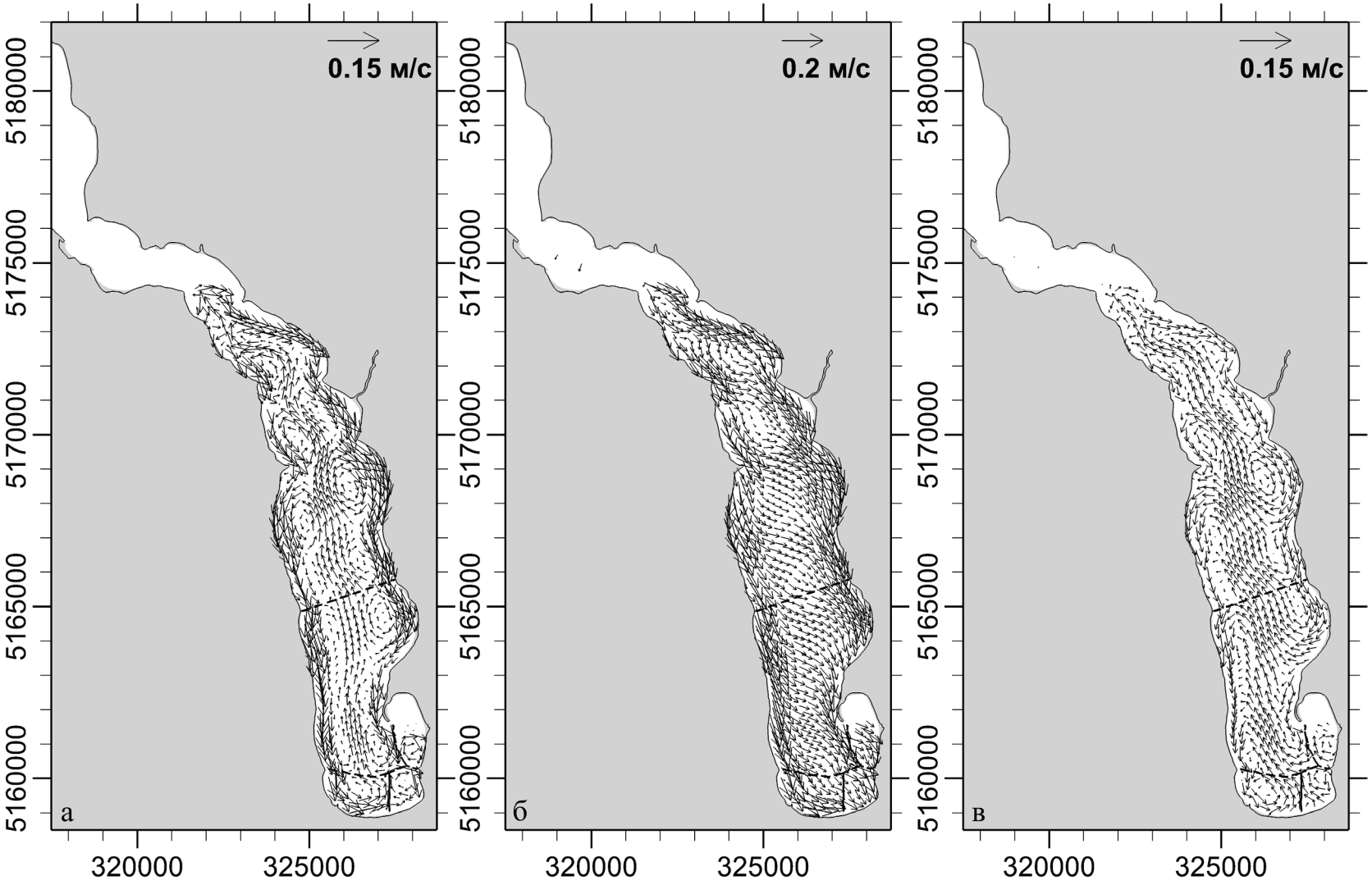

Рисунок 4.15 – Поля векторів швидкості осереднених за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій, м/с, в Куяльницькому лимані при стаціонарному вітрі **північно-західного** напрямку швидкістю 5 м/с

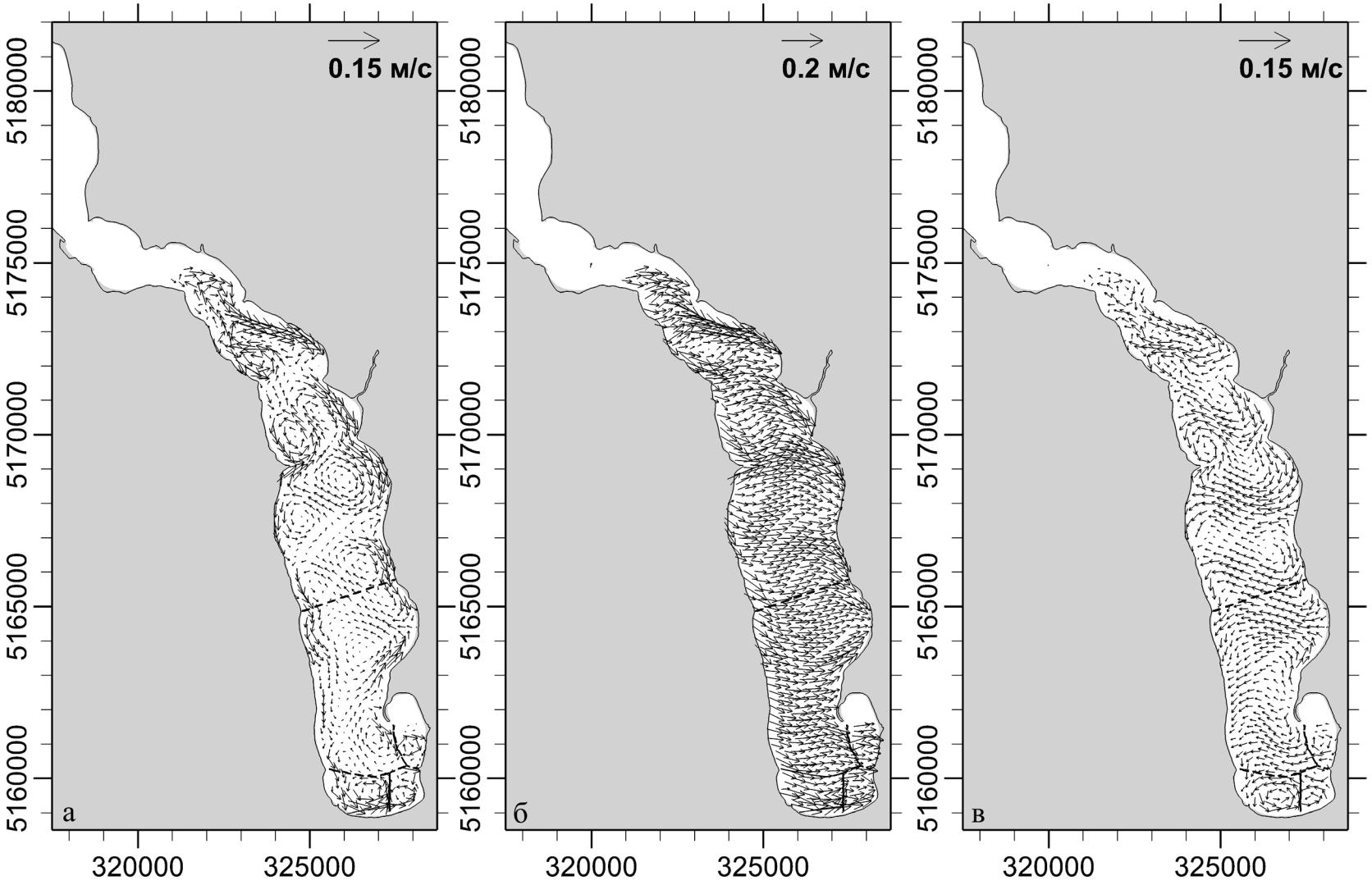

Рисунок 4.16 – Поля векторів швидкості осереднених за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій, м/с, в Куяльницькому лимані при стаціонарному вітрі **західного** напрямку швидкістю 5 м/с

складовими, в прибережній зоні звалу глибин уздовж східної і західної меж лиману домінують односпрямовані по глибині течії. Уздовж меридіональної осьової лінії лиману домінує компенсаційний потік, напрям якого протилежний вітру. Між основними струменями вздовжберегових прибережних течій та струменем компенсаційного потоку формуються локальні баротропні вихрові структури: праворуч від струменя компенсаційної течії – антициклонічні, зліва – циклонічні.

При поперечних вітрах східного і західного напрямків інтенсивність баротропної циркуляції вод в лимані в цілому слабшає. Просторова структура баротропних течій формується безліччю дрібномасштабних циклонічних і антициклонічних вихорів, положення яких визначається в першу чергу просторовою конфігурацією берегів, а також розподілом глибин.

Просторова мінливість відміток рівня води та водного дзеркала лиману при стаціонарних тривалих вітрах різних напрямків швидкістю 5 м/с показана на рис. 4.17-4.18.

Результати моделювання свідчать, що навіть при відносно слабких вітрах площа водного дзеркала лиману істотно змінюється. Так, при вітрах північного, західного, північно-західного напрямків, згінних для північної частині лиману, північний кордон водної поверхні знаходиться трохи на схід від с. Іллінка (рис. 4.17а, 4.18в, г). Перепад рівня між північною і південною межами водної поверхні лиману становить 0,25 м при північному, північно-західному вітрах та 0,15 м – при західному вітрі. Денівеляції рівня складають 0,1-0,15 м та 0,05-0,1 м, відповідно.

При вітрах північно-східного, східного, південно-західного напрямків, північний кордон водної поверхні лиману досягає с. Ковалівка (рис. 4.17б, в, 4.18б). А при нагінних для північної частини лиману південно-східному та південному вітрах водна поверхня простягається вище с. Стара Еметівка (див. рис. 4.17в, 4.18а). Перепад рівня між північною та південною межами водної поверхні лиману при цьому збільшується до 0,67 м (денівеляції рівня: мінус 0,07 м – в південній частині, і до плюс 0,55 м – в північній частині).

Отримані результати узгоджуються з даними спостережень на водомірному посту «Одеса-Куяльник», розташованому в південній частині лиману, і відомостями, наведеними в [5, 6].

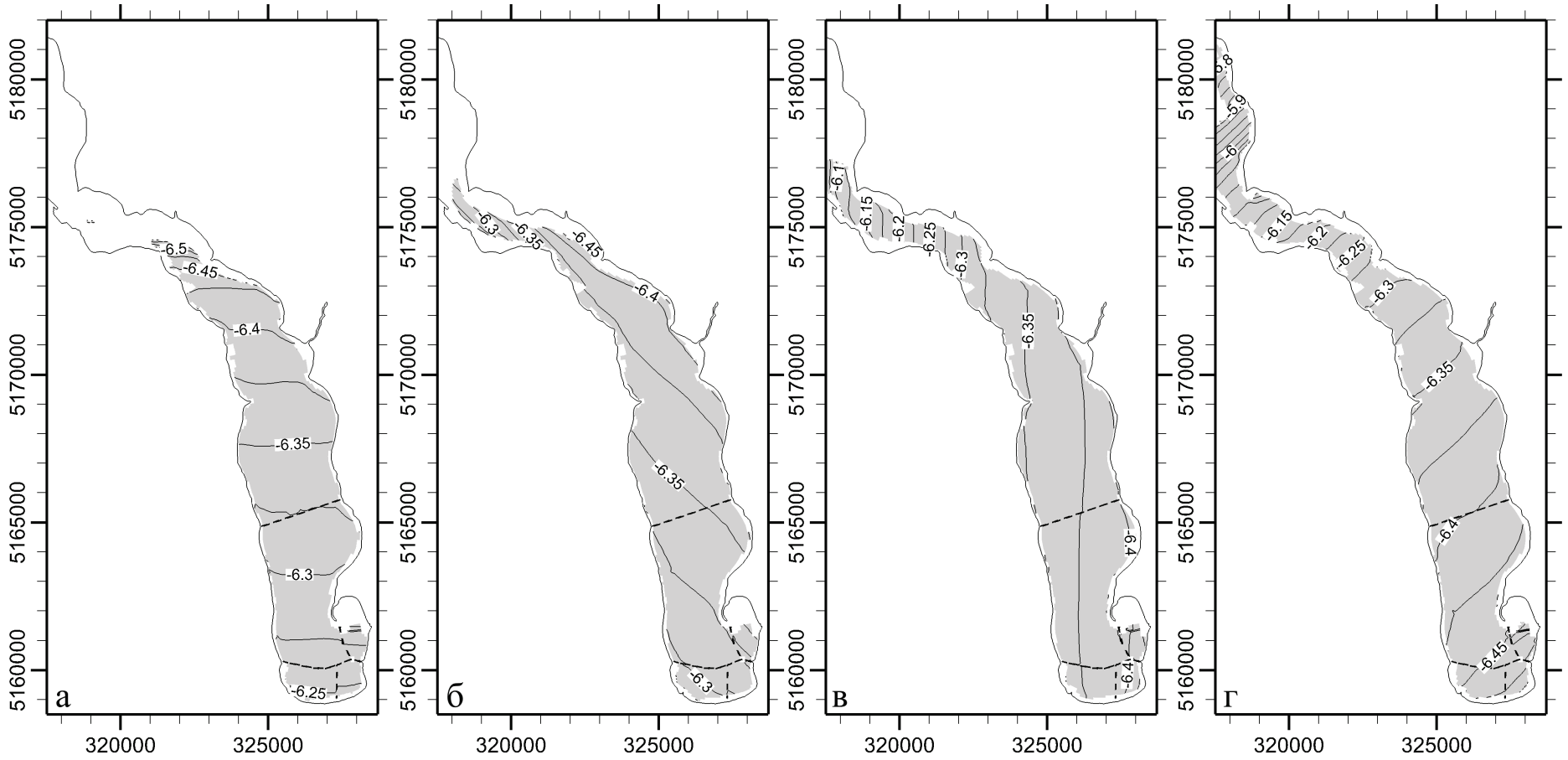

Рисунок 4.17 – Просторова мінливість відміток рівня води, м БС, в Куяльницькому лимані при стаціонарних вітрах **північного** (а), **північно-східного** (б), **східного** (в) та **південно-східного** (в) напрямків швидкістю 5 м/с (ізогіпси проведені через 0,025 м)

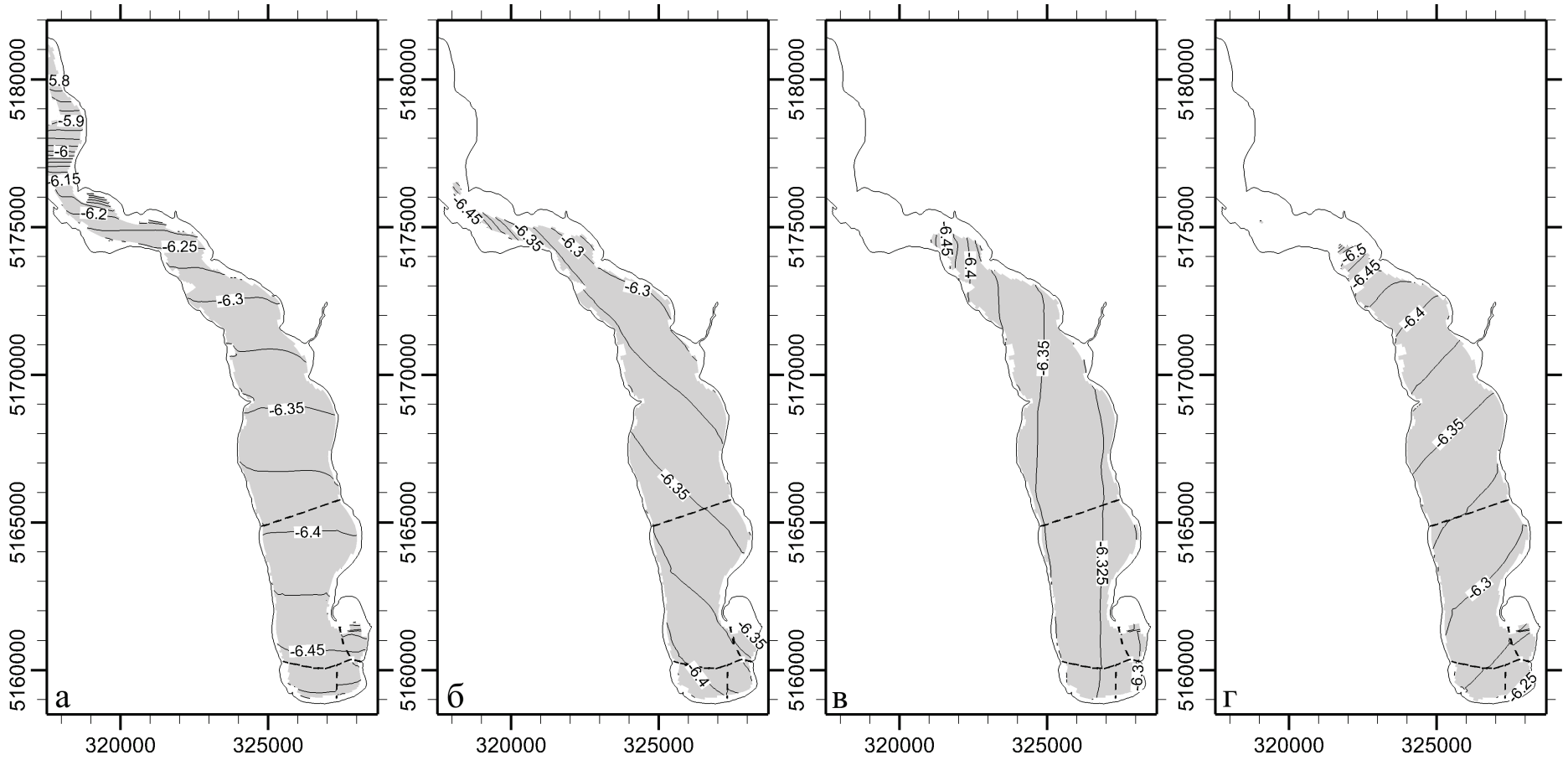

Рисунок 4.18 – Просторова мінливість відміток рівня води, м БС, в Куяльницькому лимані при стаціонарних вітрах **південного** (а), **південно-західного** (б), **західного** (в) та **північно-західного** (г) напрямків швидкістю 5 м/с (ізогіпси проведені через 0,025 м)

4.3 Внутрішньорічна мінливість гідрологічних характеристик Куяльницького лиману за різних умов поповнення його морською водою

З метою визначення особливостей мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману було проведено ряд чисельних експериментів, у яких розглядались різні варіанти поповнення лиману морською водою за тими же гідрометеорологічними умовами 2015 р., отриманими на підставі даних спостережень. Розглянуті варіанти водного менеджменту лиману включали: а) варіант повної відсутності поповнення лиману морською водою; б) варіант постійного поповнення лиману через водопропускну споруду водами Одеської затоки на протязі всього 2015 року.

З рис. 4.19 видно, що за умови відсутності поповнення лиману морською водою у 2015 р., з січня до середини квітня, відмітка рівня води у ньому була би на 0,2 м нижчою за спостережену; а при безперервному поповненні лиману протягом всього року – на 0,4-0,5 м вищою за спостережену наприкінці розрахункового року. Без поповнення лиману морською водою мінімальна відмітка рівня води в ньому знижується до мінус 6,5 м БС у жовтні 2015 р.; при поповненні протягом всього року – до мінус 6,25 м БС у вересні.

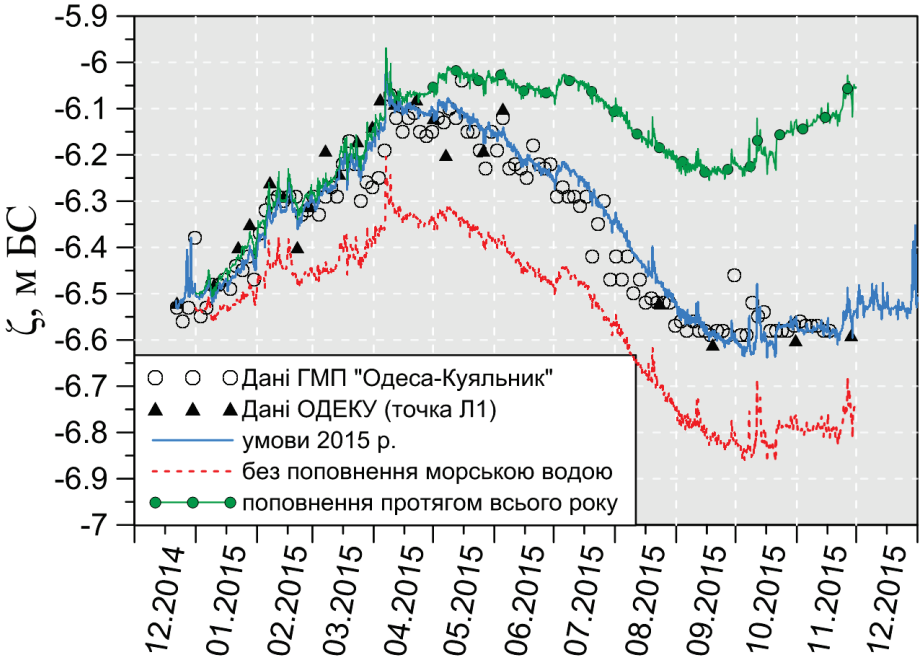

Рисунок 4.19 – Часова мінливість рівня води в лимані, м БС, протягом 2015 р. за даними натурних спостережень (точки) та отримана при моделюванні (криві) за різних умов поповнення лиману морською водою

Внутрішньорічна мінливість солоності води в Куяльницькому лимані протягом розрахункового періоду за різних умов наповнення лиману морською водою показана на рис. 4.20. В південній частині лиману (рис. 4.21а), за умови відсутності поповнення лиману морською водою на протязі січня-квітня 2015 р., солоність води у жовтні-листопаді перевищила би 400‰, тобто була б на 100‰ вища за спостережену. Навпаки, у випадку подачі морської води в лиман протягом всього року, значення солоності води в південній частині лиману становило би наприкінці листопаду лише 150‰, тобто на 140‰ нижче за спостережене. У північній частині основного ложа лиману (рис. 4.20б), при відсутності поповнення лиману морською водою солоність води підвищується до максимальних значень (450‰) наприкінці вересня. Проте згодом солоність вод у цій частині лиману знижується, що є результатом сильних атмосферних опадів та відновлення прісного стоку водотоків у жовтні, та зазнає значних коливань (в діапазоні від 400 до 225‰) внаслідок надходження вод зі зниженою солоністю з мілководої північної частини лиману.

Часова мінливість солоності води в північній мілководній частині лиману біля північної границі водної поверхні Куяльницького лиману, а також мінливість просторового розподілу солоності вод лиману та меж його водного дзеркала у 2015 р., за різних умов наповнення лиману

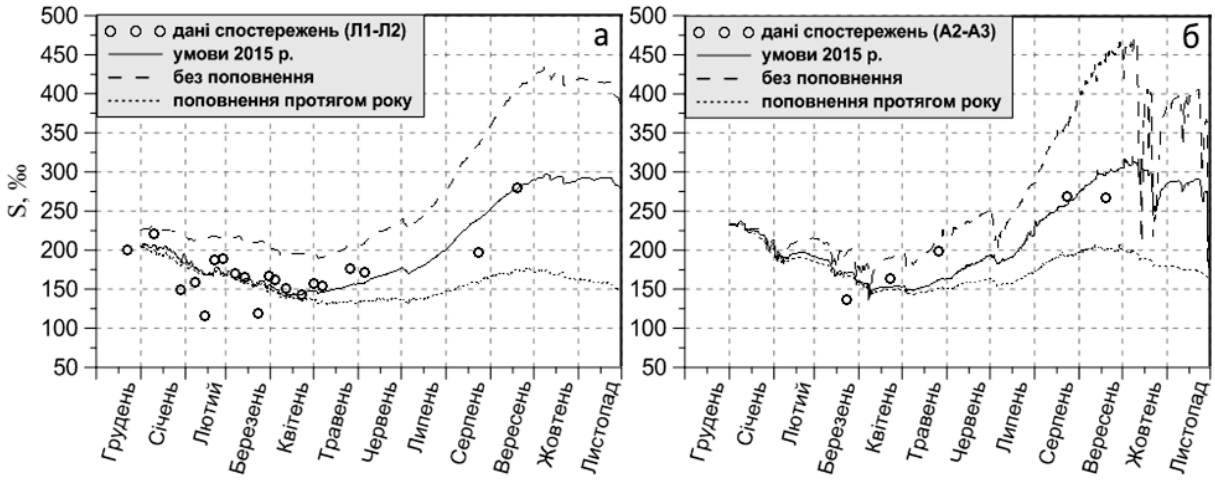

Рисунок 4.20 – Часова мінливість солоності води в Куяльницькому лимані протягом 2015 р. за даними спостережень (точки) та отримана в результаті моделювання (криві) в різних частинах акваторії лиману: а – середні значення між реперними точками Л1 та Л2; б – середні значення між реперними точками А2 та А3

морською водою, показана на рис. 4.21-4.24 та в додатку Е, рис. Е.1-Е.3. Привертає увагу той факт, що у варіанті відсутності поповнення лиману морською водою, коли шар солоних лиманних вод в мілководній північній частині лиману дуже тонкий або відсутній, надходження прісних вод з атмосферними опадами та стоком водотоків (р. В. Куяльник, р. Довбока) призводить до значного зниження солоності вод в цій частині акваторії (рис. 4.21б, 4.22б, 4.23г).

За умови поповнення лиману морською водою протягом січня-квітня, осушення (висихання) в точці Л3 (див. рис. 4.1) відбувається наприкінці липня (рис. 4.20а), без поповнення – в першій половині червня, а при поповненні протягом всього року – осушення не відбувається, солоність води в цьому районі не досягає 250‰ (максимум – у серпні-вересні) і до кінця розрахункового періоду знижується до 160‰ (рис. 4.24в).

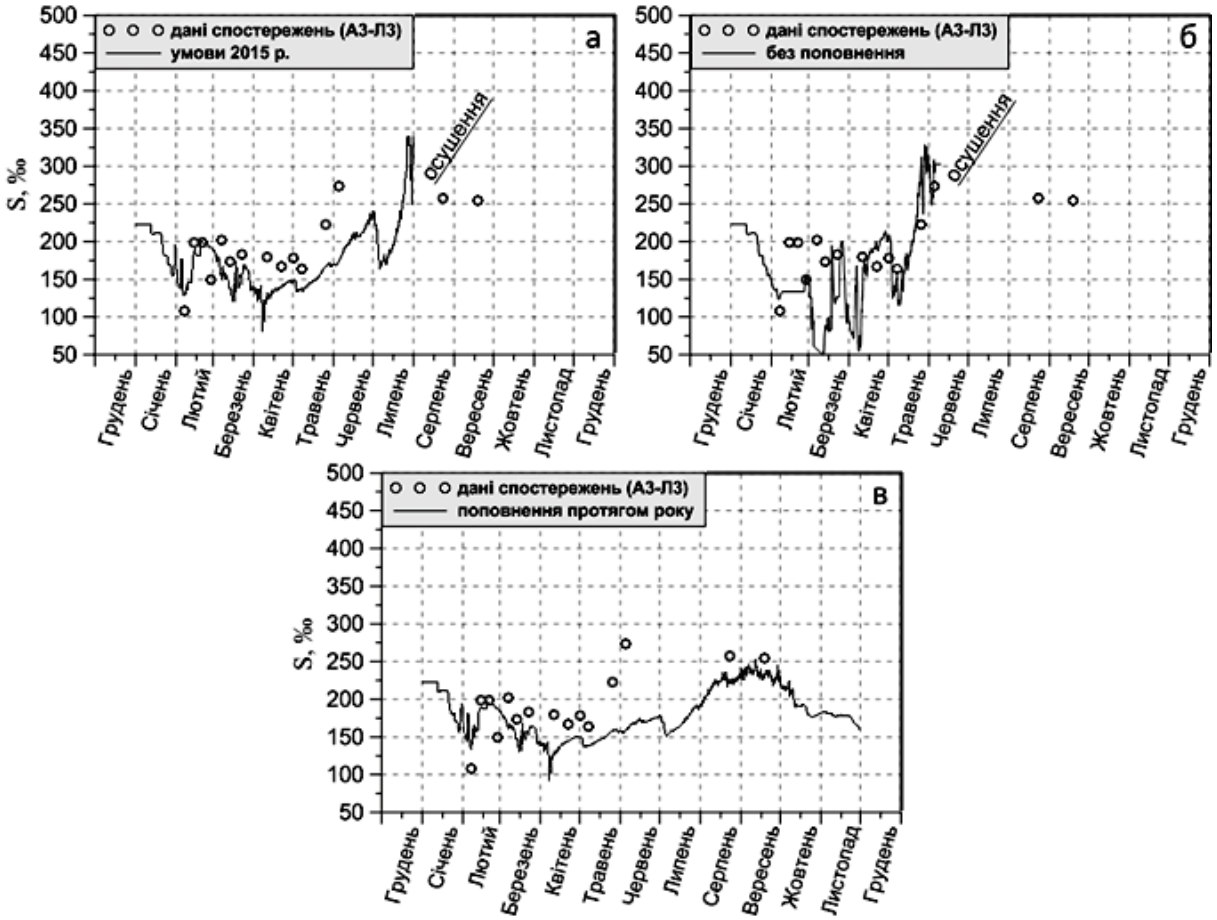

Рисунок 4.21 – Мінливість солоності води в Куяльницькому лимані протягом 2015 р. за даними натурних спостережень (точки) та отримана в результаті моделювання (криві) (середні значення між точками Л3 та А3), при різних умовах поповнення морською водою: а – умови 2015 р.; б – без поповнення; в – поповнення протягом всього року

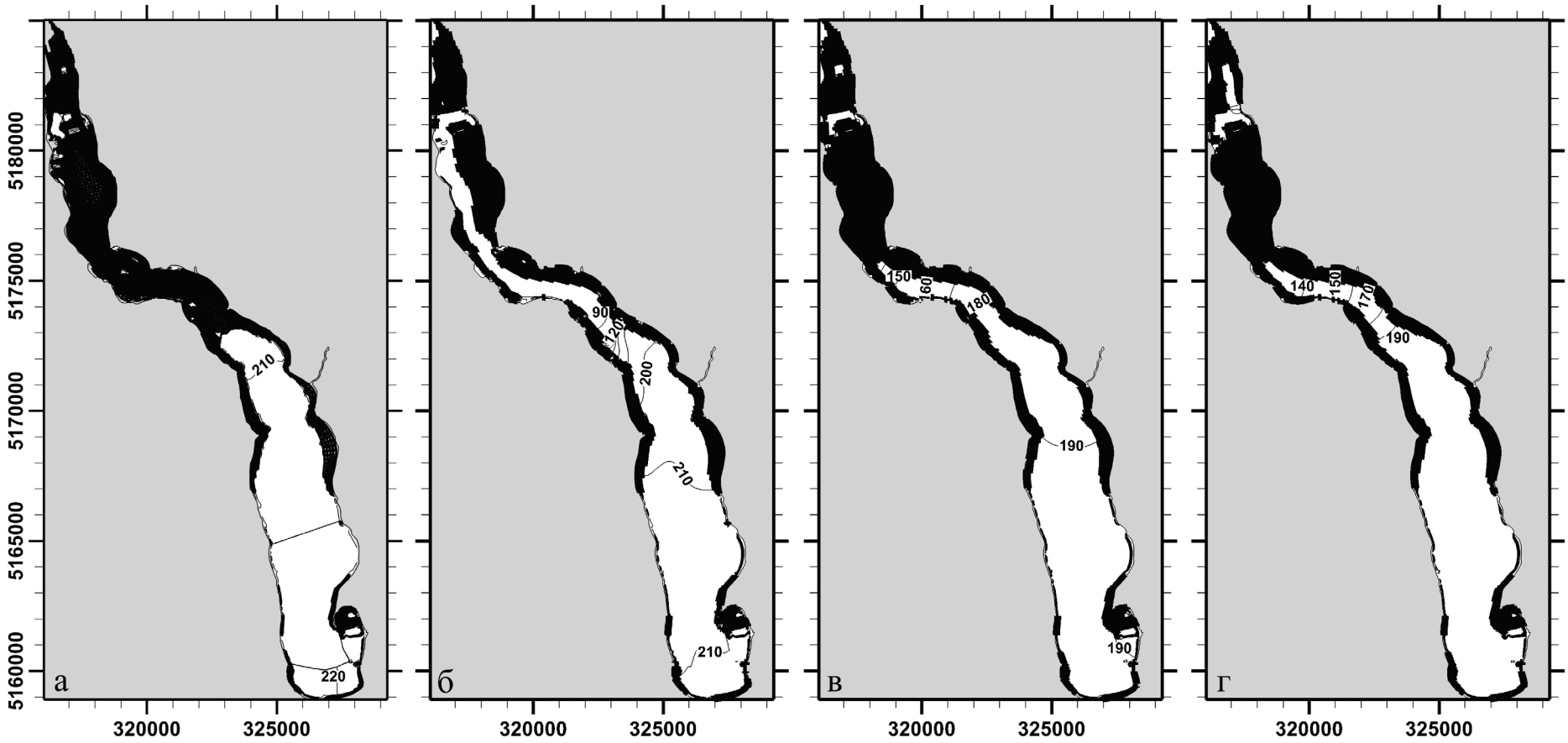

Рисунок 4.22 – Змодельована мінливість просторового розподілу солоності вод , ‰, Куяльницького лиману та меж його водного дзеркала за гідрометеорологічних умов 2015 р. та відсутності поповнення його морською водою: а – 15.02.2015 р., б – 15.03.2015 р., в – 15.04.2015 р., г – 15.05.2015 р.

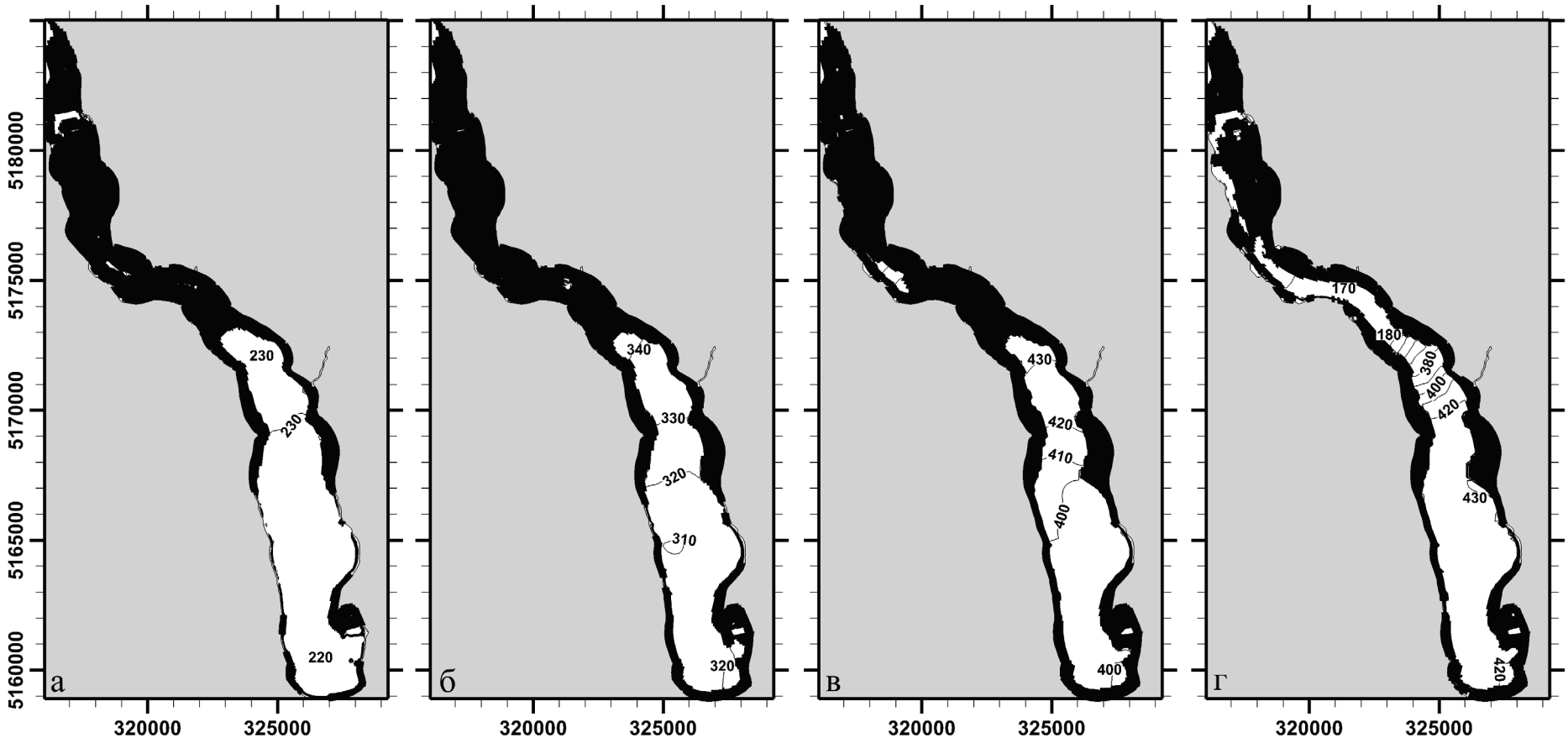

Рисунок 4.23 – Змодельована мінливість просторового розподілу солоності вод, ‰, Куяльницького лиману та меж його водного дзеркала за гідрометеорологічних умов 2015 р. та відсутності поповнення його морською водою: а – 15.06.2015 р., б – 15.08.2015 р., в – 15.09.2015 р., г – 14.10.2015 р.

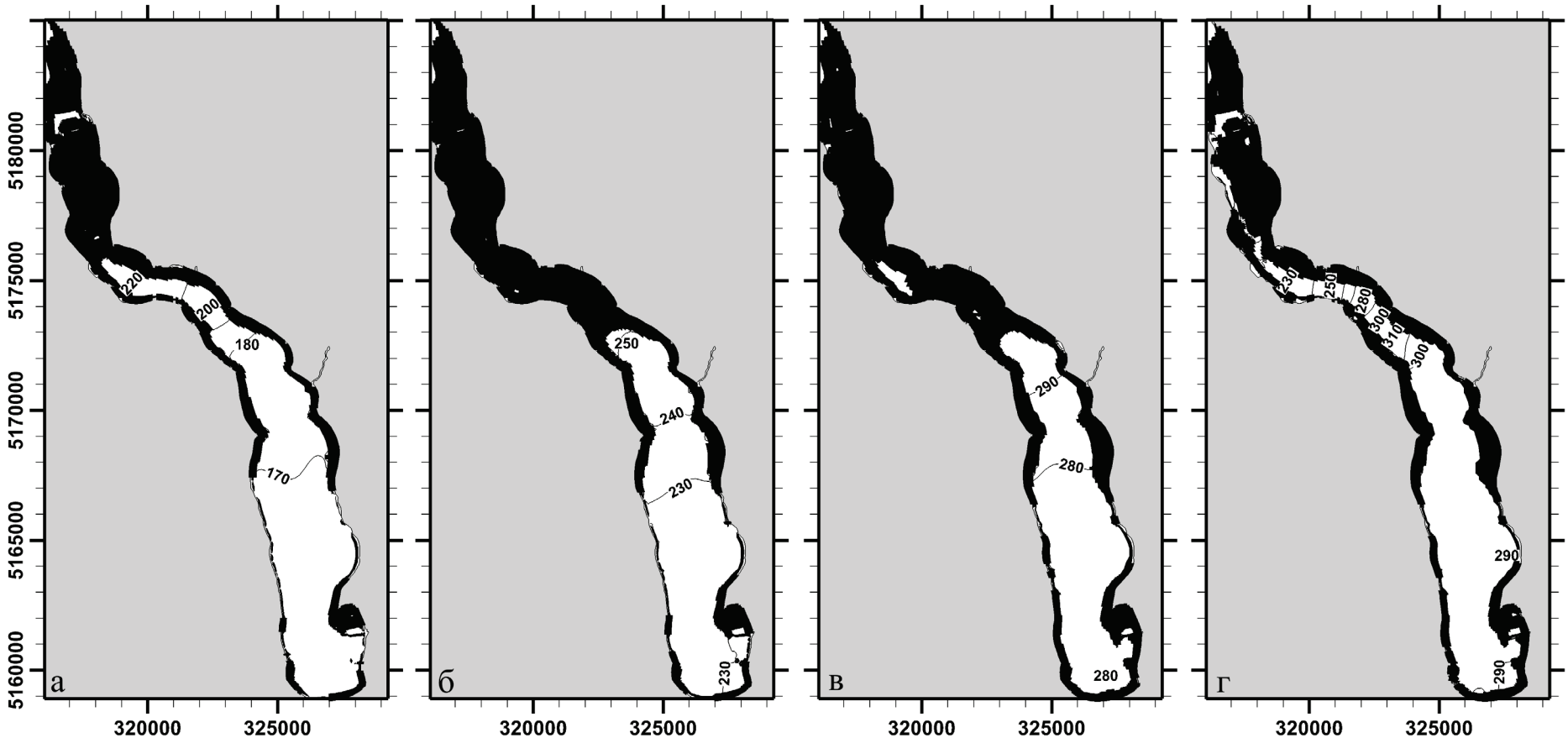

Рисунок 4.24 – Змодельована мінливість просторового розподілу солоності вод , ‰, Куяльницького лиману та меж його водного дзеркала за умов 2015 р. (базовий варіант): а – 15.06.2015 р., б – 15.08.2015 р., в – 15.09.2015 р., г – 14.10.2015 р.

Рівень води в лимані впливає на прогрівання його вод та поточні значення солоності, особливо на мілководних ділянках акваторії лиману, які, в свою чергу, визначають інтенсивність випаровування з водної поверхні. Місячні шари випаровування з водної поверхні лиману на різних його ділянках, розраховані при моделюванні за різних умов наповнення його морською водою, наведені на рис. 4.25. Видно, що в південній частині лиману (рис. 4.25а), у квітні-вересні максимальне випаровування відбувається у варіанті без поповнення лиману морською водою, а мінімальне – при поповненні лиману морською водою протягом всього року. В північній частині основного ложа лиману (рис. 4.25б) варіанту поповнення лиману морською водою протягом всього року відповідає найменше випаровування у квітні-липні і найбільше – у серпні-листопаді, за виключенням жовтня.

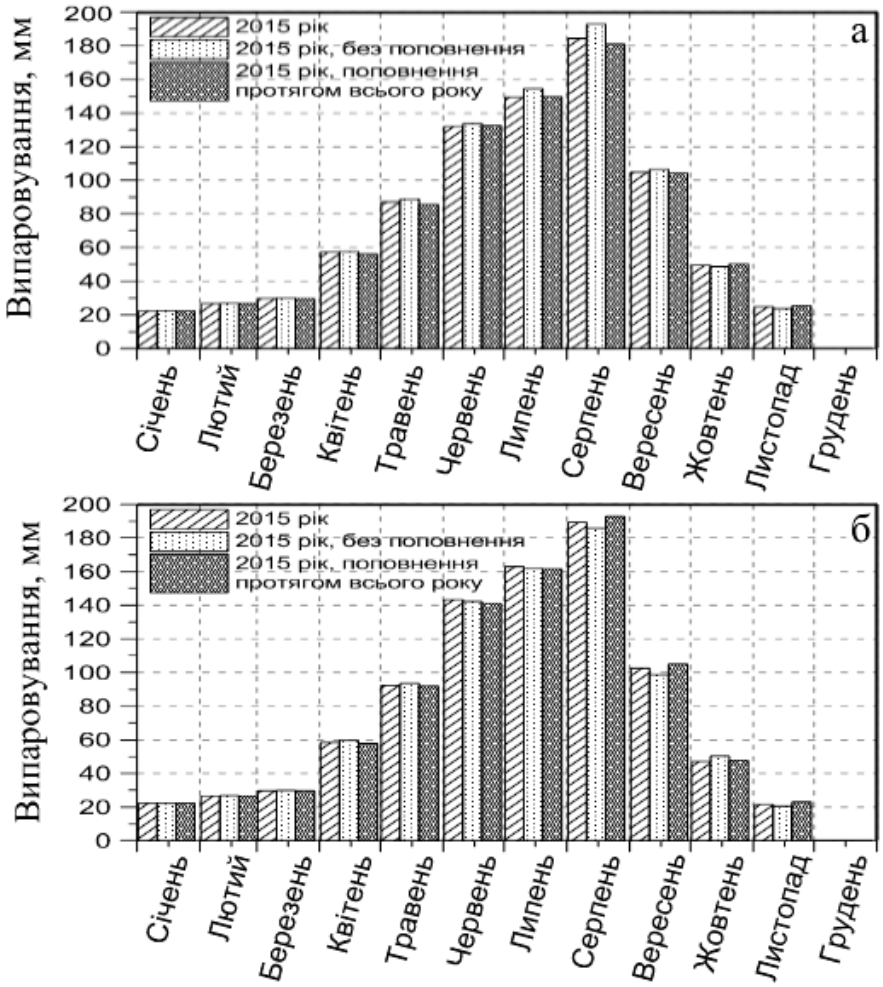

Рисунок 4.25 – Місячні шари випаровування з водної поверхні лиману, розраховані за моделлю: між точками Л1 та Л2 (а) та між точками А2 і А3 (б)

4.4 Внутрішньорічна мінливість характеристик гідрологічного режиму лиману за різних обсягів стоку річки Великий Куяльник

На підставі результатів математичного моделювання було проведено оцінку впливу потенційно можливого у сучасних кліматичних умовах збільшення стоку р. В. Куяльник на внутрішньорічну просторово-часову мінливість гідрологічних характеристик Куяльницького лиману, які обумовлюють хімічні та біологічні процеси, і, таким чином, впливають на властивості ропи та лікувальних грязей у ньому.

Для запобігання загрозі повного висихання Куяльницького лиману та втрати його природних ресурсів, засоленню ґрунтів прилеглих територій, у грудні 2014 року була введена в експлуатацію водопропускна система, через яку протягом останніх років Куяльницький лиман поповнюється морською водою з Одеської затоки в зимово-весняний період року. Хоча поповнення лиману морською водою в сучасних умовах є необхідним і виправданим кроком для збереження його природних ресурсів, але в довгостроковій перспективі воно буде призводити до накопичення в ньому солей. Тому наступним кроком, передбаченим «Регіональною програмою збереження та відновлення водних ресурсів у басейні Куяльницького лиману на 2012-2018 рр.», є відновлення припливу прісних вод з водозбірного басейну лиману, насамперед стоку річки В. Куяльник, шляхом регулювання водогосподарської діяльності на її водозборі. Однак, зважаючи на зменшення стоку річки у XXI ст. внаслідок зміни кліматичних умов [15], необхідним є визначення доцільності та ефективності цього заходу відносно можливого впливу на гідроекологічний режим Куяльницького лиману. Ця задача була вирішена в роботі [82].

Оскільки умови формування мінливості характеристик гідроекологічного режиму Куяльницького лиману протягом 2015 р. (обсяги надходження морських вод, стік річок малих водотоків в лиман, добові суми опадів на поверхню лиману) точно визначені за даними спостережень [72], то інтерес представляє кількісна оцінка змін, які відбулися би за умови попередньої реалізації різних водогосподарських заходів щодо збільшення стоку р. В. Куяльник.

Моделювалась мінливість гідрологічних характеристик в лимані на відрізку часу з 22.12.2014 р. по 01.11.2015 р. Початок періоду моделювання

відповідав моменту відкриття водопропускної гідротехнічної системи, що дозволяє поповнювати Куяльницький лиман морською водою з Одеської затоки.

При моделюванні враховувались наступні прихідні складові водного балансу лиману: обсяги надходження морських вод в лиман через гідротехнічну споруду (водопропуск), стік річок В. Куяльник, Довбока, Кубанка; стік з Корсунцівської, Гільдендорфської балок та через лотки з ВНС №5 і ставків пересипу, добові суми опадів на акваторію лиману за даними спостережень на метеопосту «Одеса-Куяльник» [72]. Витрати прісних вод через водотоки, які впадають в лиман, морських вод через водопропуск, солоність морських вод задавались на підставі даних вимірювань фахівців Одеського державного екологічного університету.

Крім спостережених у 2015 р. значень витрат води р. В. Куяльник, при моделюванні використовувались оцінки середньомісячних витрат її природного та побутового стоку в лиман за умов 2015 р., розраховані за моделлю «клімат-стік» [15] (додаток Ж, табл. Ж.1). Спостережені витрати річки значно менші за розраховані значення її побутового стоку, що є наслідком впливу різних перешкод для стоку у руслі річки, зокрема, заростання її русла рослинністю, наявності штучної дамби, створеної протиправно. Часова мінливість напряму та швидкості вітру, температури та вологості повітря, балу хмарності у період моделювання задавались з дискретністю 3 години за даними спостережень на ГМС «Одеса-ГМО» [72].

Окрім гідрометеорологічних умов 2015 року, моделювання внутрішньорічної мінливості гідрологічних характеристик лиману виконувалось для різних за водністю типових років сучасного кліматичного періоду XXI ст. (1990-2030 рр.), визначених за найбільш виправданим для регіону Куяльницького лиману кліматичним сценарієм з бази даних ENSEMBLES, який відповідає глобальному сценарію A1B, розрахованому за моделлю MPI-REMO Інституту метеорології ім. Макса Планка (Гамбург, Німеччина) [44, 45]. Як типові за гідрометеорологічними умовами були обрані: 2018 р. – маловодний; 2025 р. – середньоводний, 2021 р. – багатоводний рік. Ряди середньодобових значень температури, відносної вологості повітря, швидкості та напряму вітру, балу загальної хмарності та атмосферних опадів, отримані з бази даних ENSEMBLES (сценарій A1B моделі MPI-REMO) для кожного з обраних типових років, використовувались для завдання граничних умов на верхній (з атмосферою) границі розрахункової області моделі. При розрахунках

використовувались щомісячні значення природного стоку р. В. Куяльник, розраховані за моделлю «клімат-стік» для різних за водністю типових років сучасного кліматичного періоду XXI ст., проінтерпольовані з кроком 3 години для засвоєння моделлю.

4.4.1 Сценарні розрахунки збільшення надходження стоку річки В. Куяльник в лиман за умов 2015 року

Для оцінки змін показників гідроекологічного режиму Куяльницького лиману на підставі результатів гідротермодинамічного моделювання, розглядались наступні варіанти надходження стоку р. В. Куяльник в лиман:

- спостережені у 2015 р. середньомісячні витрати річки;
- розраховані за моделлю «клімат-стік» середньомісячні витрати побутового стоку річки;
- середньомісячні витрати, які відповідають 25% природного стоку річки, розрахованого за моделлю «клімат-стік»;
- середньомісячні витрати, які відповідають 75% природного стоку, розрахованого за моделлю «клімат-стік».

Річна мінливість середньомісячних витрат стоку р. В. Куяльник, використана при моделюванні вказаних варіантів, наведена на рис. 4.26. При визначені можливих обсягів збільшення надходження до лиману стоку р. В. Куяльник вважалось, що впровадження водного менеджменту на водозборі не дозволить на 100% відновити природний стік річки.

Результати моделювання аналізувались в 4-х обраних контрольних точках на акваторії Куяльницького лиману (рис. 4.27).

На рис. 4.28, 4.29 наведені результати моделювання мінливості відміток рівня води в лимані протягом 2015 р. за різними варіантами збільшення стоку річки В. Куяльник. Видно, що лише забезпечення надходження до лиману 75% від обсягів природного стоку річки призводить до суттєвого підвищення рівня води в ньому. Це підвищення на 0,08-0,1 м формується протягом квітня-травня і зберігається до кінця розрахункового періоду.

Результати розрахунків просторово-часової мінливості солоності вод на акваторії Куяльницького лиману за різними варіантами надходження стоку річки Великий Куяльник при гідрометеорологічних умовах 2015 р. наведені на рис. 4.30-4.31.

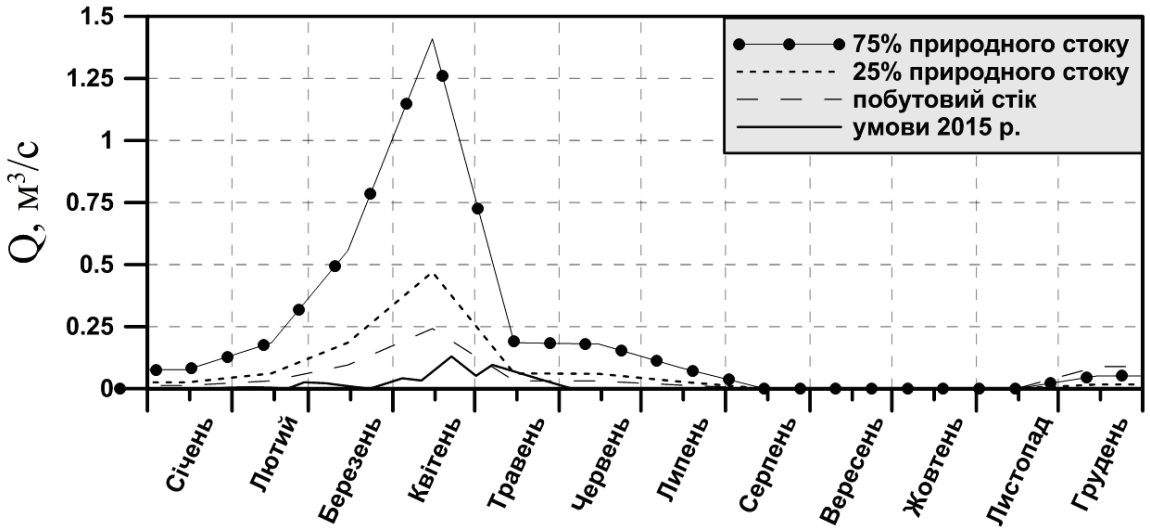

Рисунок 4.26 – Середньомісячні витрати р. В. Куяльник у 2015 р., які задавались при моделюванні

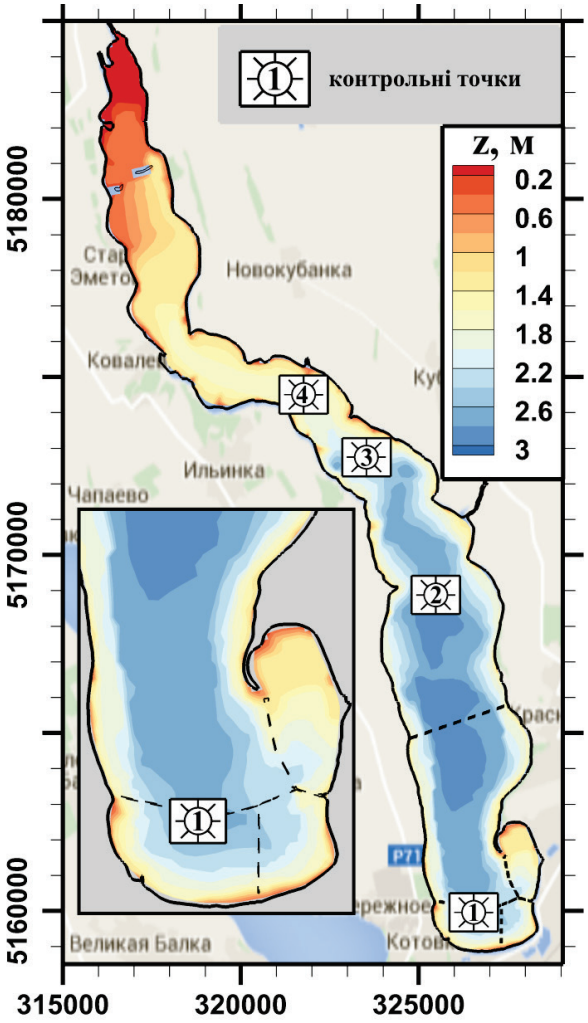

Рисунок 4.27 – Схема розташування контрольних точок на акваторії Куяльницького лиману (позначені 1-4) для аналізу результатів моделювання надходження в лиман стоку р. В. Куяльник за умов 2015 р.

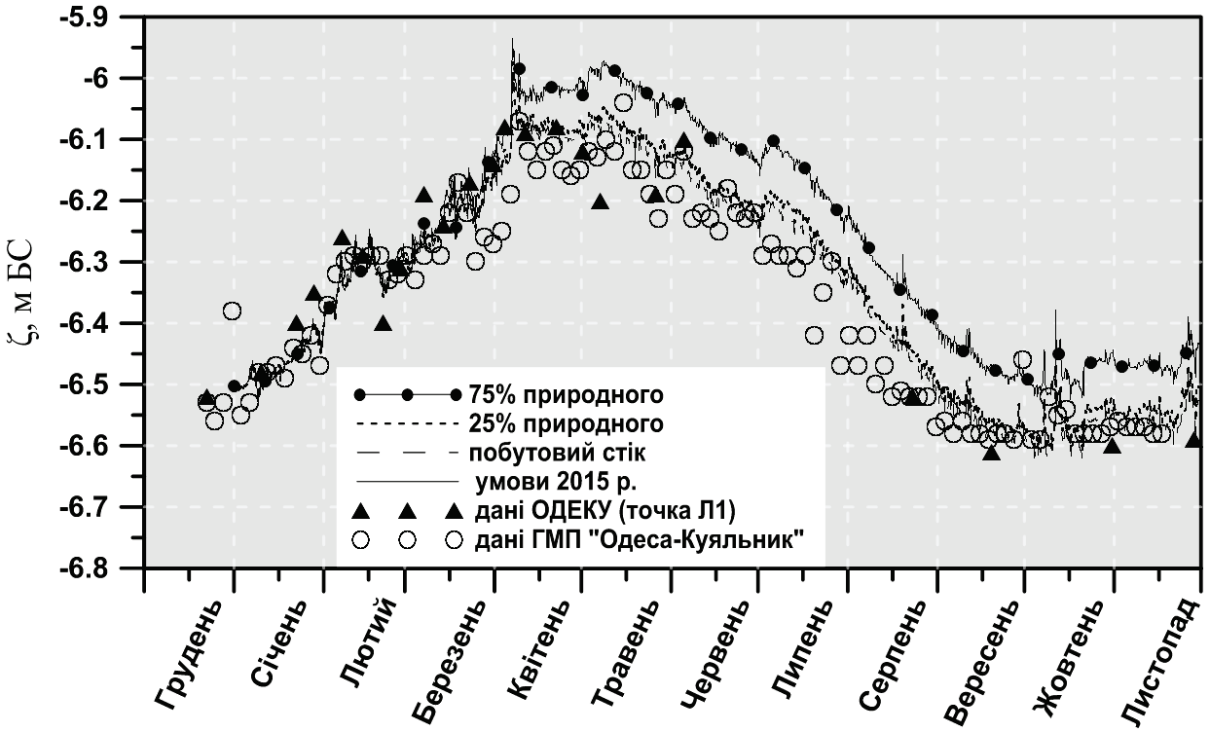

Рисунок 4.28 – Внутрішньорічна мінливість відміток рівня води, м БС, у Куяльницькому лимані за даними натурних спостережень (точки) та отримана в результаті моделювання за різними варіантами надходження стоку р. В. Куяльник у 2015 р. (контрольна точка №1)

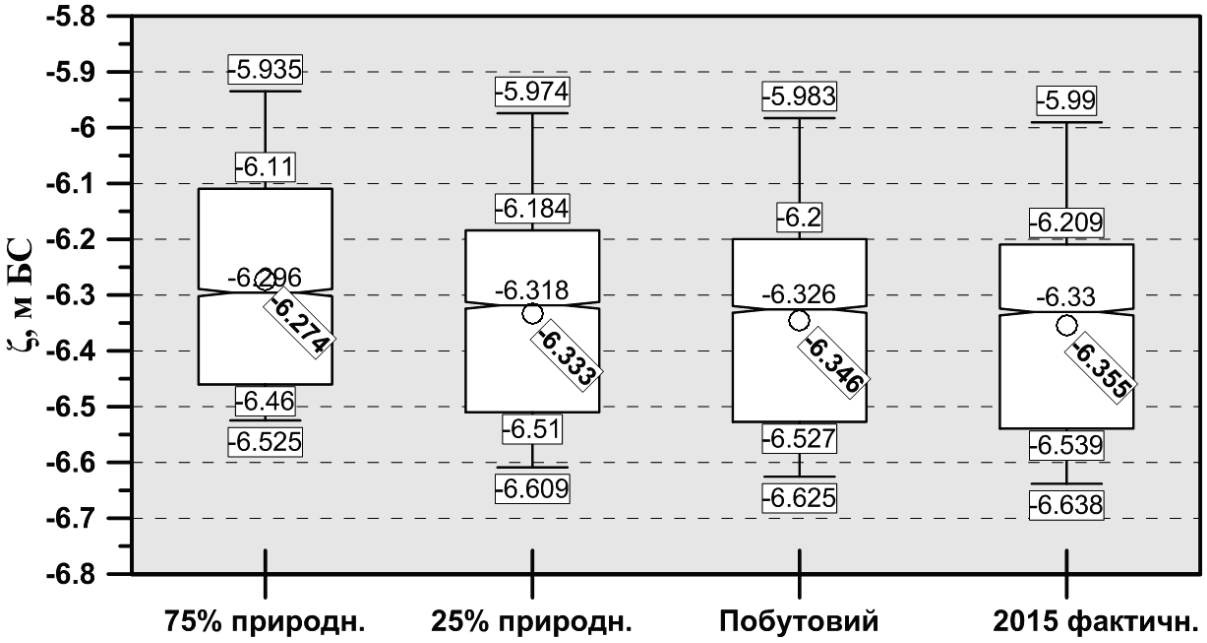

Рисунок 4.29 – Характеристики річної мінливості відмітки рівня води в лимані, м БС, за різними варіантами надходження стоку р. В. Куяльник у 2015 р. Приведені значення 0,25 та 0,75-квантилей, медіанні (риски), середні (точки), мінімальні (нижні вуса) та максимальні (верхні вуса) значення

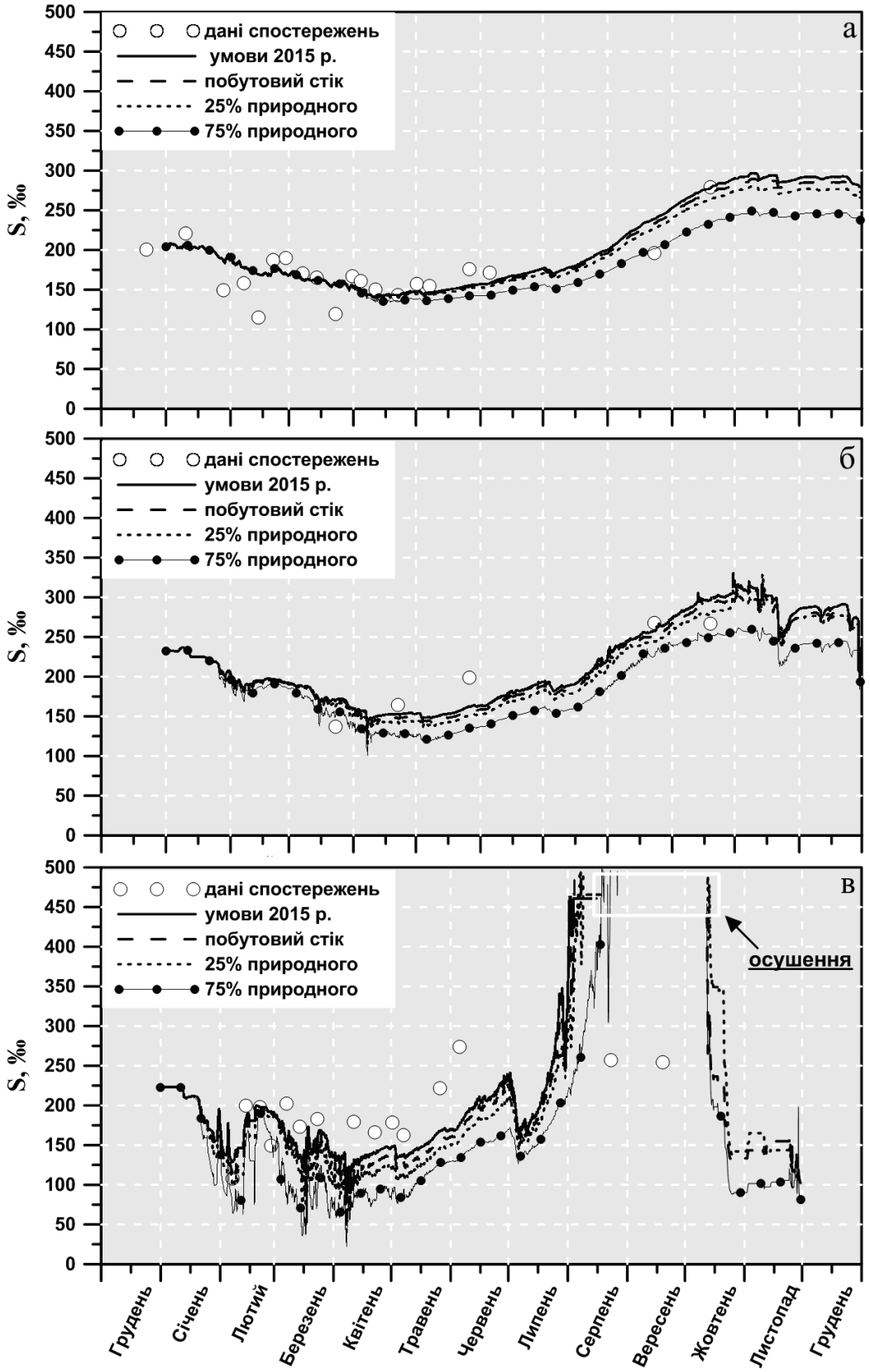

Рисунок 4.30 – Часова мінливість солоності води в Куяльницькому лимані протягом 2015 р. за даними натурних спостережень (точки) та отримана в результаті моделювання за різними варіантами надходження стоку р. В. Куяльник у 2015 р.: а – контрольна точка №1; б – №3; в – №4

З рис. 4.31 видно, що забезпечення надходження в лиман 75% від природного стоку річки В. Куяльник призведе до відповідного зменшення середньорічних значень солоності води: на 21‰ − в південній частині (точка 1) та 24-28‰ – в центральній і північній частинах (точки 2, 3), порівняно з базовим (фактичним) варіантом для 2015 р. У разі забезпечення надходження в лиман лише 25% природного стоку, середньорічні значення солоності води зменшилися би лише на 7-9‰ на основній глибокій частині акваторії лиману (точки 1-3) і на 2,4‰ – на мілководній ділянці північної частини (точка 4).

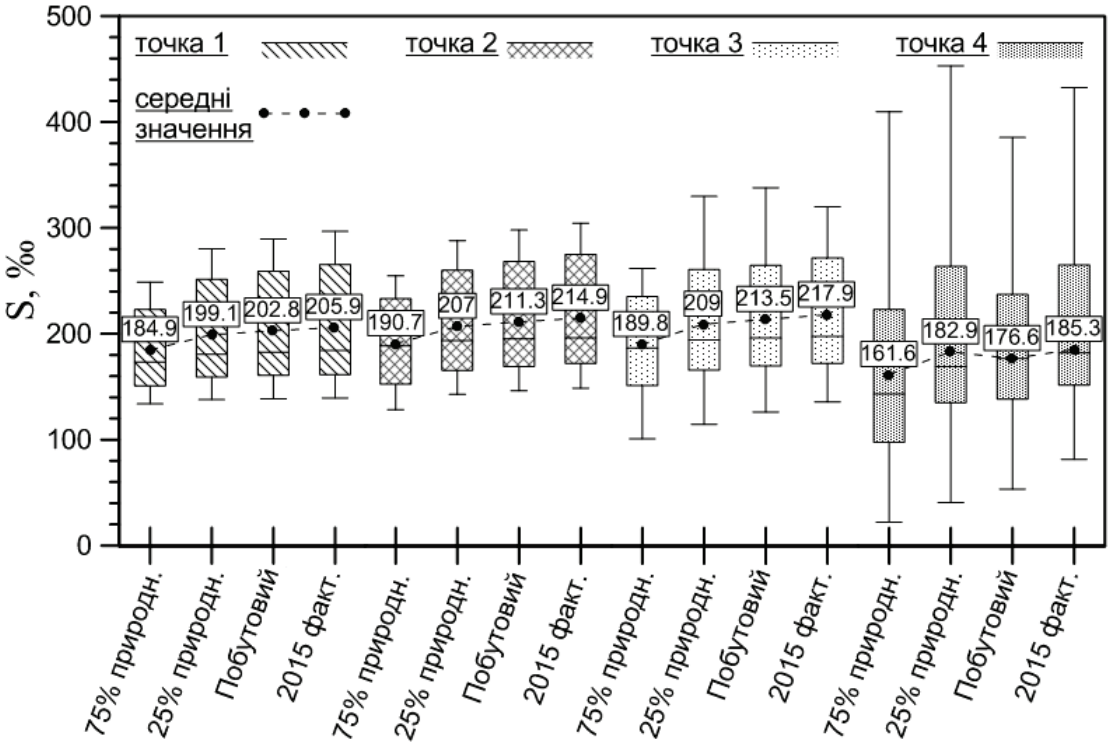

Рисунок 4.31 – Характеристики просторово-часової мінливості солоності вод лиману, ‰, отримані в результаті моделювання за різними варіантами надходження стоку р. В. Куяльник у 2015 р. Приведені значення 0,25 та 0,75-квантилей, медіанні, середні (точки), мінімальні та максимальні значення

4.4.2 Результати моделювання мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману для різних за водністю типових років сучасного кліматичного періоду

Моделювання внутрішньорічної мінливості гідрологічних характеристик лиману для різних за водністю типових років сучасного

кліматичного періоду XXI ст. (1990-2030 рр.) виконувалось за наступних умов: надходження до лиману морських вод та стік малих водотоків в лиман протягом року вважалися відсутніми; стік річки В. Куяльник дорівнював 25% та 75% від щомісячних витрат при природному стоці (додаток Ж, табл. Ж.2), який був розрахований за стохастичною моделлю «клімат-стік».

Наведені на рис. 4.32-4.33 результати моделювання внутрішньорічної мінливості відміток рівня води в лимані в різні за водністю роки сучасного кліматичного періоду свідчать, що при забезпеченні надходження в лиман 25% обсягів розрахованого для них природного стоку р. В. Куяльник стабілізація рівня відбуватиметься лише за умов багатоводного року; у маловодний рік відмітка рівня води в лимані наприкінці року буде на 0,4 м нижчою за початкову, а в середній за водністю рік – нижчою на 0,25 м. У разі забезпечення надходження в лиман 75% обсягів природного стоку р. В. Куяльник, розрахованого для років різної водності, у маловодний рік відмітка рівня води в лимані наприкінці року також буде на 0,4 м нижчою за початкову, в середній за водністю рік – нижчою на 0,15 м, а у багатоводний рік, навпаки, підвищиться на 0,3 м порівняно з початковою.

Результати розрахунків внутрішньорічної мінливості солоності води в Куяльницькому лимані в різні за водністю роки сучасного кліматичного періоду наведені на рис. 4.34-4.36 та в додатку Ж, рис. Ж.1-Ж3. В цілому, вони свідчать про те, що збільшення стоку р. В. Куяльник навіть до 75% від обсягів природного стоку здатне забезпечити стабілізацію річного циклу мінливості солоності води в лимані лише в багатоводні роки. У всіх інших розглянутих випадках солоність води в лимані наприкінці року буде значно більшою, ніж початкова. Виникне міжрічна тенденція значного підвищення солоності вод лиману. Але, з іншого боку, збільшення надходження до лиману стоку р. В. Куяльник навіть до 25% від обсягів її природного стоку призводить до значного зменшення солоності вод в лимані в цілому за рік (рис. 4.36).

Результати моделювання річної мінливості температури води в різних точках на акваторії Куяльницького лиману (рис. 4.37) свідчать, що в багатоводні роки температура води завжди нижча, ніж в середньоводні та маловодні. Води мілководної північної ділянки лиману (точка 4 на рис. 4.27) завжди прогріваються більше, ніж на більш глибоких ділянках лиману. Збільшення стоку р. В. Куяльник впливає на температурний

режим лиману, хоча і незначно.

Отримані результати моделювання мінливості рівня і солоності води в Куяльницькому лимані для різних за водністю типових років сучасного кліматичного періоду свідчать про те, що збільшення природного стоку р. В. Куяльник не здатне самостійно забезпечити стабілізацію гідроекологічного режиму лиману без періодичного поповнення його морською водою Одеської затоки та здійснення заходів щодо стабілізації та збільшення надходження вод від інших водотоків, які впадають в лиман: малих річок Довбока, Кубанка, балок Гільдендорфська та Корсунцівська.

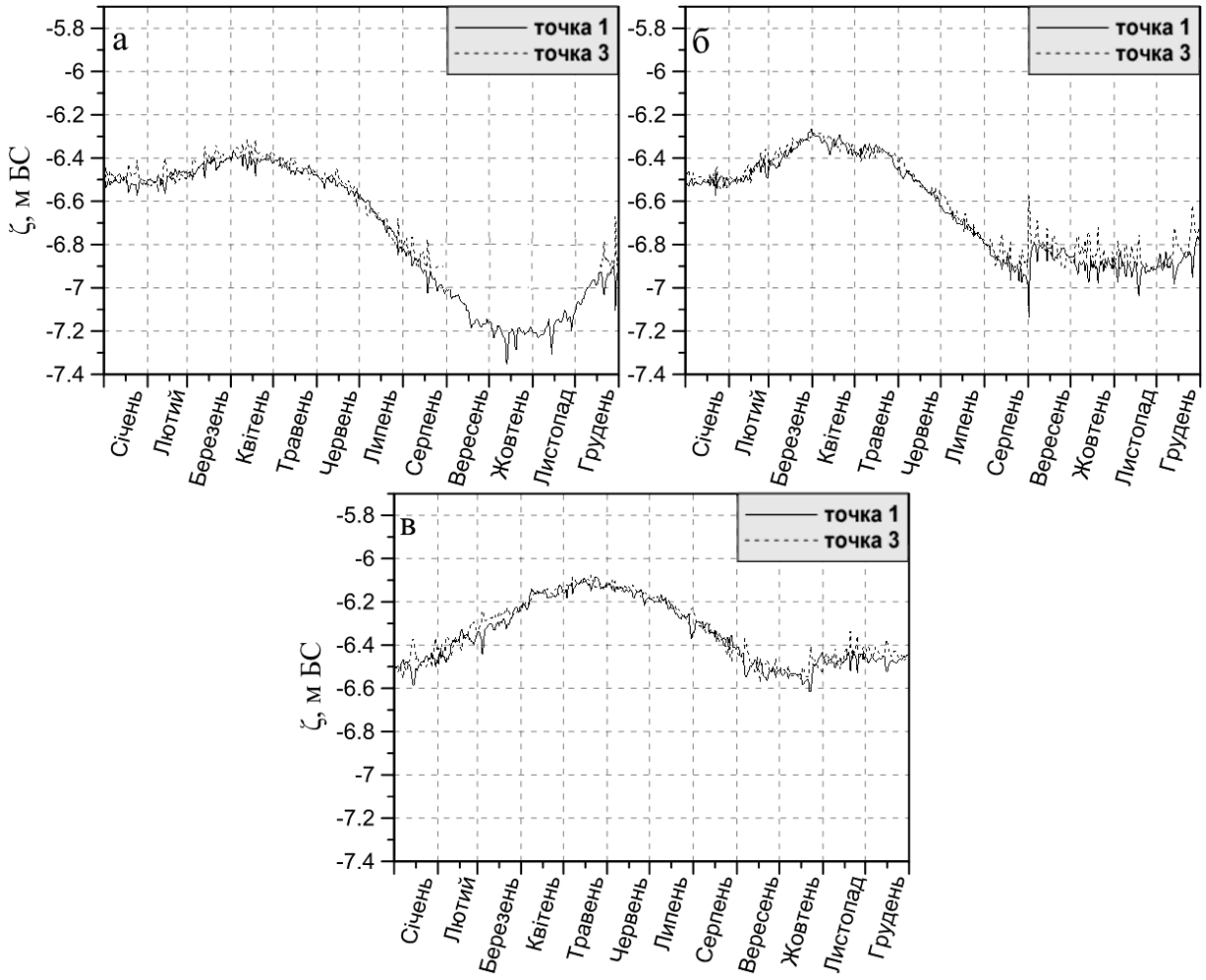

Рисунок 4.32 – Змодельована внутрішньорічна мінливість відмітки рівня води, м БС, у Куяльницькому лимані в контрольних точках 1 та 3 для маловодного (2018) (а), середнього за водністю (2025) (б) та багатоводного (2021) (в) типового року сучасного кліматичного періоду XXI ст. за умови надходження до лиману 25% від обсягів природного річкового стоку

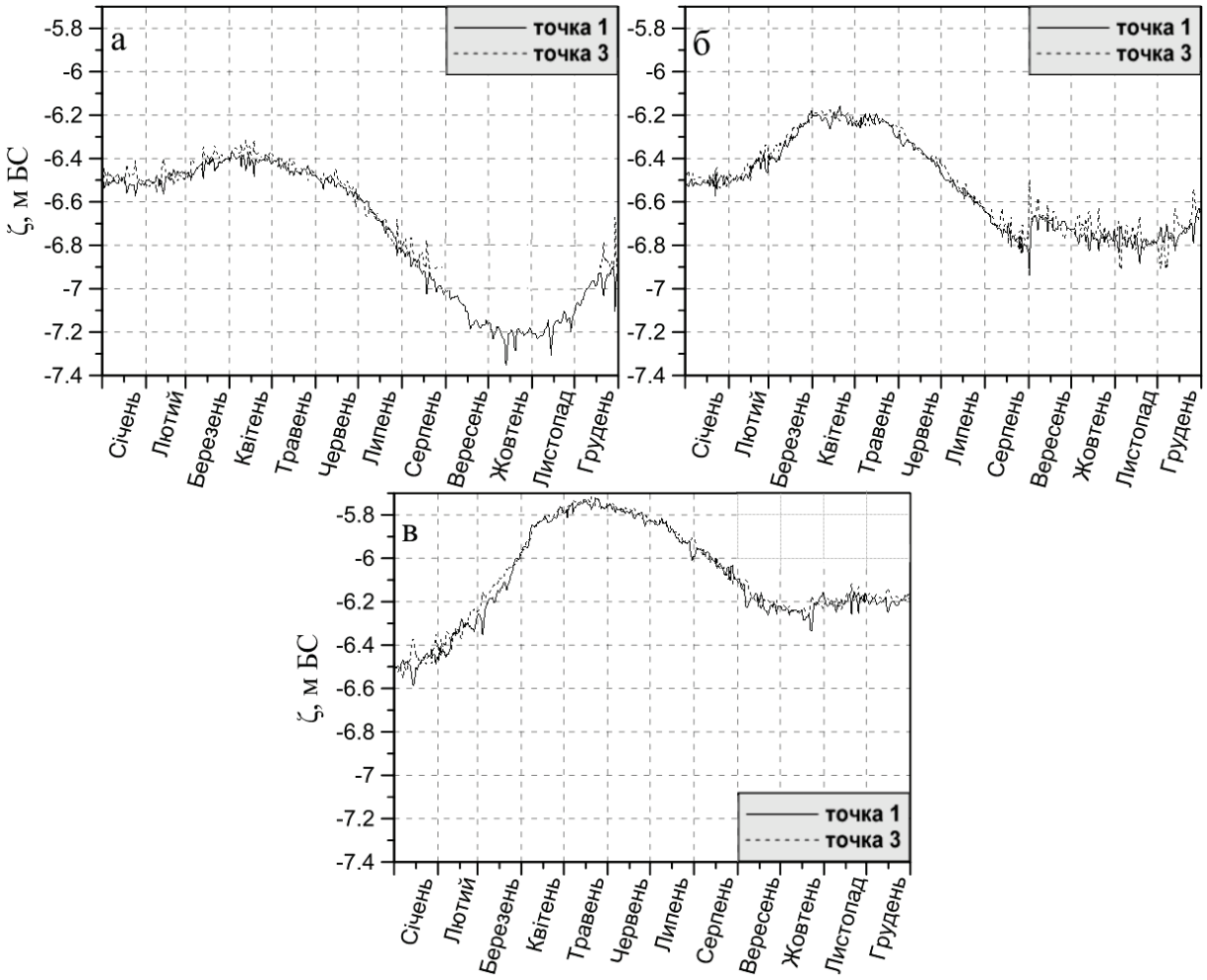

Рисунок 4.33 – Змодельована внутрішньорічна мінливість відмітки рівня води, м БС, у Куяльницькому лимані в контрольних точках 1 та 3 для маловодного (2018) (а), середнього за водністю (2025) (б) та багатоводного (2021) (в) типового року сучасного кліматичного періоду XXI ст. за умови надходження до лиману 75% від обсягів природного річкового стоку

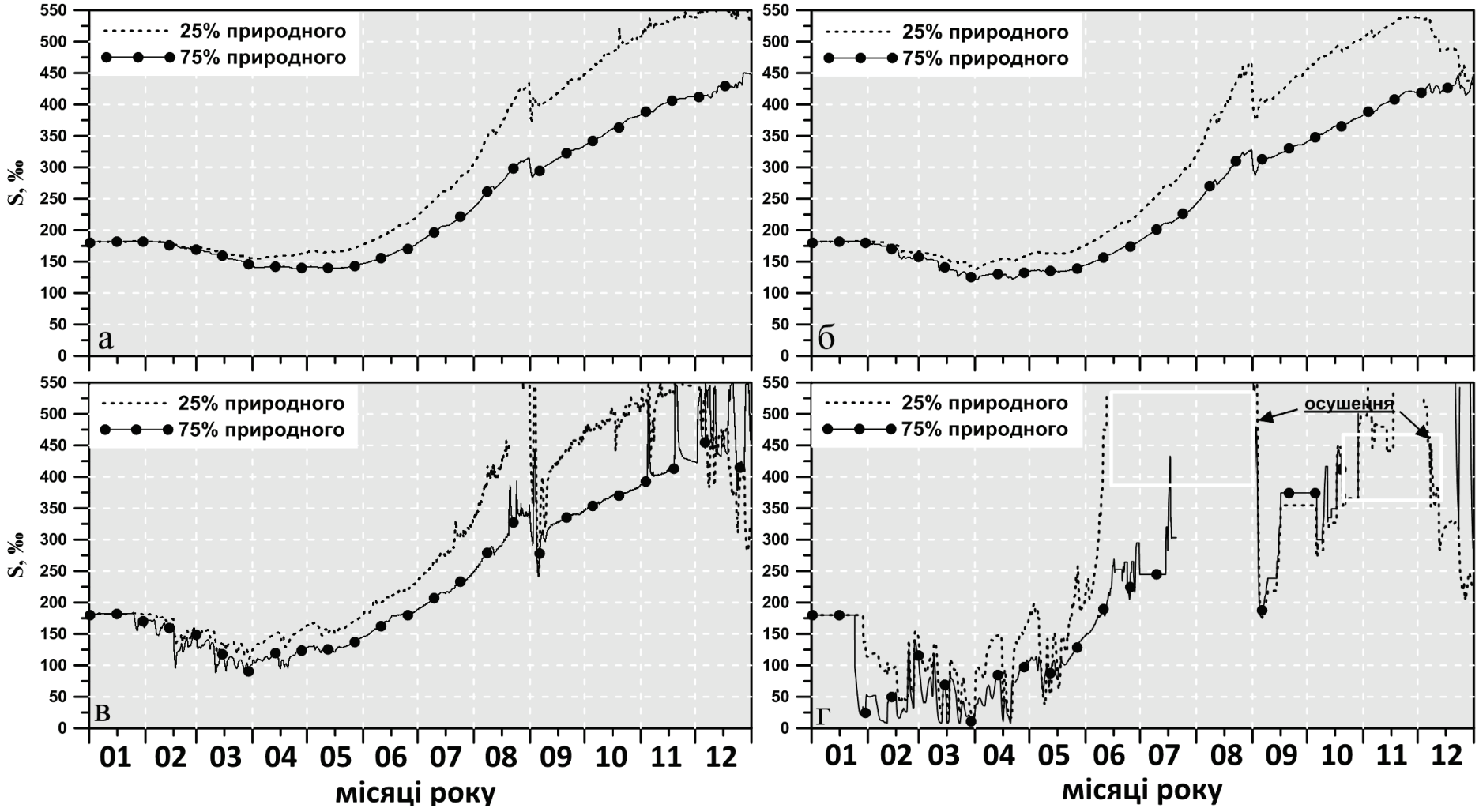

Рисунок 4.34 – Отримана в результаті моделювання часова мінливість солоності поверхневого шару вод Куяльницького лиману протягом середнього за водністю 2025 року (75% та 25% природного стоку): а – контрольна точка №1; б – контрольна точка №2; в – точка №3; г – точка №4

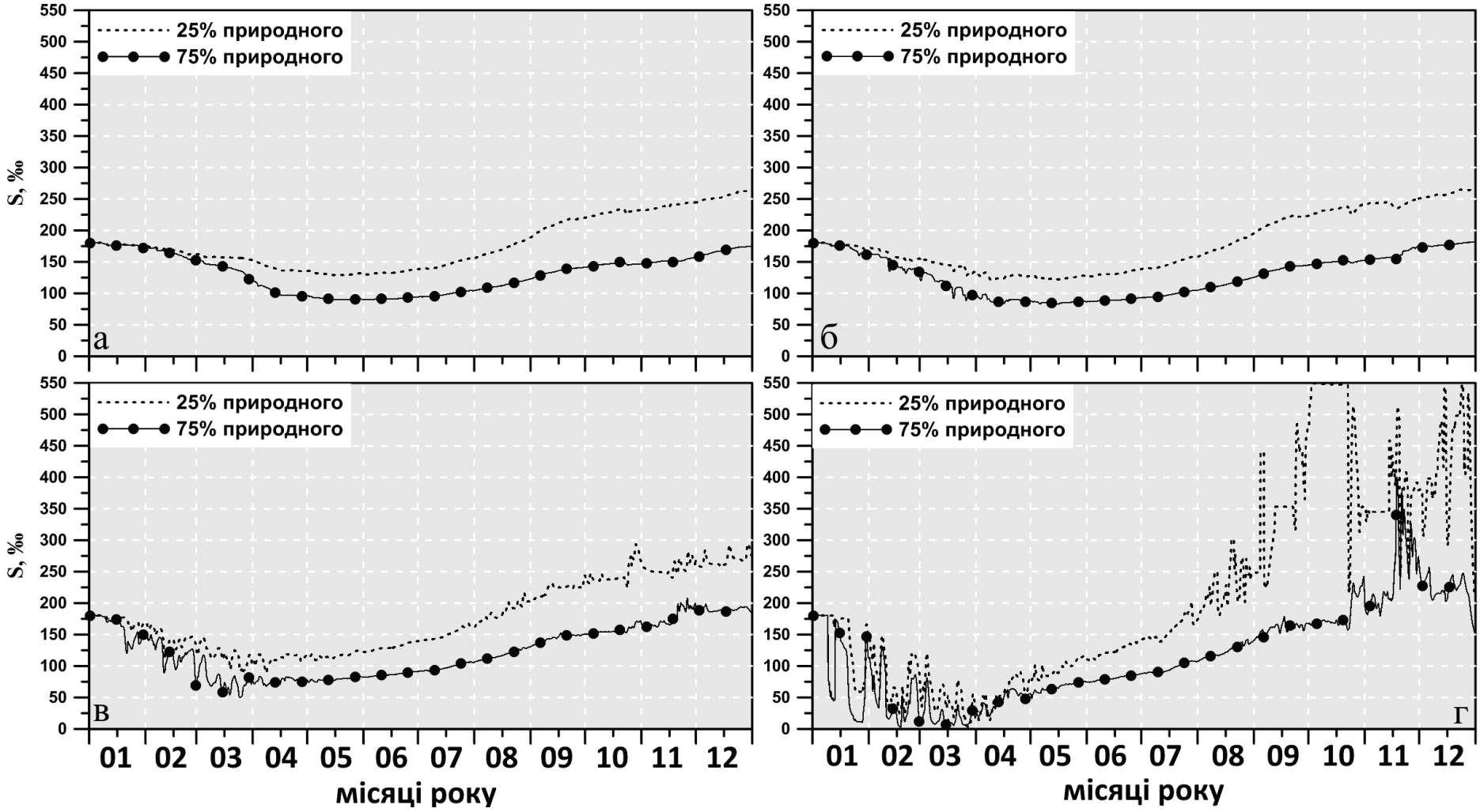

Рисунок 4.35 – Отримана в результаті моделювання часова мінливість солоності поверхневого шару вод Куяльницького лиману протягом багатоводного 2021 року (75% та 25% природного стоку): а– контрольна точка №1; б – контрольна точка №2; в –точка №3; г – точка №4

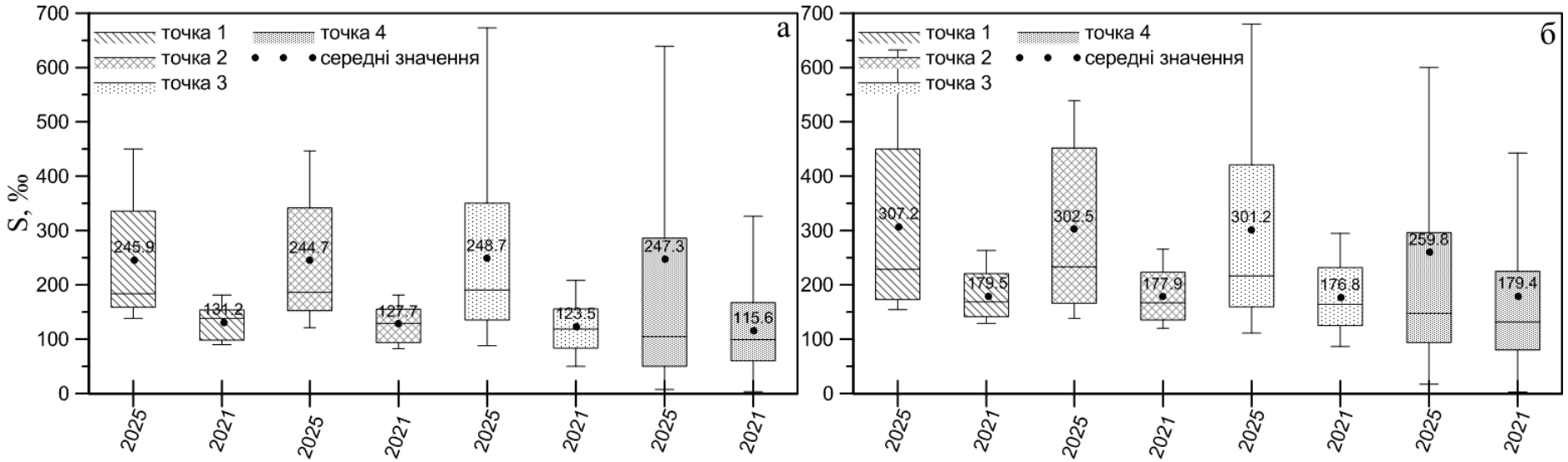

Рисунок 4.36 – Характеристики мінливості солоності вод, ‰, в різних контрольних точках на акваторії Куяльницького лиману для середнього за водністю (2025) та багатоводного (2021) типового року сучасного кліматичного періоду XXI ст. за умови надходження до нього 75% (а) та 25% (б) обсягів розрахованого природного стоку р. В. Куяльник.

Приведені значення 0,25 та 0,75-квантилей; медіанні (риски) та середні (точки) значення; мінімальні (нижні вуса) та максимальні (верхні вуса) значення

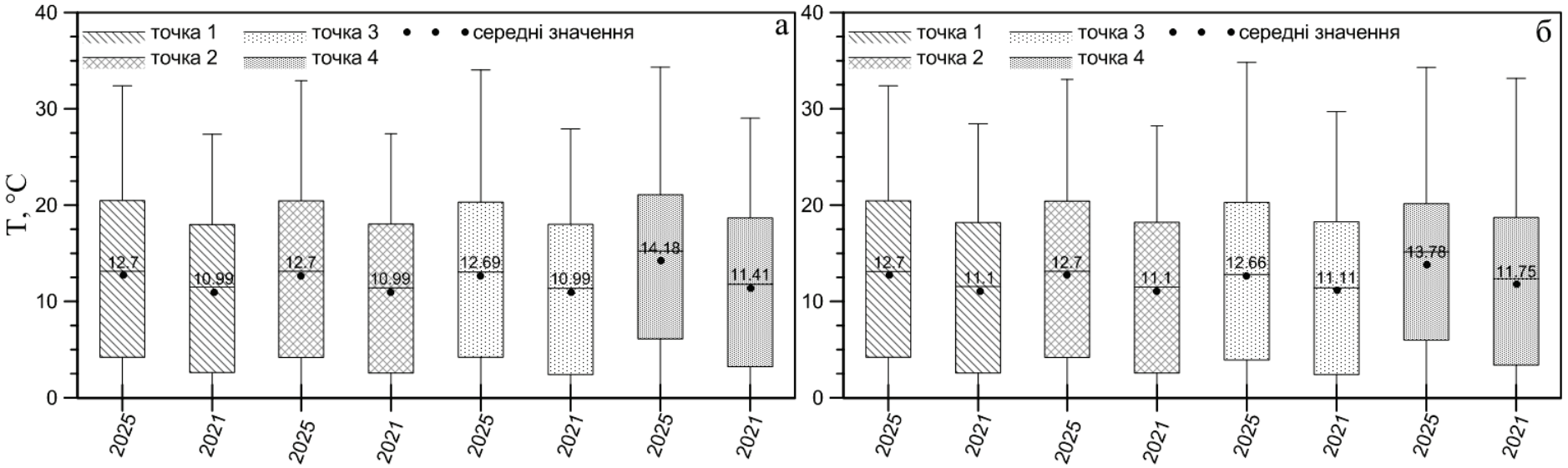

Рисунок 4.37 – Характеристики мінливості температури води, ° С, в різних контрольних точках на акваторії Куяльницького лиману для середнього за водністю (2025) та багатоводного (2021) типового року сучасного кліматичного періоду XXI ст. за умови надходження до нього 75% (а) та 25% (б) обсягів розрахованого природного стоку р. В. Куяльник.

Приведені значення 0,25 та 0,75-квантилей; медіанні (риски) та середні (точки) значення; мінімальні (нижні вуса) та максимальні (верхні вуса) значення

ВИСНОВКИ

В представленій монографії авторами вирішена актуальна проблема визначення та кількісного обґрунтування, на підставі результатів сценарного гідротермодинамічного моделювання, основних складових стратегії стабілізації гідрологічного режиму закритих лиманів північно-західного Причорномор'я (на прикладі Тилігульського та Куяльницького лиманів) в умовах змін клімату. Результати, отримані при виконанні дослідження дозволяють зробити наступні висновки.

Властивості сучасної гідротермодинамічної моделі Delft3D-FLOW, підтверджені в ході адаптації до умов досліджуваних лиманів та верифікації моделі, дозволяють застосовувати її для вирішення широкого кола прикладних задач, пов'язаних з науковим обґрунтуванням планів водного менеджменту «закритих» лиманів північно-західного Причорномор'я, з урахуванням антропогенного навантаження та кліматичних змін.

За результатами імітаційного моделювання вперше визначені особливості просторової структури сталих вітрових течій в Куяльницькому лимані, які за загальною схемою схожі з розрахованими для Тилігульського лиману. Відмінності полягають в тому, що в Куяльницькому лимані, внаслідок відгінно-нагінних явищ може значно змінюватись площа водної поверхні лиману, а Тилігульський лиман, внаслідок наявності кіс, поділяється на чотири частини, інтегральний по глибині водообмін між якими утруднений. Через наявність глибоких улоговин, в Тилігульському лимані під дією вітру можуть утворюватись локальні зони дивергенції поверхневих течій, яким відповідає підтік в прибережну мілководну зону глибинних вод, збіднених киснем.

На підставі результатів моделювання визначені особливості формування внутрішньорічної мінливості характеристик гідрологічного режиму досліджуваних лиманів у сучасних умовах, які полягають у наступному.

Для Тилігульського лиману: (1) при сильних поздовжніх вітрах відбуваються значні коливання глибини залягання верхньої границі різкого сезонного термоклину на північній та південній підводних межах глибоких улоговин у південній та центральній частинах лиману; (2) в літні місяці з інтенсивним випаровуванням, джерелом осолонення лиману є Балайська затока, а також мілководна північна частина лиману; (3) при слабких

вертикальних градієнтах температури води лиману влітку можливе утворення шарів зі зниженою солоністю в її вертикальному профілі.

Для Куяльницького лиману: (1) внаслідок дії вітру різниця відміток рівня води між окремими ділянками в північній та південній частинах лиману може досягати 0,35-0,6 м за середньої глибини лиману 0,8-1,0 м; (2) навіть відносно слабкі вітри можуть значно змінювати площу водного дзеркала лиману і таким чином впливати на обсяги випаровування; (3) виключно важливу роль у формуванні внутрішньорічної мінливості рівня та солоності води в лимані відіграють зливові опади; (4) через морфологічні особливості ложа лиману та його мілководність, на мінливість гідрологічних умов у ньому значно впливає надходження прісних вод від тимчасових водотоків яружно-балкової системи лиману, зливових та стічних вод через лоткові водостоки.

За результатами моделювання просторово-часової мінливості гідрологічних характеристик Тилігульського лиману протягом типових років різних кліматичних періодів XXI ст. після реконструкції з'єднувального каналу і забезпечення його безперервного функціонування протягом року встановлено, що: (1) середньорічна температура води поверхневого шару вод в лимані буде підвищуватись протягом XXI ст., але з меншою швидкістю ніж температура повітря; (2) в глибоких частинах лиману до 2070 р. буде відбуватись підвищення температури вод придонного шару, а в період 2071-2098 рр. – збільшення стійкості вод до вертикального турбулентного перемішування, що очікувано погіршить кисневий режим лиману; (3) протягом століття буде відбуватись скорочення періоду домінування витоку вод з лиману в море у багатоводні роки, збільшення періоду домінування надходження вод з лиману в море і, на цьому фоні, підвищення ролі відгінно-нагінних коливань рівня моря у регулюванні гідроекологічного режиму водойми; (4) при збереженні сучасного рівня водогосподарської діяльності на водозборі річки Тилігул (побутовий стік) буде відбуватись щорічне накопичення солей в лимані; (5) збільшення річкового стоку до 75% від природних значень не вирішує повністю проблему засолення лиману, але дозволить зменшити його темпи.

Застосування гідротермодинамічної моделі Delft3D-FLOW дозволило визначити найбільш ефективні стратегії стабілізації гідрологічного режиму досліджуваних лиманів в кліматичних умовах XXI ст., які полягають у наступному.

Для Тилігульського лиману: (1) реконструкція з'єднувального каналу шляхом його поглиблення для забезпечення різноспрямованого водообміну лиману з морем (внаслідок впливу ініційованих вітром відгінно-нагінних коливань рівня води в лимані і морі) та часткового виведення з лиману накопичених запасів солей; (2) забезпечення безперервної протягом року роботи поглибленого каналу, що дозволить зменшити річну амплітуду коливань рівня води в лимані при більш високій середньорічній позначці його рівня, зменшити солоність води в лимані в результаті інтенсивного різноспрямованого водообміну з морем протягом усього року, знизити темпи багаторічного зростання солоності вод в лимані; (3) спорудження ефективної хвиле- і наносозахисної гідротехнічної споруди в морській частині штучного каналу «море-лиман», здатної забезпечити мінімальне занесення каналу піском протягом року; (4) обов'язкове періодичне вилучення акумульованих наносів зі споруди для забезпечення її довгострокової експлуатації; (5) максимально можливе відновлення обсягів природного стоку річок в лиман для зменшення багаторічної тенденції підвищення солоності його вод до мінімуму.

Для Куяльницького лиману: (1) поповнення морською водою є необхідною складовою водного менеджменту лиману для забезпечення стабілізації його гідрологічного режиму і гідроекологічних умов в лимані; (2) провадження водного менеджменту на водозборі річки Великий Куяльник, реалізація різних інженерно-технічних заходів, спрямованих на збільшення стоку річки в Куяльницький лиман, будуть суттєво впливати на його гідроекологічний режим лише у разі забезпечення надходження до лиману не менш 75% від обсягів природного стоку річки; (3) збільшення стоку річки Великий Куяльник навіть до 75% від природного не здатне самостійно забезпечити стабілізацію гідроекологічного режиму лиману без періодичного поповнення його морською водою Одеської затоки в маловодні і середньоводні роки, здійснення заходів щодо стабілізації та збільшення надходження вод від інших водотоків, які впадають в лиман.

Представлені та апробовані в роботі методики застосування чисельної гідротермодинамічної моделі Delft3D-FLOW для визначення доцільності та ефективності різних шляхів стабілізації гідрологічного режиму Тилігульського та Куяльницького лиманів можуть бути поширені на інші «закриті» лимани північного-західного Причорномор'я для розробки наукового обґрунтування планів їх водного менеджменту, з урахуванням антропогенного навантаження і кліматичних змін.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Kjerfve B. Coastal Lagoons. Coastal Lagoon Processes / Edited by B. Kjerfve. *Elsevier Oceanography Series*, Elsevier, 1994. Vol. 60. Pp. 1-8. https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70006-0.

2. Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья: монография / Одесский государственный экологический университет; под ред. Ю. С. Тучковенко, Е. Д. Гопченко. Одесса: ТЭС, 2012. 224 с. ISBN 978-966-2389-61-6.

3. Тучковенко Ю. С. Гидрологические условия как фактор, определяющий экологическое состояние лиманов северо-западного Причерноморья. *Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення*: матеріали Всеукр. науково-практ. конф. 12-14 вересня. Одеса: ОДЕКУ, 2012 р. С. 27-31.

4. Тимченко В. М. Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо-Западного Причерноморья. Киев: Наук. думка, 1990. 240 с. ISBN 5-12-001793-2.

5. Розенгурт М. Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов одесских лиманов. Киев: Наук. думка, 1974. 224 с.

6. Лиманы Северного Причерноморья / Полищук В. С., Замбриборщ Ф. С., Тимченко В. М. и др. Киев: Наук. думка, 1990. 204 с.

7. Хатчинсон Д. Лимнология. Москва: Прогресс, 1969. 355 с.

8. Современный гидрологический режим и динамика вод Тилигульского лимана / Тучковенко Ю. С. и др. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2011. №9. С. 192-209.

9. Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману: монографія / Од. держ. еколог. ун-т; за ред. Ю. С. Тучковенка, Н. С. Лободи. Одеса: ТЕС, 2014. 277 с.

10. Моделювання змін рівня, температури, солоності у Чорному та Азовському морях та їх впливу на навколишнє природне морське середовище згідно сценаріїв змін клімату в XXI столітті. Звіт про НДР (етап №1). Науковий керівник проєкту: д. фіз.-мат. н., проф. В. С. Мадерич. № держ. реєстр. 0115U004748, 2015. 248 с. URL: http://contest.dffd.gov.ua/sites/default/files/report/Zvit_64.22_2015.pdf.

11. Тучковенко Ю. С., Адобовский В. В., Тучковенко О. А. Характеристика изменчивости термохалинных условий Тилигульского лимана в современный период. *Вісник Одеського державного екологічного*

університету. 2014. № 17. С. 197-204.

12. Тучковенко Ю. С., Иванов В. А., Тучковенко О. А. Моделирование водообмена Тилигульского лимана с Черным морем. *Морской гидрофизический журнал*. 2012. № 5. С. 42-58.

13. Северо-западная часть Черного моря: биология и экология: монография / Одесский филиал Ин-та биологии южных морей НАН Украины; под ред. Ю. П. Зайцева, Б. Г. Александрова, Г. Г. Миничевой. Киев: Наукова думка, 2006. С. 422-427.

14. Ковтун О. А. Фитобентос Тилигульского лимана (Черное море, Украина). Эколого-биологическая, морфологическая и таксономическая характеристика. LAMBERT Academic Publishing, 2012. 353 с.

15. Водний режим та гідроекологічні характеристики Куяльницького лиману: монографія / Од. держ. еколог. ун-т; за ред. Н. С. Лободи, Є. Д. Гопченка. Одеса: ТЕС, 2016. 332 с.

16. Оцінка багаторічних змін складових водного балансу Куяльницького лиману для розробки рекомендацій по збереженню його природних ресурсів: звіт з НДР ДР 0109U004794 (науковий керівник: Є. Д. Гопченко) / Од. держ. екол. ун-т. Одеса, 2009. 90 с.

17. Стан гідрографічної мережі річки Великий Куяльник в умовах водогосподарських перетворень на її водозбірному басейні: звіт з НДР ДР 0110U008226 (науковий керівник: Є. Д. Гопченко) / Од. держ. екол. ун-т. Одеса, 2011. 165 с.

18. Фельзенбаум А. И. Теоретические основы и методы расчета установившихся морских течений. Москва: Изд-во АН СССР, 1960. 122 с.

19. Фельзенбаум А. И. Динамика морских течений. Итоги науки и техники. Механика. Гидромеханика, 1968. Москва: ВИНИТИ, 1970. С. 97-339.

20. Вольцингер Н. Е., Пясковский Р. В. Теория мелкой воды. Океанологические задачи и численные методы. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1977. 207 с.

21. Лонин С. А., Тучковенко Ю. С. Водообмен лимана Сасык и Черного моря. *Водные ресурсы*. 1995. Т. 22. № 4. С. 107-117.

22. Стабилизация гидрологического и гидрохимического режимов Тузловских лиманов путем регулирования водообмена с морем / Гопченко Е. Д. и др. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2005. №1. С. 187-194.

23. Регулирование гидроэкологического режима Дофиновского

лимана / Тучковенко Ю. С. и др. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2008. №3. С. 124-147.

24. Современный гидрологический режим и динамика вод Тилигульского лимана / Тучковенко Ю. С. и др. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2011. №9. С. 192-209.

25. Hess, K. W. MECCA Programs documentation: Technical Report / NOAA. NESDIS 46. Washington, D. C., 1989, 97 p.

26. Hess, K. W. Mecca2 Program Documentation. NOAA Technical Report / NOS CS 5. Silver Spring, MD, 2000, 49 p.

27. Иванов В. А., Тучковенко Ю. С. Прикладное математическое моделирование качества вод шельфовых морских экосистем. Севастополь: МГИ НАН Украины. 2006. 368 с.

28. Бровченко І. О., Мадерич В. С., Терлецька К. В. Разномасштабное численное моделирование циркуляции в Черном море и Днепро-Бугском лимане. *Системи підтримки прийняття рішень. Теорія і практика (СППР 2015)*: матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. 7 червня. Київ, 2015. С. 89-92. URL: http://conf.atsukr.org.ua/conf_files/conf_dir_24/Brovchenko_sppr2015.pdf

29. Zhang Y.-L., Baptista A. M. SELFE: A semi-implicit Eulerian-Lagrangian finite element model for cross-scale ocean circulation. *Ocean Modelling*. 2008. 21. Pp. 71-96.

30. Delft3D-FLOW, source-code / Deltares, Delft, the Netherlands, 2017. URL: http://oss.deltares.nl/web/delft3d/source-code (Accessed: 15.09.2020).

31. Delft3D-FLOW – Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments. User Manual. Hydro-Morphodynamics. Version 3.15, Revision 60015 / Deltares systems, Delft, the Netherlands, 2019, 708 p. URL: http://content.oss.deltares.nl/delft3d/manuals/Delft3D-FLOW_User_Manual.pdf. (Accessed: 16.01.2020).

32. Background papers and supporting data on the International Equation of State of Seawater, 1980 / Unesco/ICES/SCOR/IAPSO Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards. Sidney, Canada, 1981. 192 pp. URL: http://unesdoc.unesco.org/images/0004/000473/047363eb.pdf (Accessed: 15.09.2020).

33. Mellor G. L., Blumberg A. F. Modelling vertical and horizontal diffusities and the sigma coordinate system. Monthly Weather Review. 1985. Vol. 113. Pp. 1379-1383.

34. Wu Jin. The sea surface is aerodynamically rough even under light winds. *Boundary layer Meteorology*. 1994. 69. Pp. 149-58.

35. Nikuradse J. Laws of turbulent flow in smooth pipes (English translation). 1966. Vol. TT F-10, 359 p. NASA (1932).

36. Gill A. E. Atmosphere-Ocean Dynamics. International Geophysics Series. Academic Press, 1982. Vol. 30. 680 p.

37. Lane A. The heat balance of the North Sea. Tech. Rep. 8. Proudman Oceanographic Laboratory. 1989. pp. 243-254.

38. Панин Г. Н., Брезгунов В. С. О влиянии солености воды на ее испарение Известия РАН. *Физика атмосферы и океан*. 2007. Том 43. №5. С. 718-720.

39. Leendertse J. J. Aspects of a computational model for long-period water-wave propagation: Ph. D. Thesis / Rand Corporation, Santa Monica. 1967.

40. Leendertse J. J. Turbulence modelling of surface water flow and transport: part IVa. *Journal of Hydraulic Engineering*. 1990. 114 (4). Pp. 603-606.

41. Leendertse J. J., Alexander R. C., Liu David Shiao-Kung. A Three-Dimensional Model for Estuaries and Coastal Seas: Volume I, Principles of Computation. Santa Monica, CA: RAND Corporation. 1973. URL: https://www.rand.org/pubs/reports/R1417.html. (Accessed: 15.09.2020)

42. Флетчер К. Вычислительные методы в динамике жидкостей. В 2-х томах. Т. 1 / пер. с английского В. Ф. Каменецкого; под ред. Л. И. Турчака. Москва: Мир, 1991. 504 с. С. 359-364.

43. Науково-дослідні роботи з гідрологічного, гідрохімічного, гідробіологічного та медико-біологічного обстеження стану Куяльницького лиману та морської води з Одеської затоки: частина (лот) 1 – гідрологічне обстеження на 2017 рік. Звіт про НДР (заключний). Науковий керівник НДР: д. геогр. н., проф. Н. С. Лобода. № держ. реєстр. 0116U007903, 2017. 149 с. URL: http://eprints.library.odeku.edu.ua/4347/1/Zvit_G%28z%29_LobodaNS_0116U007903_2017_149.pdf.

44. Evaluation of climate scenarios for the lagoons / Wörner V., Hesse C., Stefanova A., Krysanova V.; Potsdam Institute for Climate Impact Research. 2012. 40 p.

45. Сайт проєкту ENSEMBLES. URL: http://ensemblesrt3.dmi.dk (дата звернення 15.09.2020 р.).

46. Вибір типових років в басейні Тилігульського лиману при розрахунках стоку за сценарієм М10 / Н. С. Лобода та ін. *Лимани північно-*

західного Причорномор'я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення: матеріали Всеукр. наук.-практ. конф., 1-3 жовтня. Одеса. 2014. С. 28-30.

47. Отченаш Н. Д. Обґрунтування вибору регіональної кліматичної моделі для аналізу кліматичних змін та водних ресурсів в межах водозбору Куяльницького лиману. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2015. Вип. 19. С. 120-125.

48. Coastal Lagoons in Europe: Integrated Water Resource Strategies / Edited by: A. I. Lillebø , P. Stålnacke, G. D. Gooch. London : IWA Publishing, 2015. 227 p.

49. Гопченко Е. Д., Лобода Н. С. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях): монографія. Киев: КНТ, 2005. 188 с.

50. Лобода Н. С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: монография. Одесса: Экология, 2005. 208 с.

51. Лобода Н. С., Божок Ю. В. Вплив змін клімату на водні ресурси водозбору Куяльницького лиману у сценарних кліматичних умовах. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2015. №16. С. 189-195. https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.25

52. Лобода Н. С., Божок Ю. В. Оцінка водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману в умовах змін глобального клімату. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2014, Т.1(32). С. 32-40.

53. Ю. С. Тучковенко, Кушнір Д. В., Лобода Н. С. Оценка влияния условий водообмена с морем на изменчивость уровня и солености воды в Тилигульском лимане. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2015. №16. С. 232-241. https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.30

54. Chow Ven Te. Open-Channel Hydraulics. McGraw-Hill, New York, 1959. 680 p.

55. Окубо А., Озмидов Р. В. Эмпирическая зависимость коэффициента горизонтальной диффузии в океане от масштаба явления. *ФАО*. 1970. Т. VI, №5. С. 534-536.

56. Мелкомасштабная структура гидрофизических полей верхнего слоя океана / Карлин Л. Н., Клюйков Е. Ю., Кутько В. П.; под ред. Ю. П. Доронина и В. Н. Степанова. Москва: Московское отделение Гидрометеоиздата, 1988. 164 с.

57. Josey S. A., Kent E. C., Taylor, P. K. The Southampton

Oceanography Centre (SOC) Ocean-Atmosphere, Heat, Momentum and Freshwater Flux Atlas Southampton, UK. Southampton Oceanography Centre. 1998. 30 p. (Southampton Oceanography Centre Report, 6)

58. Тучковенко Ю.С., Кушнир Д. В. Моделирование ветровой циркуляции вод в Тилигульском лимане. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2013. Вип. 16. С. 149-158.

59. Репетин Л. Н., Белокопытов В. Н. Режим ветра северо-западной части Черного моря и его климатические изменения. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2009. Вып. 17. С. 225-243.

60. Гидрометеорологические условия морей Украины: в 2 т. Т. 2: Черное море / под ред. Ильина Ю. П., Репетина Л. Н., Белокопытова В. Н. Севастополь: МО УкрНИГМИ, 2012. 421 с.

61. 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), ДР № 0113U000696. Од. держ. еколог. ун-т. Одеса, 2014. 375 с.

62. 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*. 1999. Т. 1, вып. 13. С. 58-66.

63. Bijker E. W. Alongshore transport computations. *Journal of Waterways, Harbors and Coastal Engineering Division*. 1971. Vol. 97, ww4. Pp. 687-701.

64. Abbott M. B., Price W. A. Coastal, Estuarial and Harbour Engineer's Reference Book. London: CRC Press, 1994. https://doi.org/10.1201/9781482267020.

65. Charlier Roger H., DeMeyer Christian C. P. Coastal Erosion: Response and Management (Lecture Notes in Earth Sciences). Heidelberg and Berlin: Springer Verlag, 1998. xvi. 343 p. ISBN: 78-3-540-600-22-1.

66. Разработка проектно-сметной документации для конструкции соединительного канала между Тилигульским лиманом и Черным морем на территории Коминтерновского района Одесской области: техническое заключение. Книга 2: Инженерно-геологические изыскания / ООО «Регионстрой ПБ». Одесса, 2015. 16 с.

67. Моделювання зміни гідроекологічних умов в лиманах північно-західного Причорномор'я в контексті змін клімату у XXI ст. на

прикладі Тилігульського лиману: Звіт з НДР, ДР №0116U002607 / Од. держ. еколог. ун-т. Одеса, 2016. 90 с.

68. Чисельне моделювання змін рівня Чорного і Азовського морів в рамках сценаріїв кліматичних змін у XXI ст. / Мадерич В. С., Ковалець І. В., Терлецька К. В., Бровченко І. О. *Системи підтримки прийняття рішень. Теорія і практика (СППР 2017)*: матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. 5 червня. Київ. 2017. С. 44-45.

69. Морские устья рек Украины: ч.1: Учебник в 2-х частях / под. ред. В. А. Иванова, Р. Я. Миньковской. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. С. 327-356.

70. Миньковская Р. Я. Океанография морского устья рек Днепр и Южный Буг: монография / Морской гидрофизический институт НАН Украины. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. С.190-231.

71. Метеопост. Архів метеоданих у м. Одесі. URL: http://meteopost.com/weather/archive/ (дата звернення: 16.05.2017 р.).

72. Тучковенко Ю. С., Кушнір Д. В. Результати чисельного моделювання внутрішньорічної мінливості характеристик гідрологічного режиму Куяльницького лиману. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2016. № 17. С. 137-149. https://doi.org/10.31481/uhmj.17.2016.15

73. Адобовский В. В., Богатова Ю. И. Особенности современного гидролого-гидрохимического режима Куяльницкого лимана и прогнозная оценка его составляющих в условиях возможного пополнения водоема морскими и пресными водами. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2013. №13. С. 127-137.

74. Kocyigit, M. B., Falconer, R. A. Modelling of wind-induced currents in water basins. *Water Management*. 2004. 157. Pp. 197-210.

75. Гриб О. М. Історичні відомості про штучне поповнення Куяльницького лиману водами інших водойм. *Лимани північно-західного Причорномор'я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення*: матер. Всеукр. наук.-практ. конф., 1-3 жовтня. Одеса. 2014. С. 61-63.

76. Богатова Ю. И. Гидрохимический режим Куяльницкого лимана в современный период. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2016. Вип. 20. С. 61-68.

77. Оценка качества воды Куяльницкого лимана по комплексу гидрохимических показателей с применением геоинформационных систем / Энан А. А., Шихалеева Г. Н., Сизо А. В. и др. *Вісник Одеського*

Національного Університету ім. І.І. Мечнікова. 2010. Т. 15, вип. 13. С. 61-71.

78. Тучковенко Ю. С., Кушнир Д. В., Гриб О. Н. Моделирование ветровой циркуляции вод и денивеляций уровня в Куяльницком лимане. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2017. Вип. 22. С. 164-174.

79. Метеопост. Клімат Одеси (кліматична норма). URL: http://meteopost.com/weather/climate-normals/odessa/ (дата звернення: 16.05.2020 р.).

80. Казаков А. Л. Об использовании различной информации по ветру в прикладных исследованиях. *Метеорологія, кліматологія та гідрологія*. 2005. №49. С. 190-203.

81. Кліматичний кадастр України. Київ: Державна гідрометеорологічна служба та ін., 2006. URL: http://www.cgo.kiev.ua/index.php?dv=pos-klim-kadastr (дата звернення: 18.07.2020 р.).

82. Тучковенко Ю. С., Кушнір Д. В., Лобода Н. С. Результати чисельного моделювання внутрішньорічної мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману за різних обсягів стоку річки Великий Куяльник. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2017. № 20. С. 105-119. https://doi.org/10.31481/uhmj.20.2017.13

ДОДАТКИ

ДОДАТОК А

Результати моделювання типової вітрової циркуляції вод в Тилігульському лимані

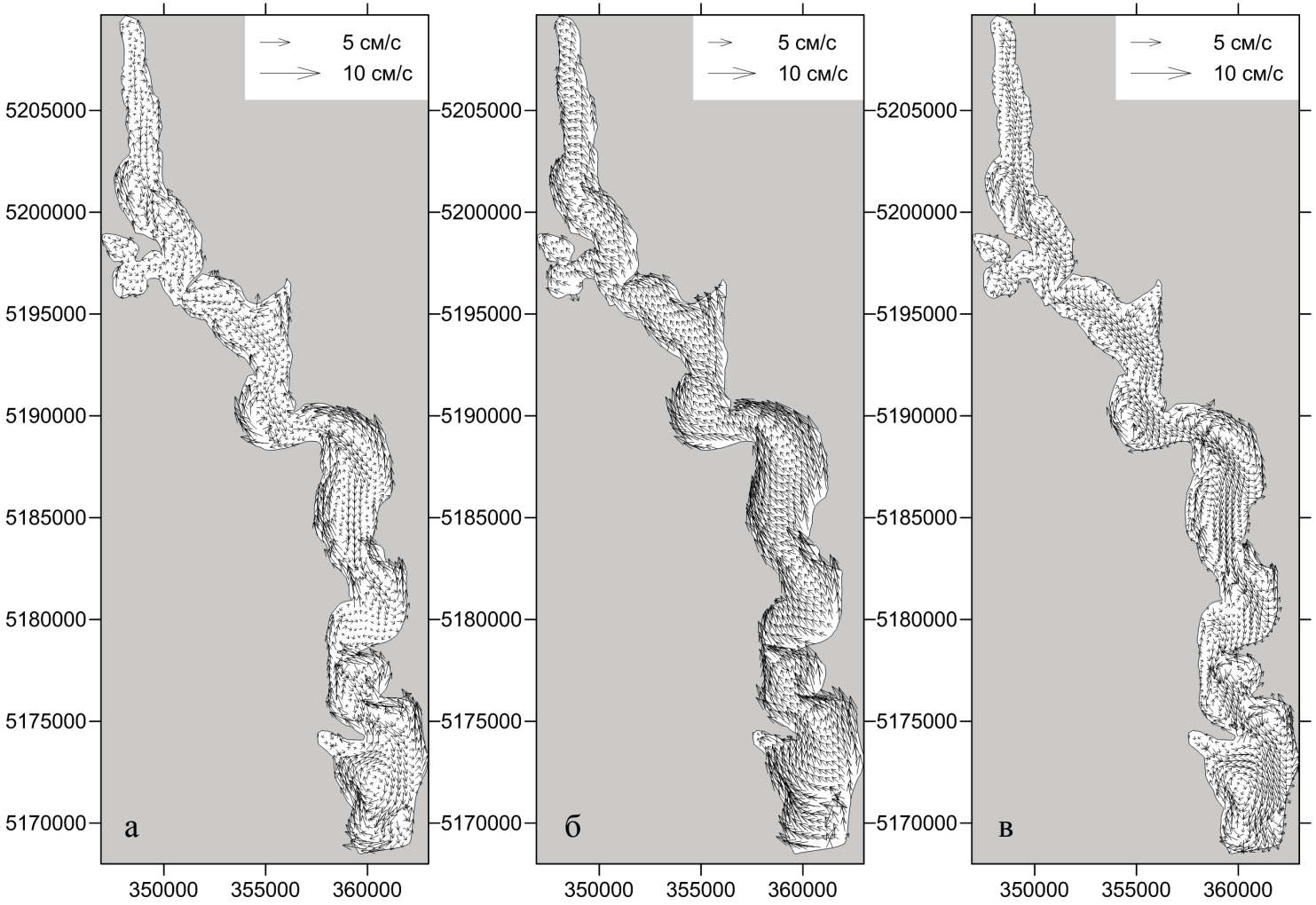

Рисунок А.1 – Поля векторів середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі південно-східного напрямку швидкістю 5 м/с

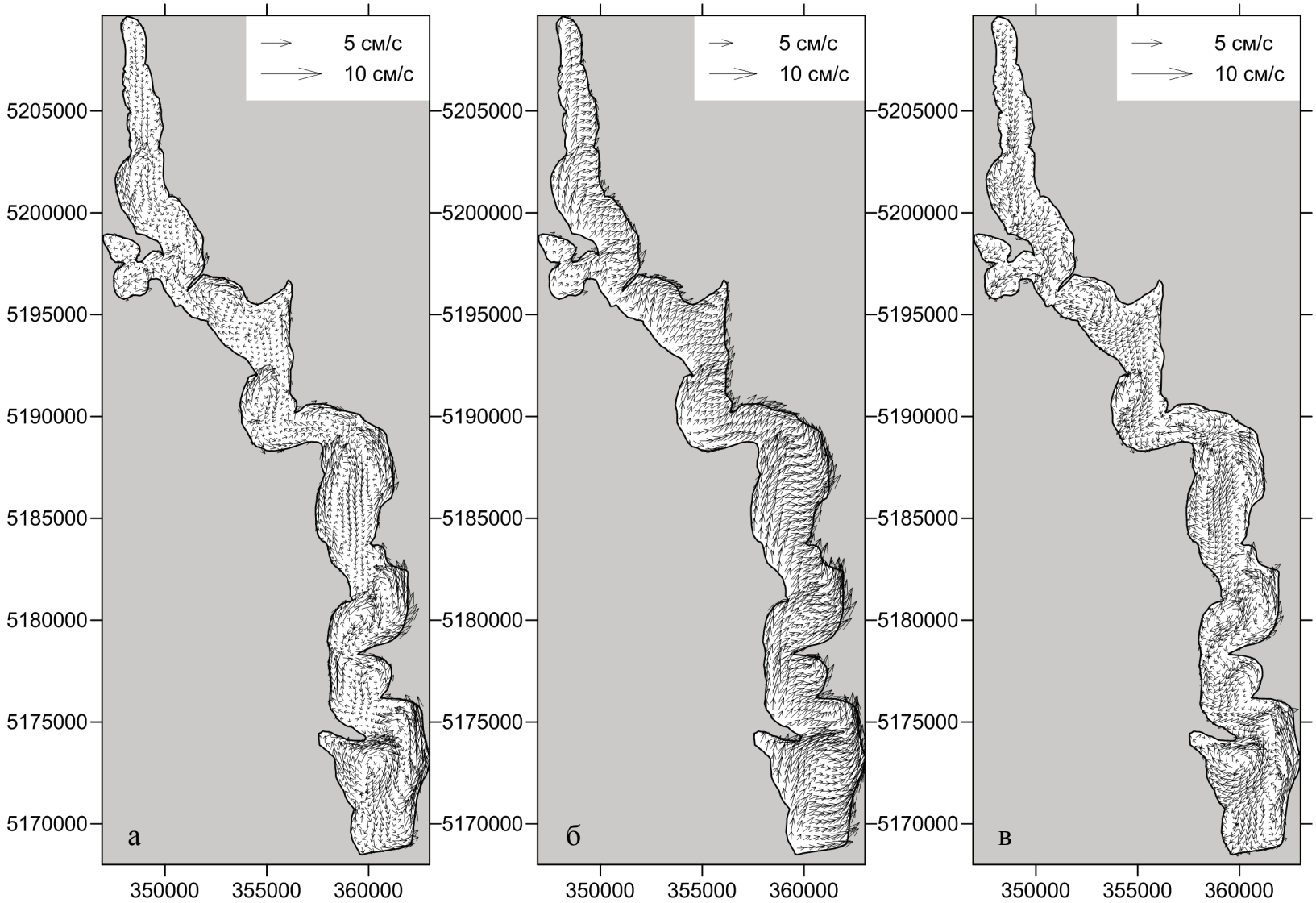

Рисунок А.2 – Поля векторів середніх за глибиною (а), поверхневих (б) и придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі південно-західного напрямку швидкістю 5 м/с

ДОДАТОК Б

Вихідні дані для дослідження впливу умов водообміну з морем на мінливість гідрологічних характеристик Тилігульського лиману

Таблиця Б.1 – Середні місячні витрати **природного** стоку, $м^3/с$, річок басейну Тилігульського лиману для середнього за водністю року періоду 2001-2040 рр. (сценарій М10)

Номер місяця року	Річка			
	Тилігул	Царега	Балайчук	Хуторська
I	0,0015	0,0001	0,0001	0,00001
II	0,0036	0,0003	0,0003	0,00003
III	0,1220	0,0097	0,0098	0,00111
IV	0,3094	0,0245	0,0248	0,00282
V	0,0409	0,0032	0,0033	0,00037
VI	0,1810	0,0143	0,0145	0,00165
VII	0,0850	0,0067	0,0068	0,00078
VIII	0,00	0,00	0,00	0,00
IX	0,00	0,00	0,00	0,00
X	0,0099	0,0008	0,0008	0,00009
XI	0,0099	0,0008	0,0008	0,00009
XII	0,0010	0,0001	0,0001	0,00001
За рік:	0,7642	0,0605	0,0612	0,0069

Таблиця Б.2 – Середні місячні витрати **побутового** стоку, $м^3/с$, річок басейну Тилігульського лиману для середнього за водністю року періоду 2001-2040 рр. (сценарій М10)

Номер місяця року	Річка			
	Тилігул	Царега	Балайчук	Хуторська
I	0,0007	0,00004	0,0000	0,0000
II	0,0018	0,00009	0,0001	0,0000
III	0,0607	0,00290	0,0032	0,0000
IV	0,1541	0,00736	0,0082	0,0000
V	0,0203	0,00097	0,0011	0,0000
VI	0,0901	0,00430	0,0048	0,0000
VII	0,0423	0,00202	0,0023	0,0000
VIII	0,00	0,00	0,00	0,00
IX	0,00	0,00	0,00	0,00
X	0,0049	0,00024	0,0003	0,0000
XI	0,0049	0,00024	0,0003	0,0000
XII	0,0005	0,00002	0,0000	0,0000
За рік:	0,38052	0,01817	0,02029	0,0000

ДОДАТОК В

Вихідні дані для моделювання впливу очікуваних у XXI ст. кліматичних змін на гідрологічні умови в Тилігульському лимані

Таблиця В.1 – Побутовий стік у роки різної водності кліматичних виділених періодів XXI ст., розрахований з використанням моделі «клімат-стік» за сценарієм MPI-REMO (M10)

Період	Водність	Рік	$Q_{річн}$, $м^3/с$	Номер місяця року											
				I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1990-2030 рр.	Багатоводний	2021	1,090	0,00	1,007	7,401	4,407	0,209	0,052	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Середній	2025	0,067	0,070	0,127	0,267	0,274	0,066	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Маловодний	2018	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2031-2070 рр.	Багатоводний	2047	0,298	0,00	0,272	1,996	1,188	0,056	0,014	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Середній	2062	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Маловодний	2041	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2071-2098 рр.	Багатоводний	2087	0,056	0,00	0,052	0,383	0,228	0,011	0,003	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Середній	2085	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Маловодний	2086	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Таблиця В.2 – Природний стік у роки різної водності кліматичних виділених періодів XXI ст., розрахований з використанням моделі «клімат-стік» за сценарієм MPI-REMO (M10)

Період	Водність	Рік	$Q_{річн}$, $м^3/с$	Номер місяця року											
				I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1990-2030 рр.	Багатоводний	2021	1,970	0,686	1,159	10.64	6.242	1,253	1,159	0,946	0,686	0,00	0,00	0,024	0,851
	Середній	2025	0,448	0,150	0,365	1,096	2,772	0,365	0,355	0,167	0,00	0,00	0,00	0,00	0,102
	Маловодний	2018	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2031-2070 рр.	Багатоводний	2047	1,027	0,357	0,604	2,736	6,064	0,653	0,604	0,493	0,357	0,00	0,00	0,012	0,444
	Середній	2062	0,077	0,026	0,063	0,188	0,477	0,063	0,061	0,029	0,00	0,00	0,00	0,00	0,018
	Маловодний	2041	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2071-2098 рр.	Багатоводний	2087	0,405	0,141	0,238	1,078	2,389	0,257	0,238	0,194	0,141	0,00	0,00	0,005	0,175
	Середній	2085	0,018	0,006	0,015	0,045	0,114	0,015	0,015	0,007	0,00	0,00	0,00	0,00	0,004
	Маловодний	2086	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Таблиця В.3 – Місячні шари атмосферних опадів, мм, у різні за водністю типові роки кліматичних періодів 1990-2030, 2031-2070, 2071-2098 рр.

№ з/п	Період / Місяць	1990-2030 рр.			2031-2070 рр.			2071-2098 рр.		
		Мало-водний	Середній	Багато-водний	Мало-водний	Середній	Багато-водний	Мало-водний	Середній	Багато-водний
		2018	2025	2021	2041	2062	2047	2086	2085	2087
1.	Січень	15,56	19,38	53,29	14,81	50,46	90,68	6,19	47,06	100,24
2.	Лютий	37,34	53,33	83,14	29,94	26,28	50,68	29,11	85,72	73,76
3.	Березень	67,84	74,87	38,64	20,44	9,69	25,94	72,75	53,88	16,37
4.	Квітень	48,52	3,01	36,31	27,55	27,24	25,93	36,83	43,54	17,31
5.	Травень	20,5	33,59	75,56	11,53	54,49	45,82	2,47	10,96	40,46
6.	Червень	42,99	13,29	32,55	56,2	107,76	65,97	7,75	39,1	24,48
7.	Липень	11,56	19,26	39,21	23,59	26,78	18,26	0,98	9,29	30,57
8.	Серпень	6,89	70,61	15,83	25,03	23,87	36,89	16,98	6,46	45,39
9.	Вересень	2,75	36,2	21,29	88,27	12,98	37,3	2,89	17,48	17,61
10.	Жовтень	33,83	15,76	48,71	6,66	7,34	29,13	16,41	22,61	53,27
11.	Листопад	52,42	9,86	41,21	9,76	57,79	81,54	44,05	61,66	21,15
12.	Грудень	49,05	74,8	20,16	53,81	58,85	29,27	52,99	27,22	14,24
	За рік, мм:	389,25	423,96	505,9	367,59	463,53	537,41	289,4	424,98	454,85

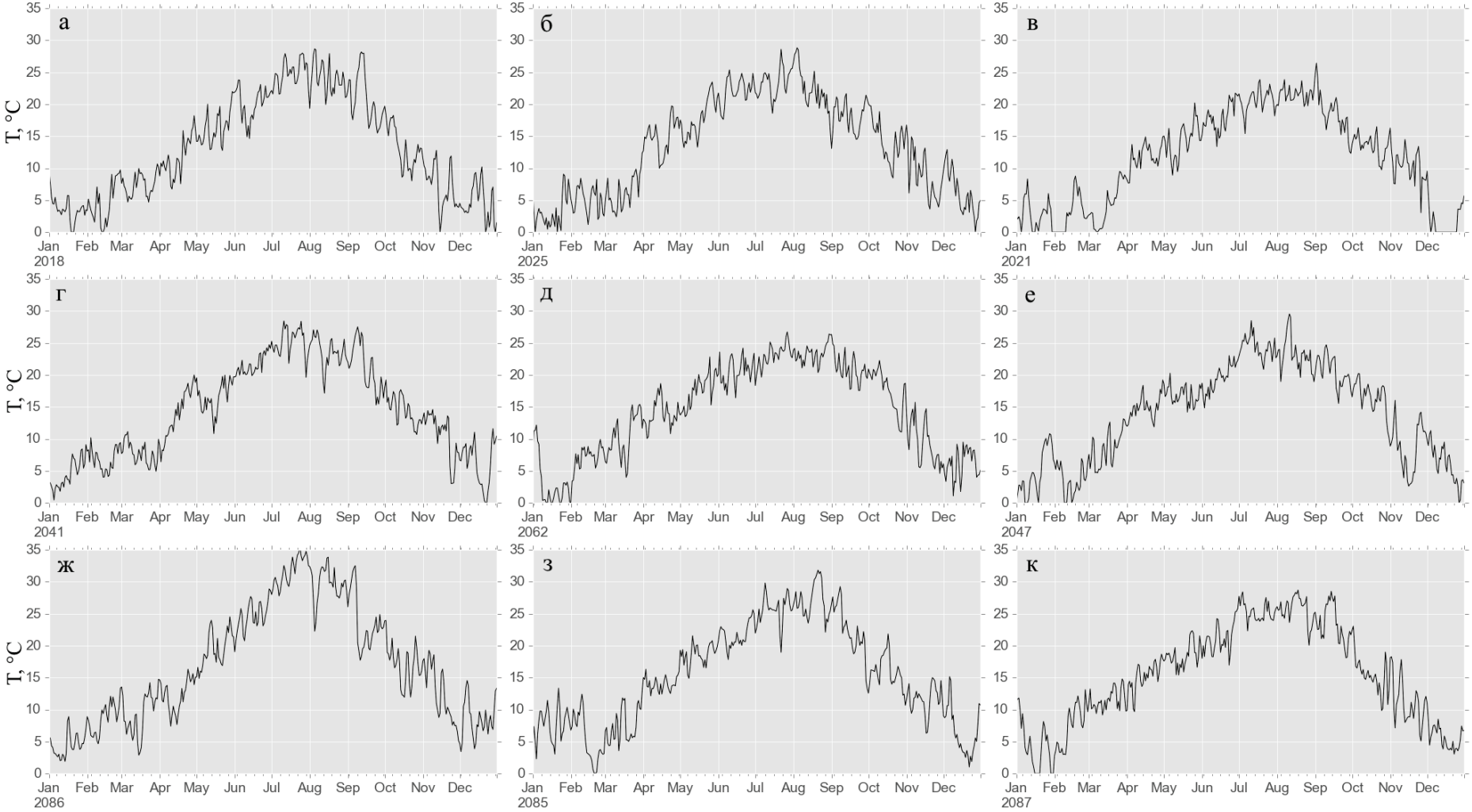

Рисунок В.1 – Мінливість температури морських вод (добові значення), °С, що задавалась на відкритій морській границі каналу «море-лиман», для типових років (маловодного, середнього, багатоводного) різних кліматичних періодів: а-в – 1990 2030 рр.; г-е – 2031-2070 рр.; ж-к – 2071-2098 рр.

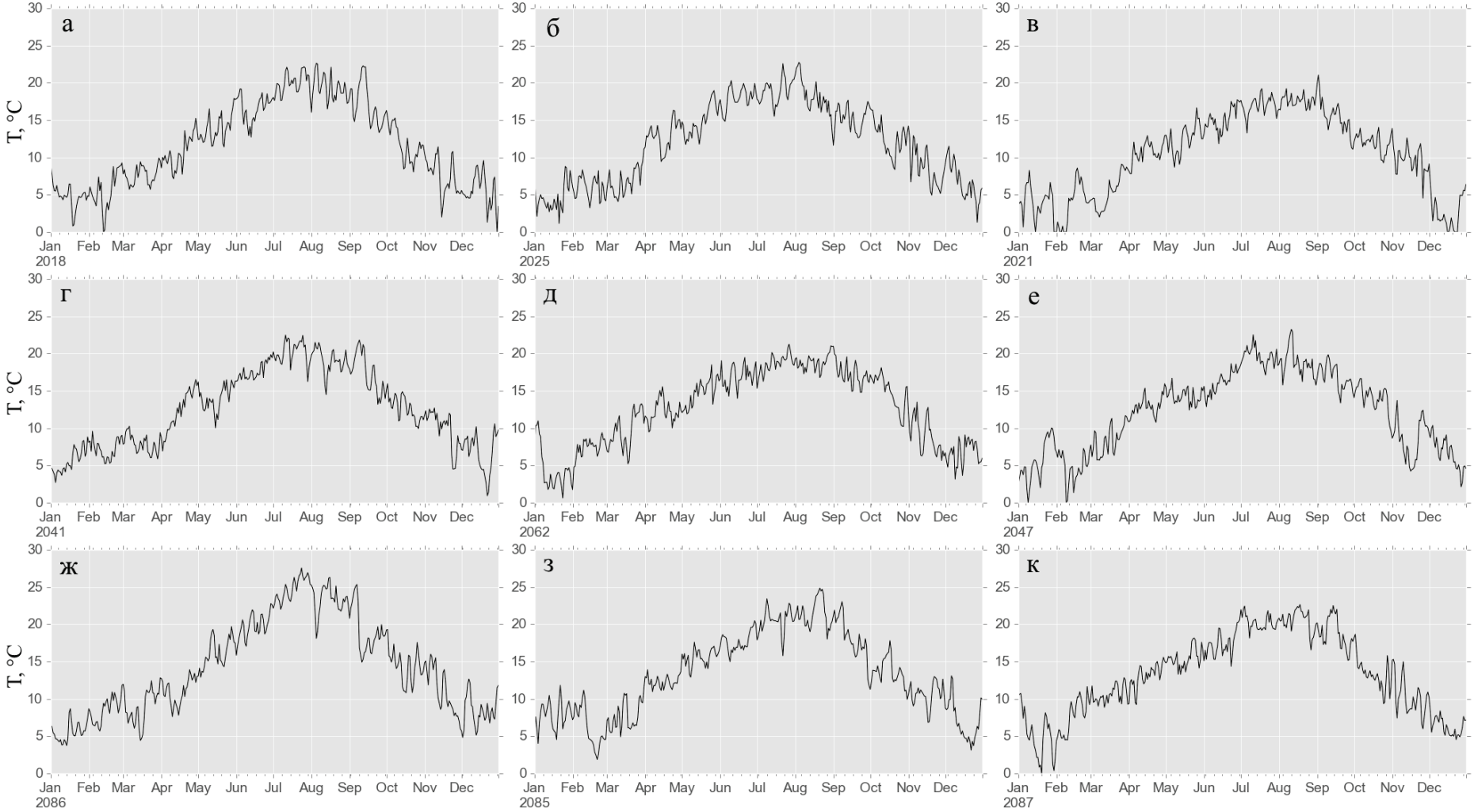

Рисунок В.2 – Мінливість температури річкових вод (добові значення), °С, що задавалась в моделі, для типових років (маловодного, середнього, багатоводного) різних кліматичних періодів: а-в – 1990-2030 рр.; г-е – 2031-2070 рр.; ж-к – 2071-2098 рр.

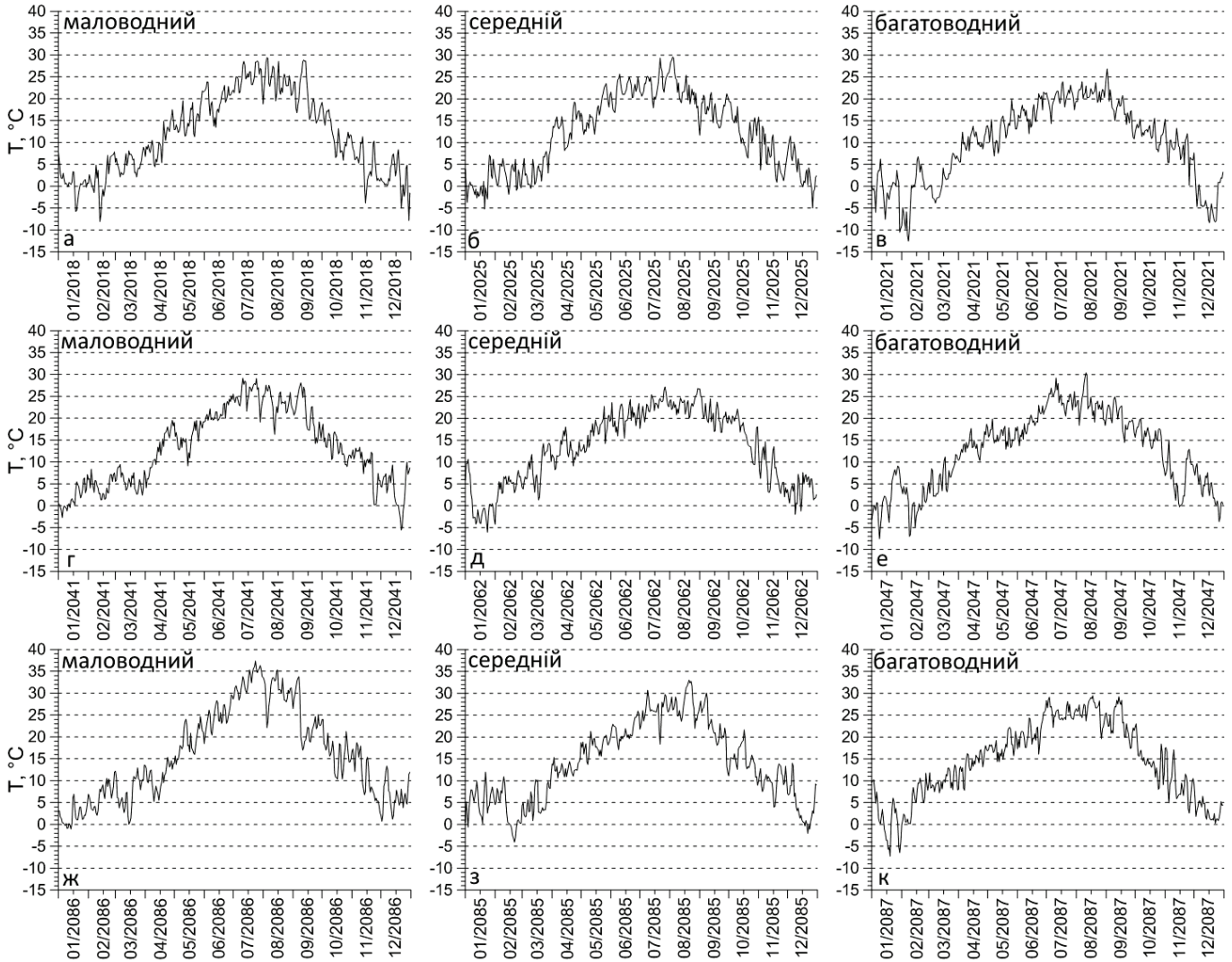

Рисунок В.3 – Мінливість температури повітря (добові значення), °С, для типових років різних кліматичних періодів: а-в – 1990-2030 рр.; г-е – 2031-2070 рр.; ж-к – 2071-2098 рр.

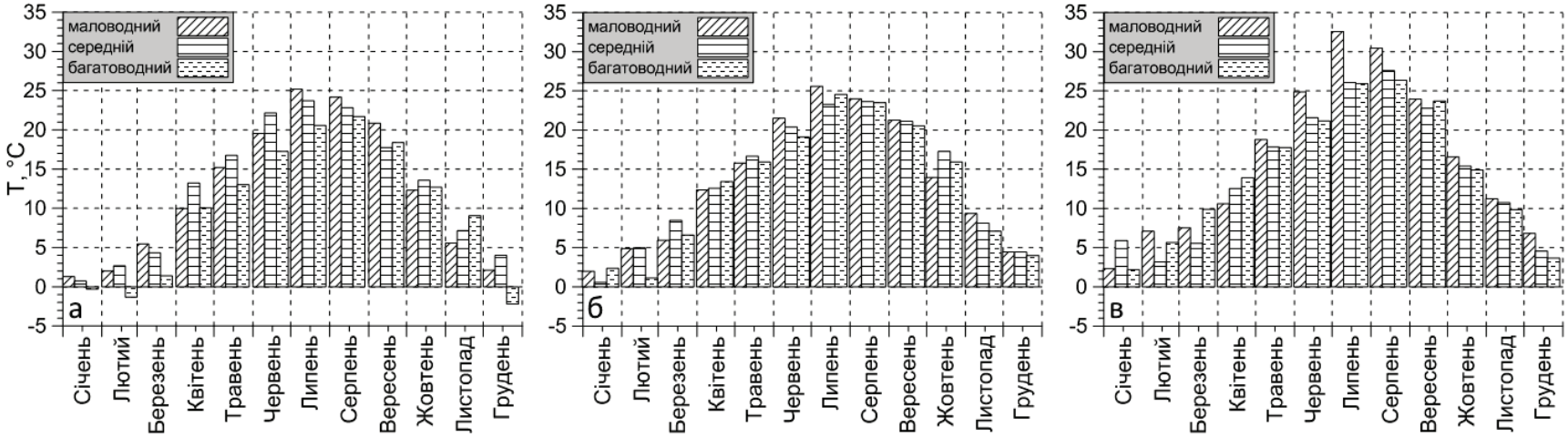

Рисунок В.4 – Мінливість температури повітря (середньомісячні значення), °С, для типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр.; б – 2031-2070 рр.; в – 2071-2098 рр.

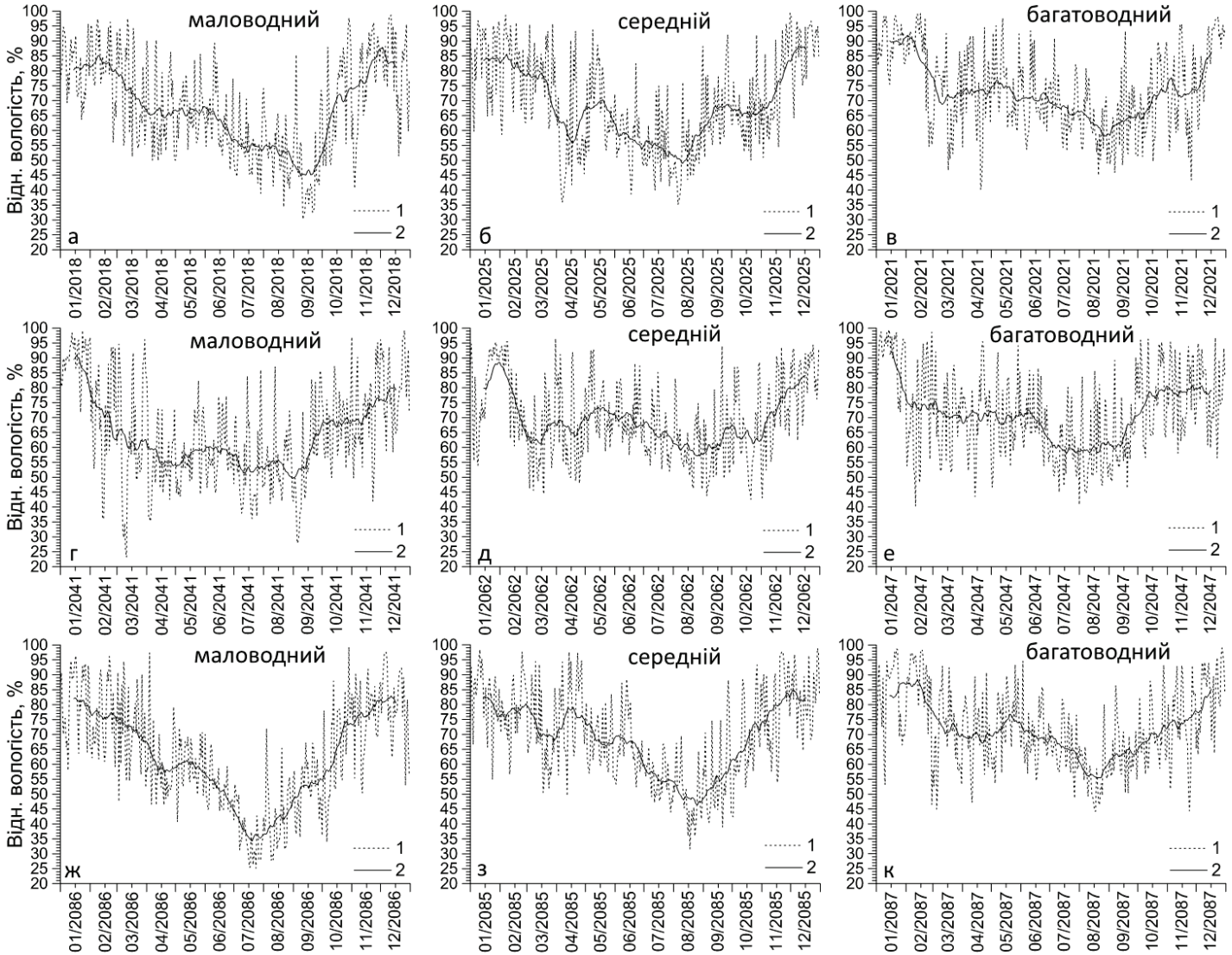

Рисунок В.5 – Мінливість відносної вологості повітря, %, для типових років різних кліматичних періодів: а-в – 1990-2030 рр.; г-е – 2031-2070 рр.; ж-к – 2071-2098 рр. (1 – добові значення; 2 – згладжені з вікном 30 діб)

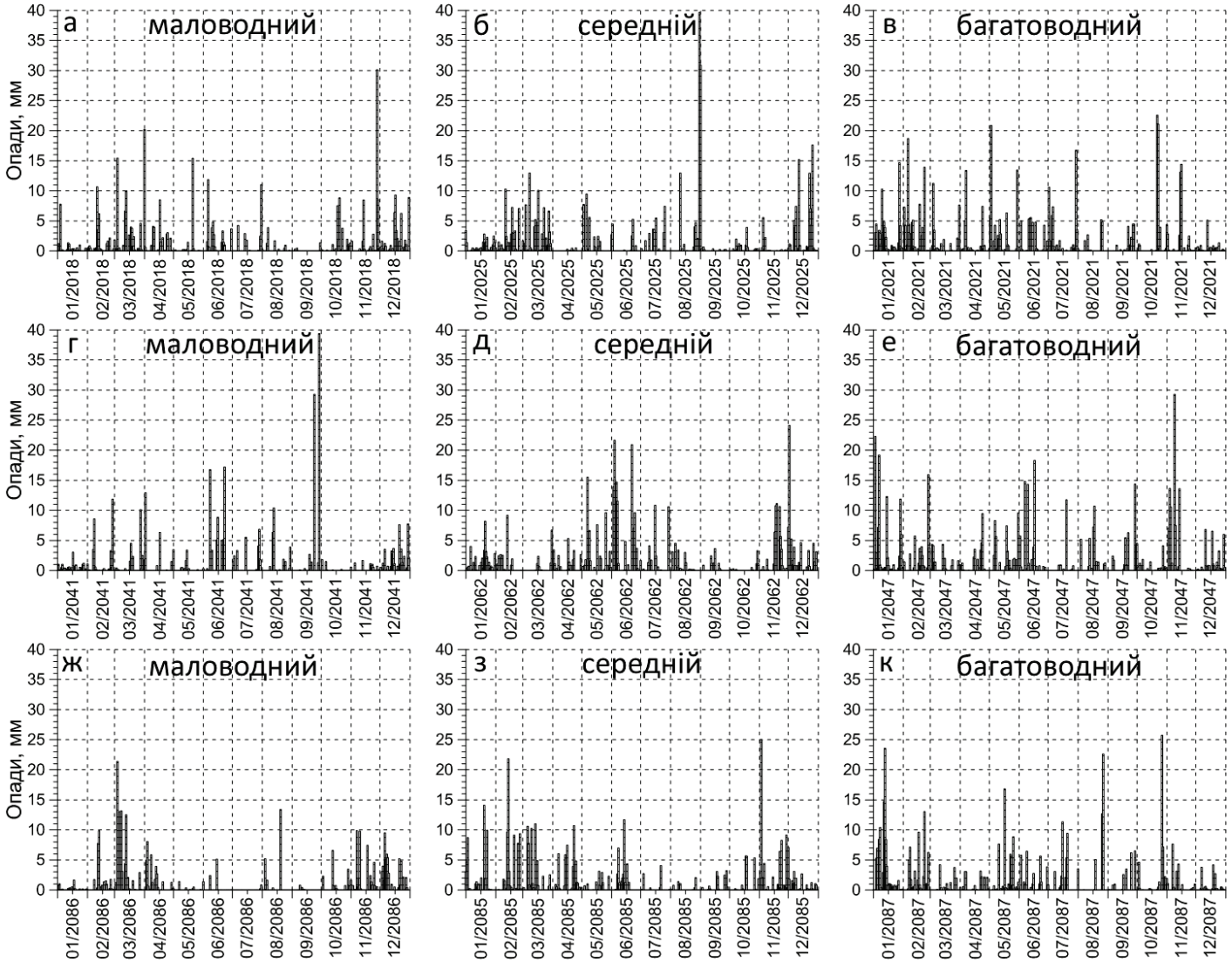

Рисунок В.6 – Добові шари атмосферних опадів, мм, для типових років різних кліматичних періодів: а-в – 1990-2030 рр.; г-е – 2031-2070 рр.; ж-к – 2071-2098 рр.

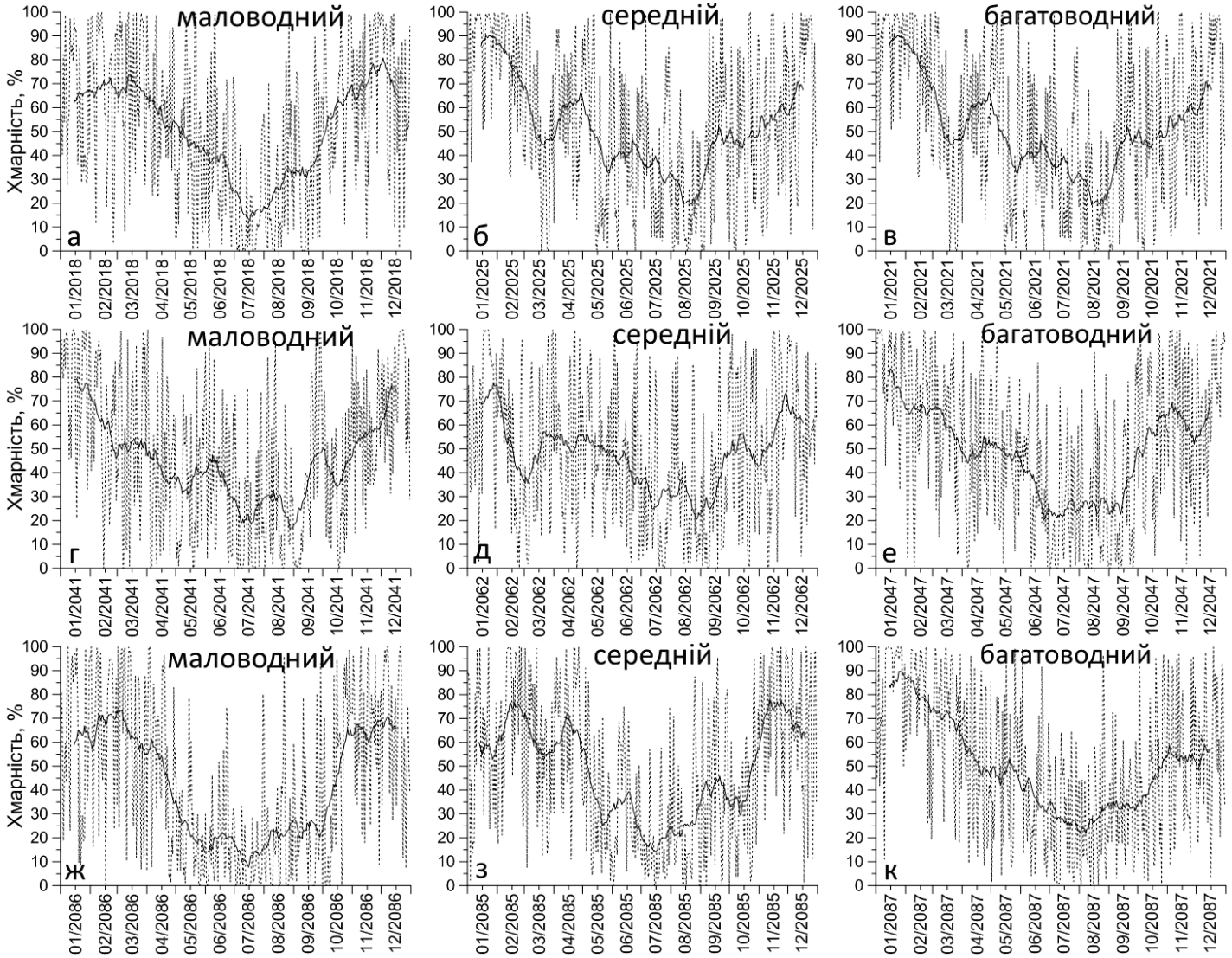

Рисунок В.7 – Мінливість загальної хмарності, %, для типових років кліматичних періодів: а-в – 1990-2030; г-е – 2031-2070; ж-к – 2071-2098 рр. (пунктирна крива – добові значення; безперервна – згладжені з вікном 30 діб)

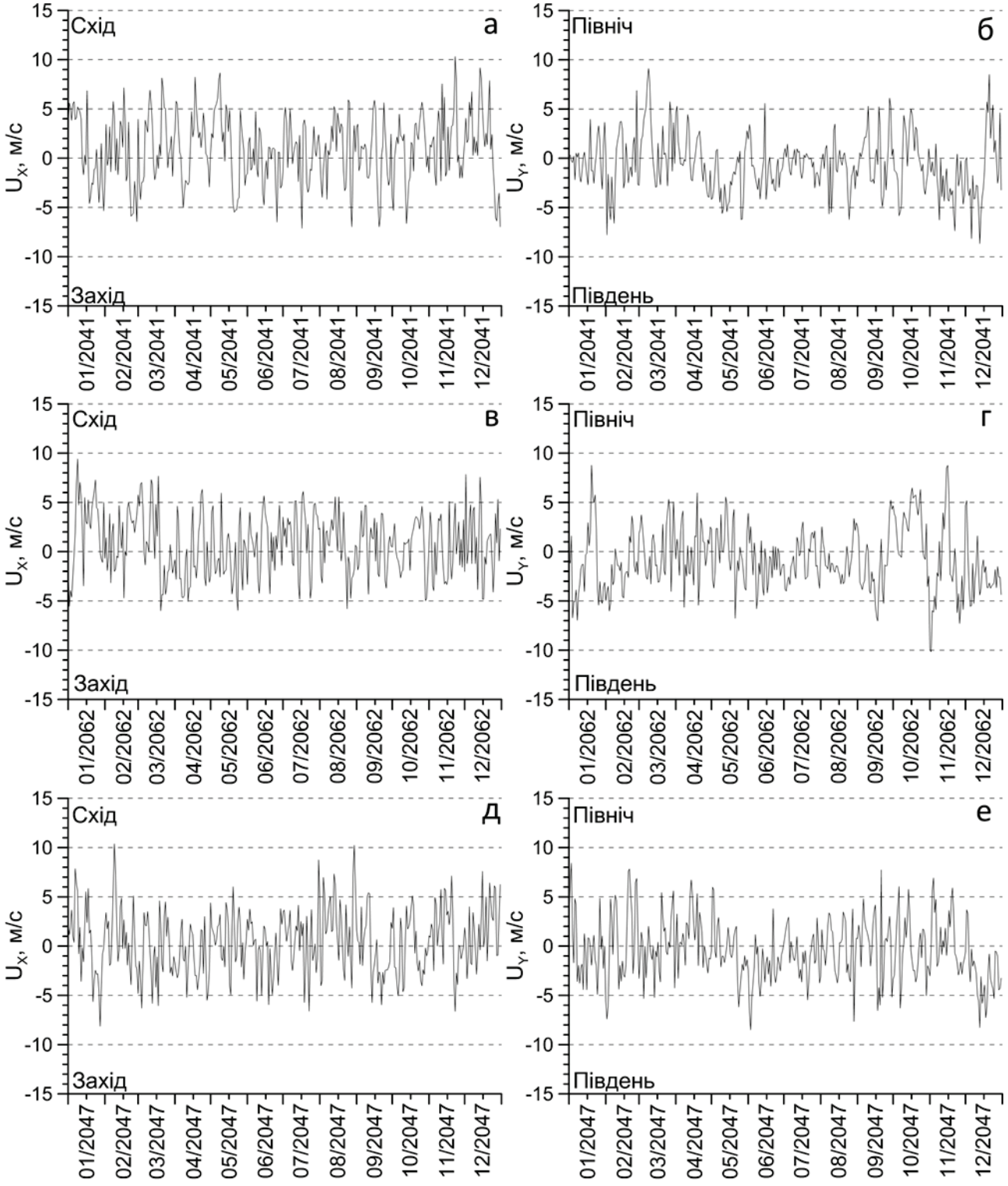

Рисунок В.8 – Мінливість меридіональної та широтної компонент вектору швидкості вітру, м/с, для типових років кліматичного періоду 2031-2070 рр.: а-б – маловодний рік (2041); в-г – середній за водністю рік (2062); д-е – багатоводний рік (2047)

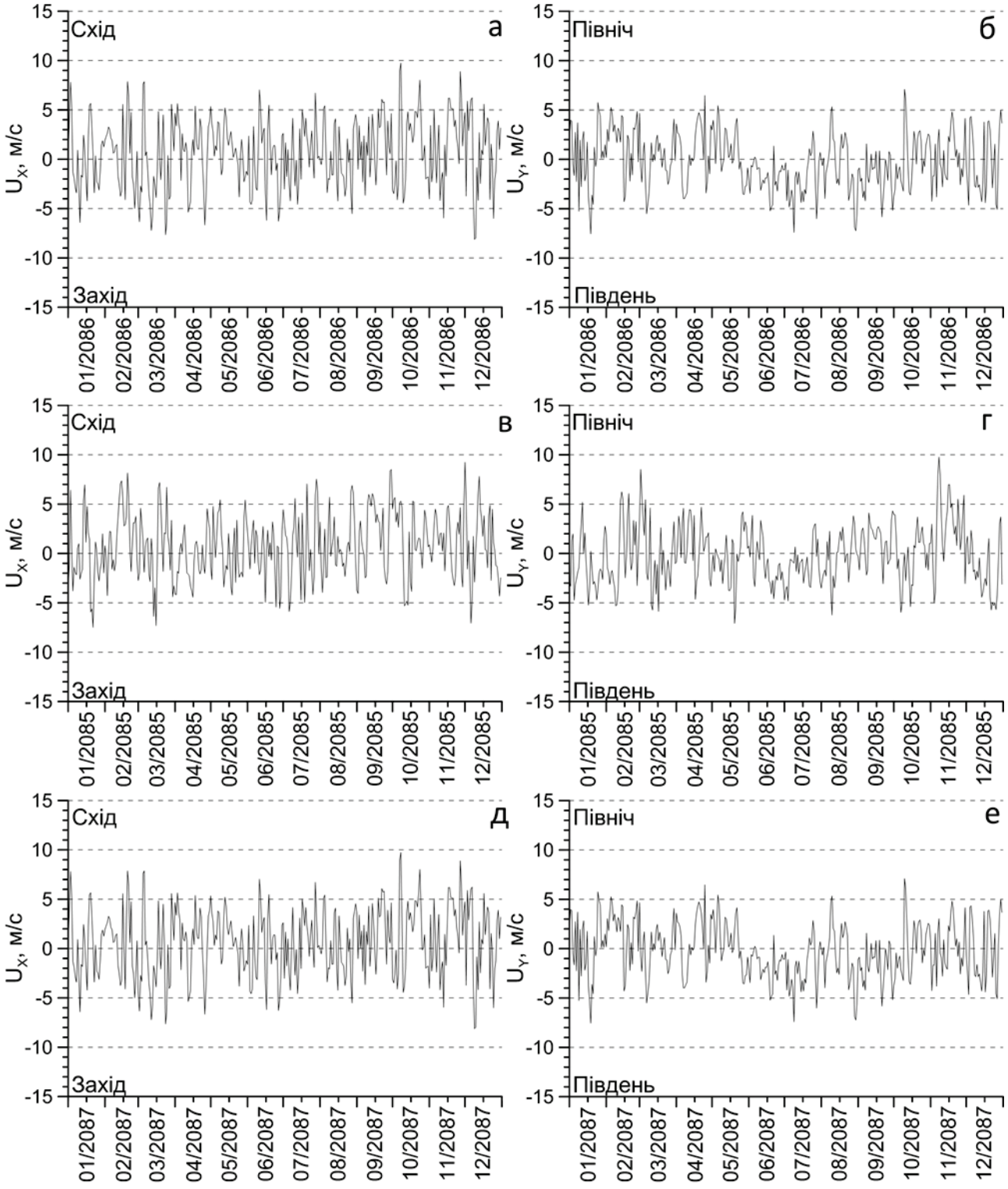

Рисунок В.9 – Мінливість меридіональної та широтної компонент вектору швидкості вітру, м/с, для типових років кліматичного періоду 2071-2098 рр.: а-б – маловодний рік (2086); в-г – середній за водністю рік (2085); д-е – багатоводний рік (2087)

ДОДАТОК Г

Результати моделювання солоності вод Тилігульського лиману в середні за водністю типові роки виділених кліматичних періодів XXI ст.

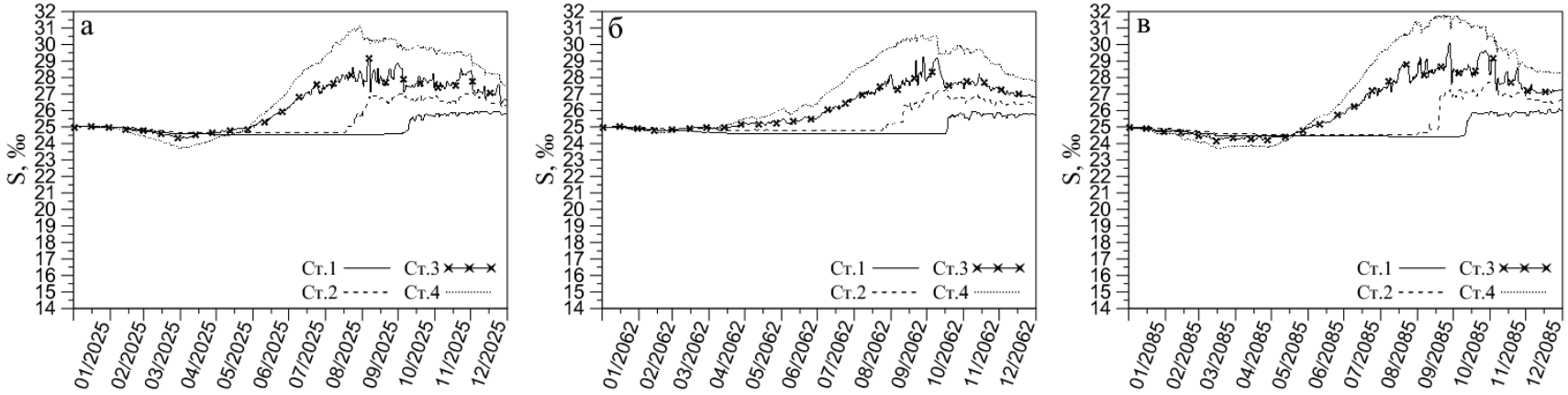

Рисунок Г.1 – Часова мінливість солоності, ‰, у придонному шарі води в реперних точках на акваторії лиману (Ст.1-Ст.4) для середніх за водністю типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр.; б – 2031-2070 рр.; в – 2071-2098 рр., за умови побутового річкового стоку

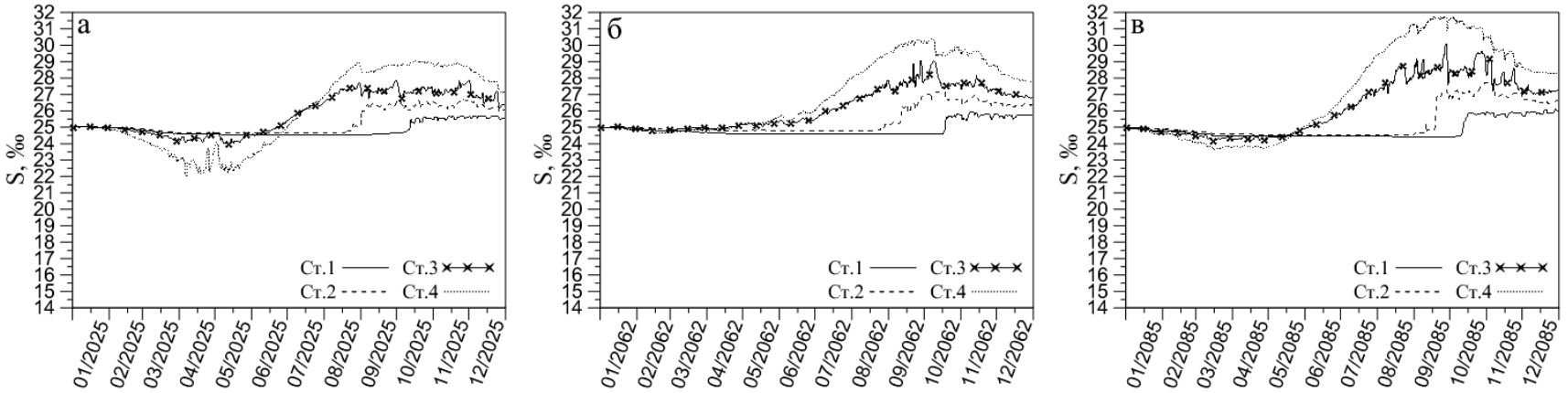

Рисунок Г.2 – Часова мінливість солоності, ‰, у придонному шарі води в реперних точках на акваторії лиману (Ст.1-Ст.4) для середніх за водністю типових років різних кліматичних періодів: а – 1990-2030 рр.; б – 2031-2070 рр.; в – 2071-2098 рр., за умови 75% природного річкового стоку

ДОДАТОК Д

Результати моделювання мінливості рівня води та течій в Куяльницькому лимані за вітрів різних напрямків і швидкості

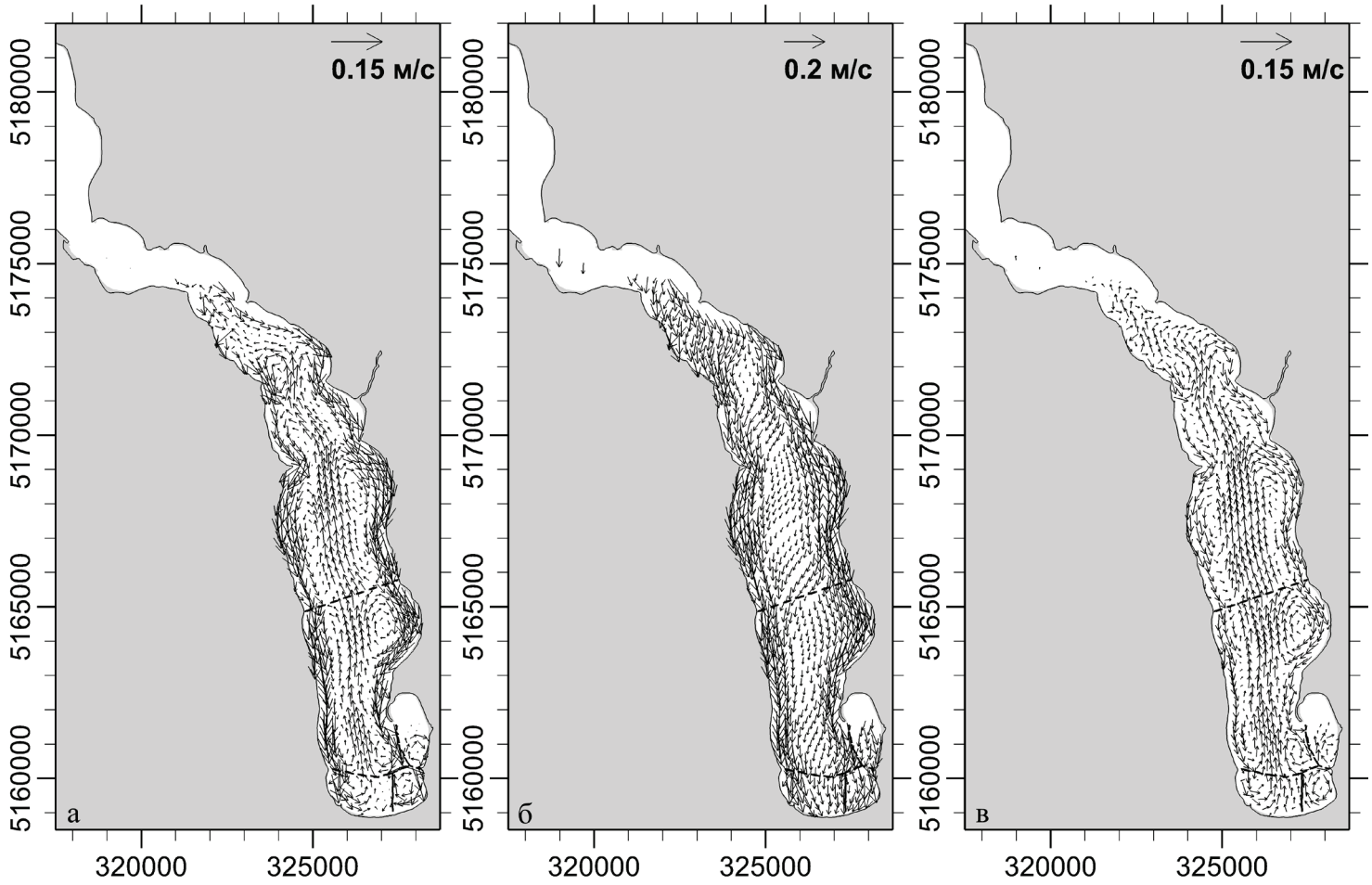

Рисунок Д.1 – Поля векторів швидкості осереднених за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій, м/с, у Куяльницькому лимані при стаціонарному вітрі північного напрямку швидкістю 5 м/с та початковій позначці рівня -6,35 м БС. Для зручності читання вектори проріджені з кроком 200 м

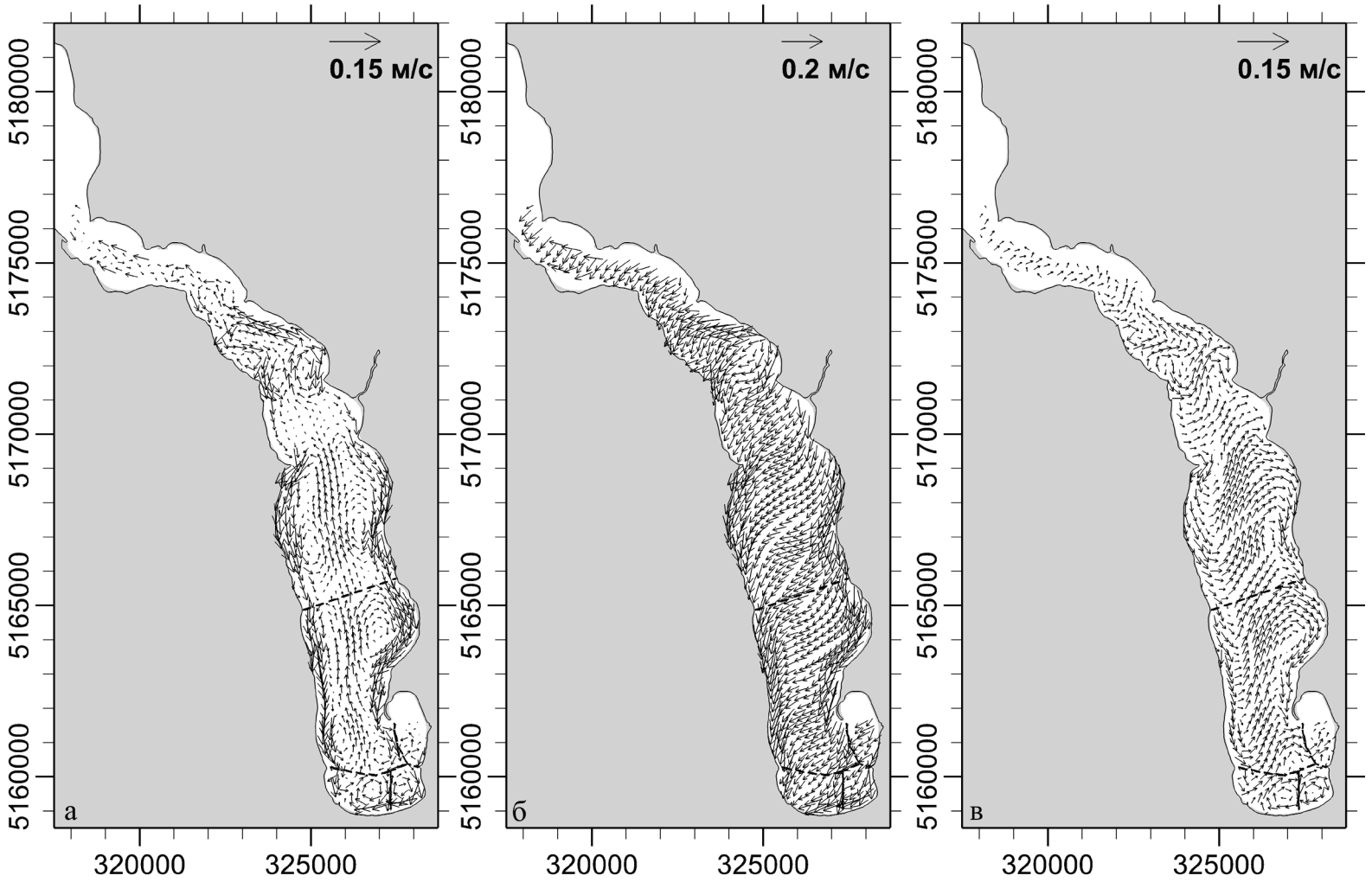

Рисунок Д.2 – Поля векторів швидкості осереднених за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій, м/с, у Куяльницькому лимані при стаціонарному вітрі північно-східного напрямку швидкістю 5 м/с та початковій позначці рівня -6,35 м БС. Для зручності читання вектори проріджені з кроком 200 м

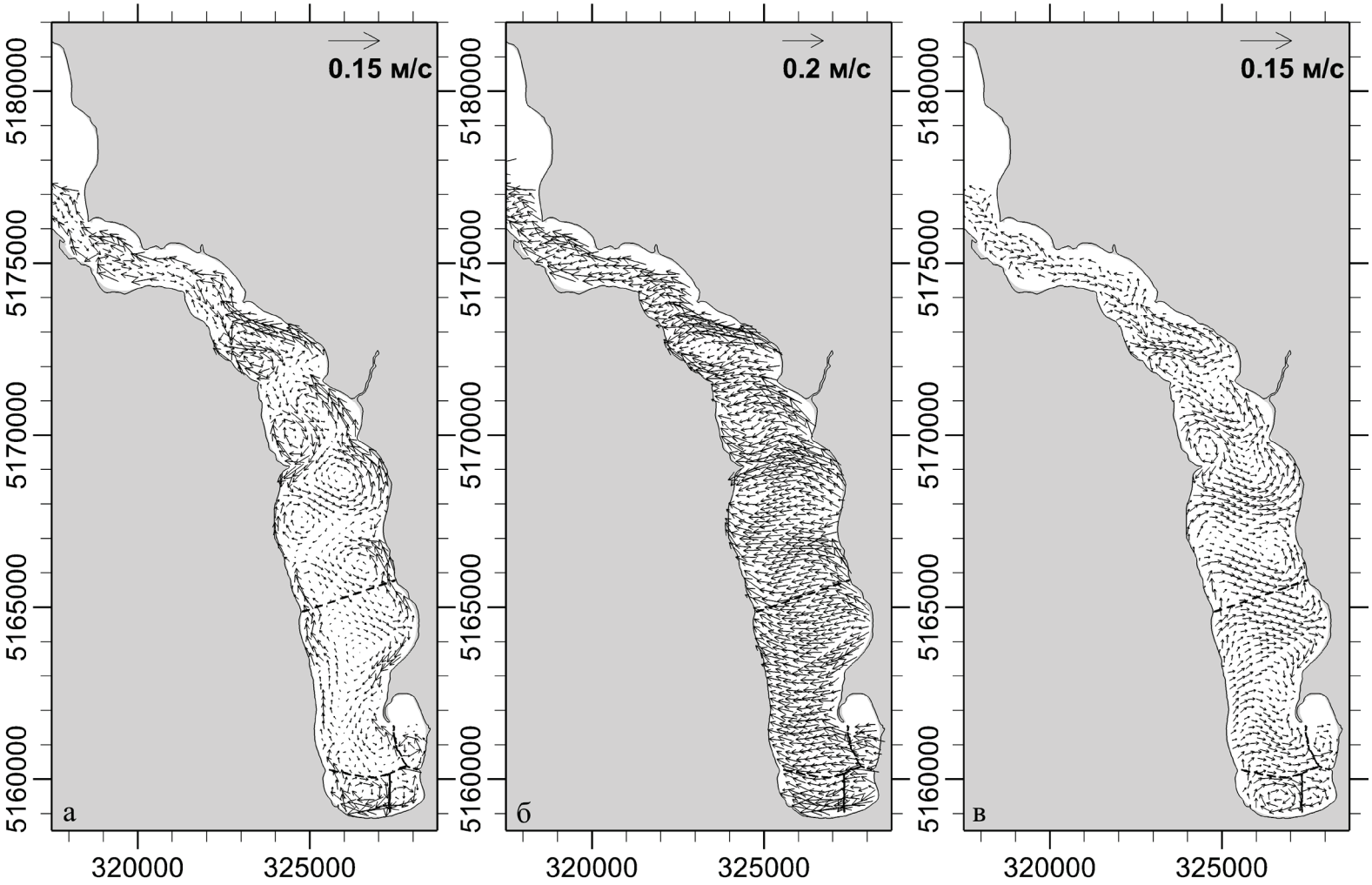

Рисунок Д.3 – Поля векторів швидкості осереднених за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій, м/с, у Куяльницькому лимані при стаціонарному вітрі східного напрямку швидкістю 5 м/с та початковій позначці рівня -6,35 м БС. Для зручності читання вектори проріджені з кроком 200 м

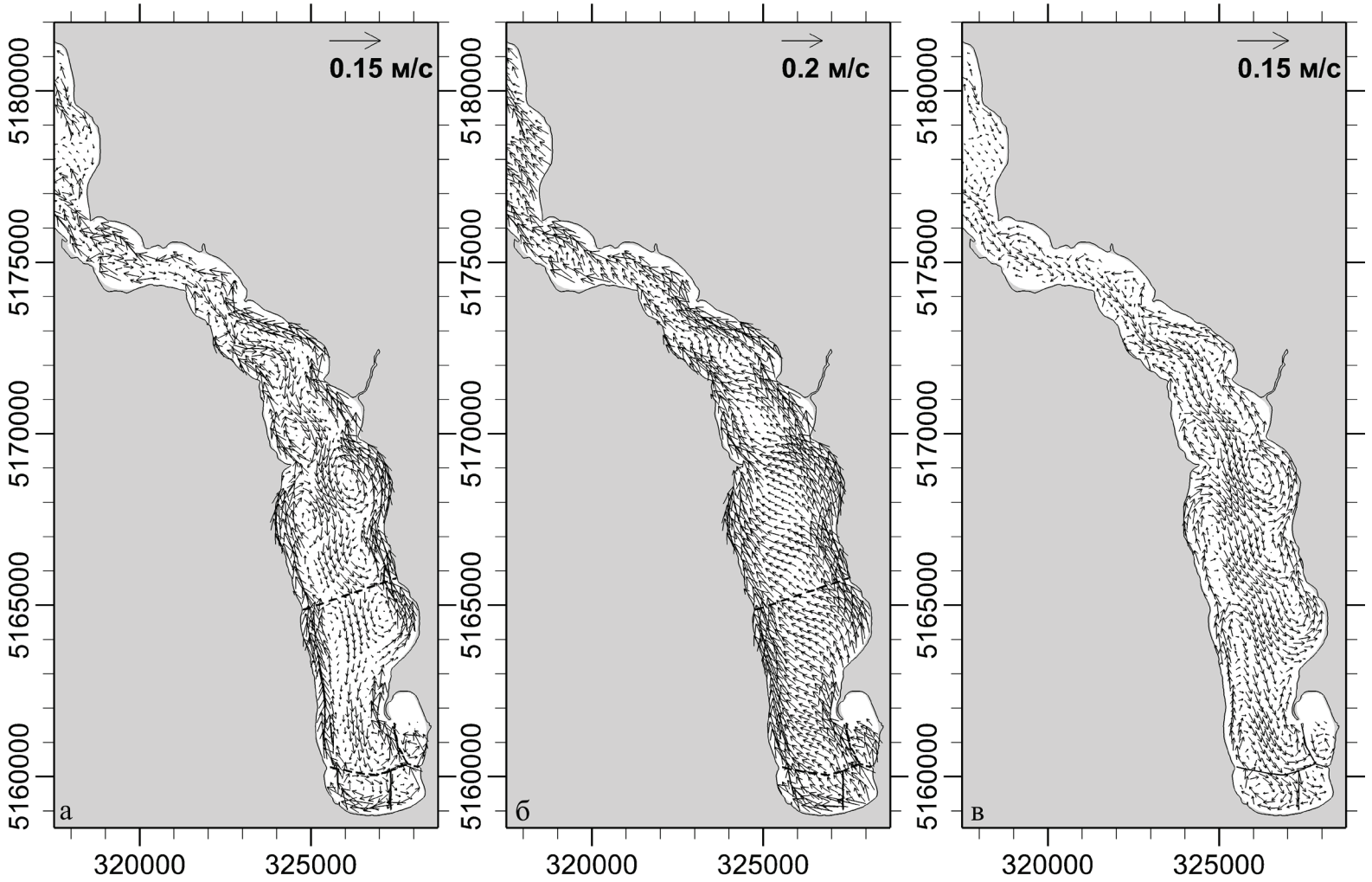

Рисунок Д.4 – Поля векторів швидкості осереднених за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій, м/с, у Куяльницькому лимані при стаціонарному вітрі південно-східного напрямку швидкістю 5 м/с та початковій позначці рівня -6,35 м БС. Для зручності читання вектори проріджені з кроком 200 м

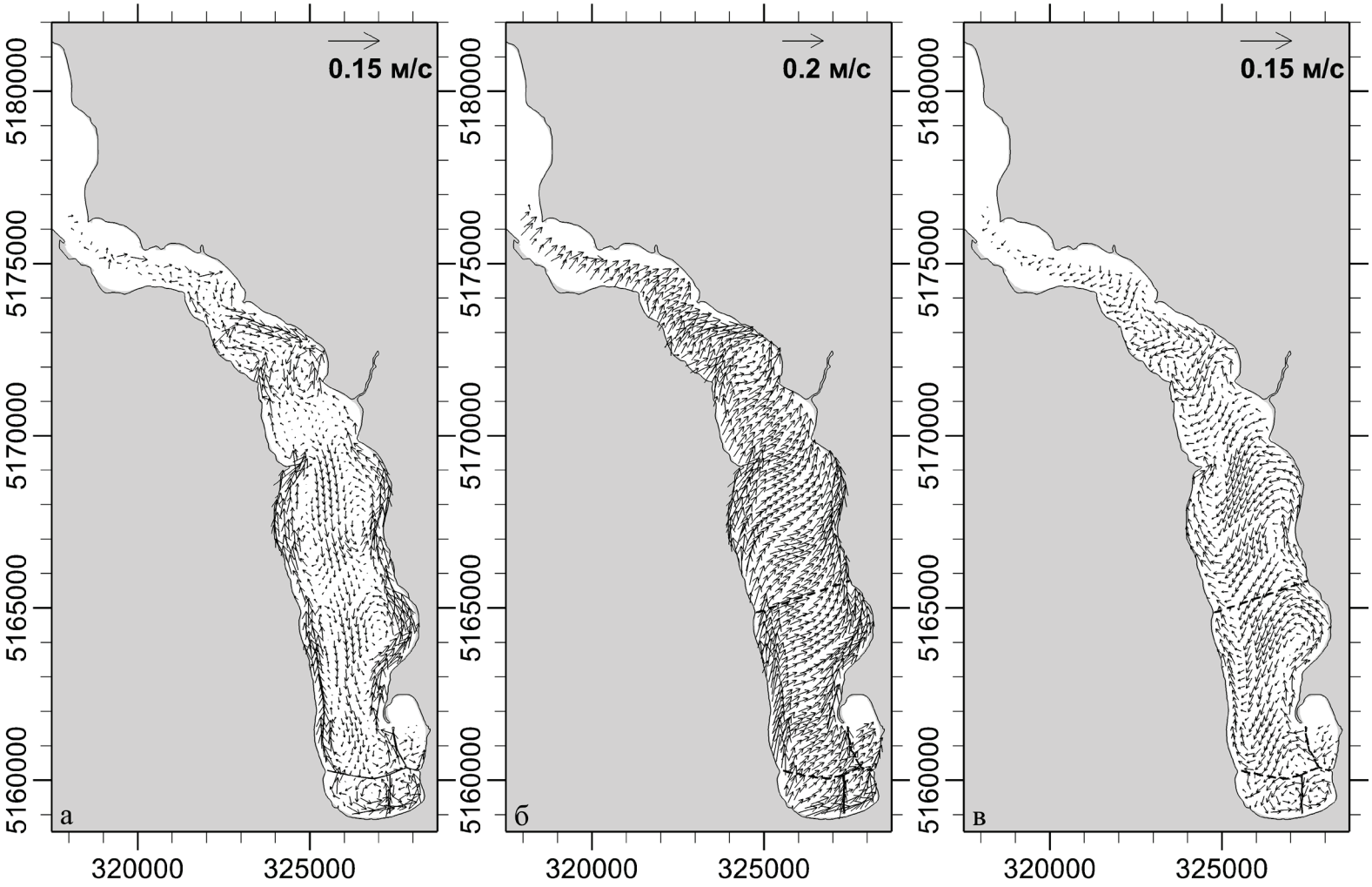

Рисунок Д.5 – Поля векторів швидкості осереднених за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій, м/с, у Куяльницькому лимані при стаціонарному вітрі південно-західного напрямку швидкістю 5 м/с та початковій позначці рівня -6,35 м БС. Для зручності читання вектори проріджені з кроком 200 м

ДОДАТОК Е

Результати моделювання розподілу солоності вод Куяльницького лиману та меж його водного дзеркала у 2015 р. за різних умов наповнення лиману морською водою

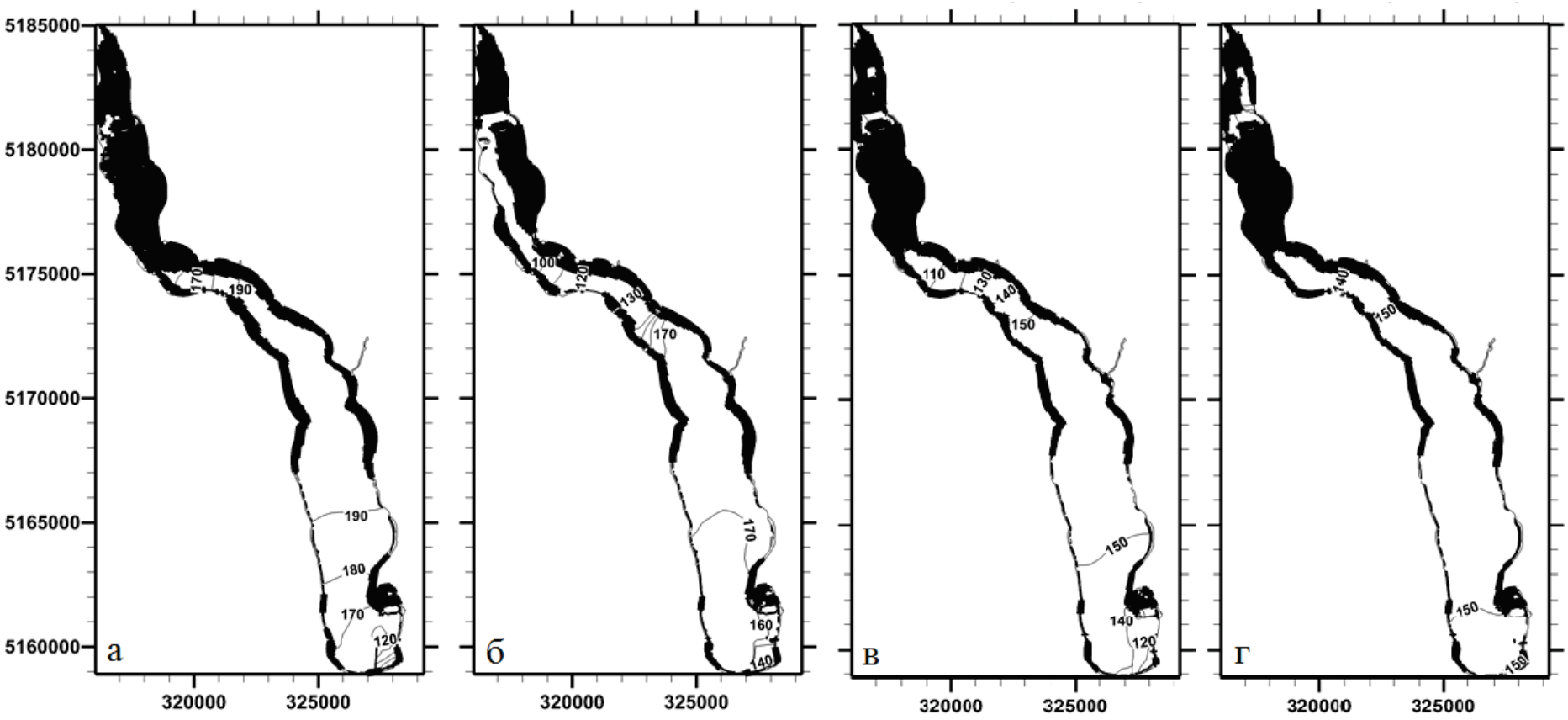

Рисунок Е.1 – Змодельована мінливість просторового розподілу солоності вод , ‰, Куяльницького лиману та меж його водного дзеркала за умов 2015 р. (базовий варіант): а – 15.02.2015 р., б – 15.03.2015 р., в – 15.04.2015 р., г – 15.05.2015 р.

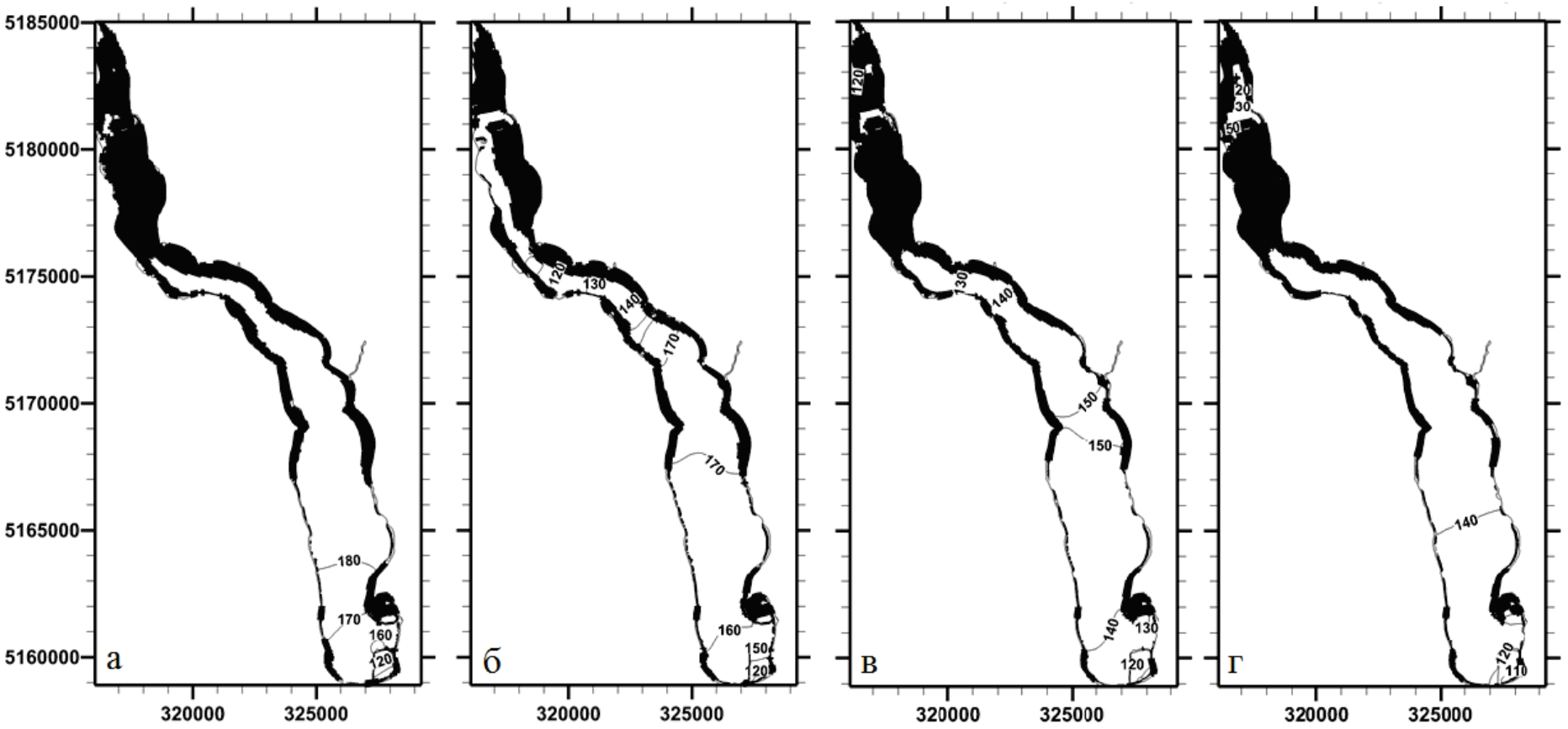

Рисунок Е.2 – Змодельована мінливість просторового розподілу солоності вод , ‰, Куяльницького лиману та меж його водного дзеркала за гідрометеорологічних умов 2015 р. та поповнення його морською водою протягом всього року: а – 15.02.2015 р., б – 15.03.2015 р., в – 15.04.2015 р., г – 15.05.2015 р.

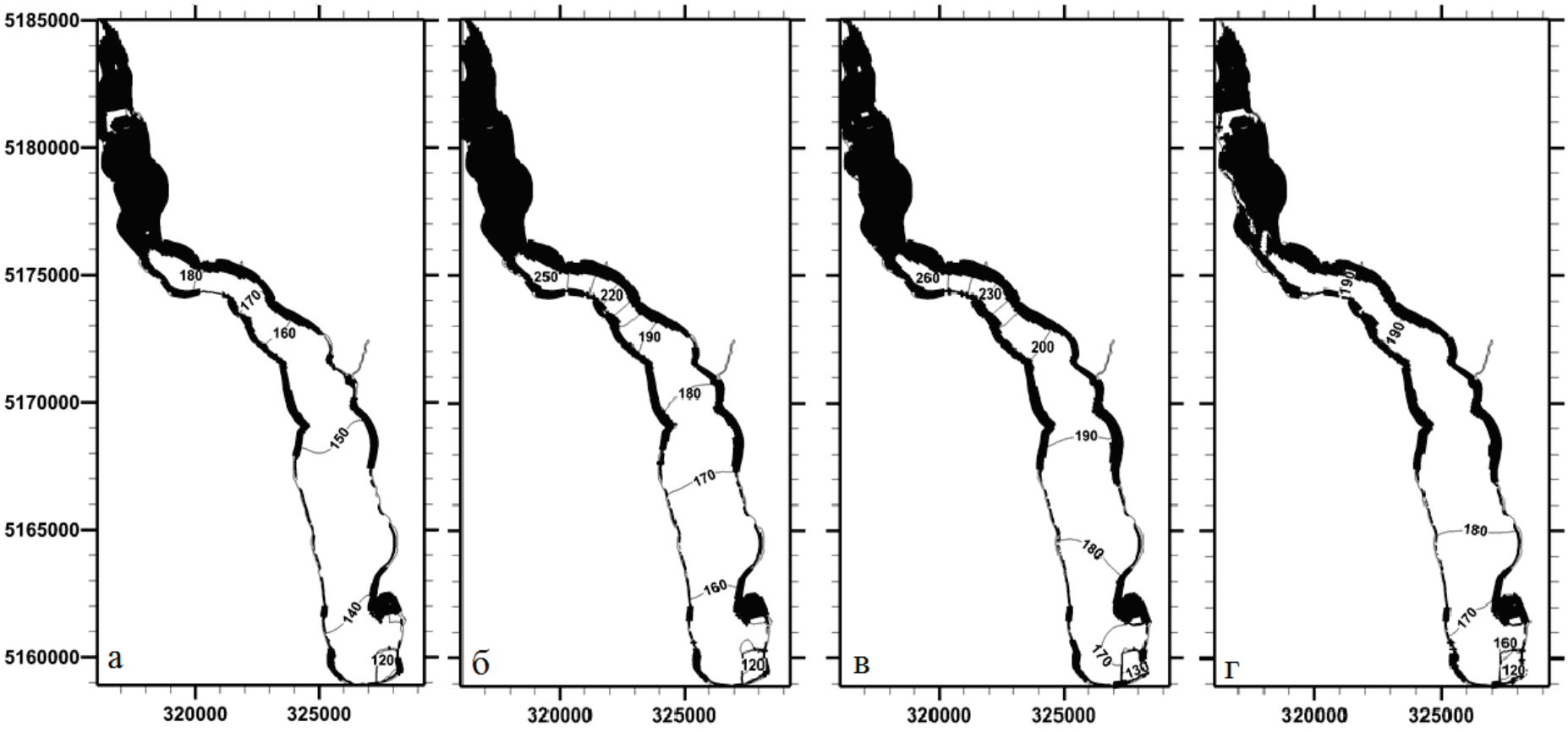

Рисунок Е.3 – Змодельована мінливість просторового розподілу солоності вод , ‰, Куяльницького лиману та меж його водного дзеркала за гідрометеорологічних умов 2015 р. та поповнення його морською водою протягом всього року: а – 15.06.2015 р., б – 15.08.2015 р., в – 15.09.2015 р., г – 14.10.2015 р.

ДОДАТОК Ж

Результати моделювання мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману для різних за водністю типових років кліматичного періоду 1990-2030 рр.

Таблиця Ж.1 – Розраховані за моделлю «клімат-стік» середньомісячні витрати природного та побутового стоку р. В. Куяльник за умов 2015 р.

Місяці року / Витрати води Q, м^3/с	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	**Середні за рік**
Природний стік	0,102	0,247	0,742	1,88	0,247	0,24	0,113	0	0	0	0	0,069	0,303
Побутовий стік	0,0131	0,0318	0,0955	0,242	0,0318	0,0309	0,0145	0	0	0	0	0,0131	0,039

Таблиця Ж.2 – Середньомісячні витрати річки В. Куяльник при забезпеченні надходження до Куяльницького лиману 25% та 75% від обсягів розрахованого за моделлю «клімат-стік» природного стоку для різних за водністю типових років

№ з/п	Місяць року	Витрати води Q, м^3/с, у відсотках від розрахованого природного стоку в роки різної водності					
		Маловодний		Середньоводний		Багатоводний	
		75%	**25%**	**75%**	**25%**	**75%**	**25%**
1.	Січень	0	0	0,119	0,040	0,371	0,124
2.	Лютий	0,001	0	0,289	0,096	0,626	0,209
3.	Березень	0,002	0,001	0,866	0,289	2,834	0,945
4.	Квітень	0,004	0,002	2,191	0,730	6,281	2,094
5.	Травень	0,002	0,001	0,289	0,096	0,676	0,226
6.	Червень	0,001	0	0,280	0,094	0,626	0,208
7.	Липень	0	0	0,131	0,044	0,511	0,170
8.	Серпень	0	0	0	0	0,371	0,124
9.	Вересень	0	0	0	0	0	0
10.	Жовтень	0	0	0	0	0	0
11.	Листопад	0	0	0	0	0,013	0,004
12.	Грудень	0	0	0,081	0,027	0,460	0,153

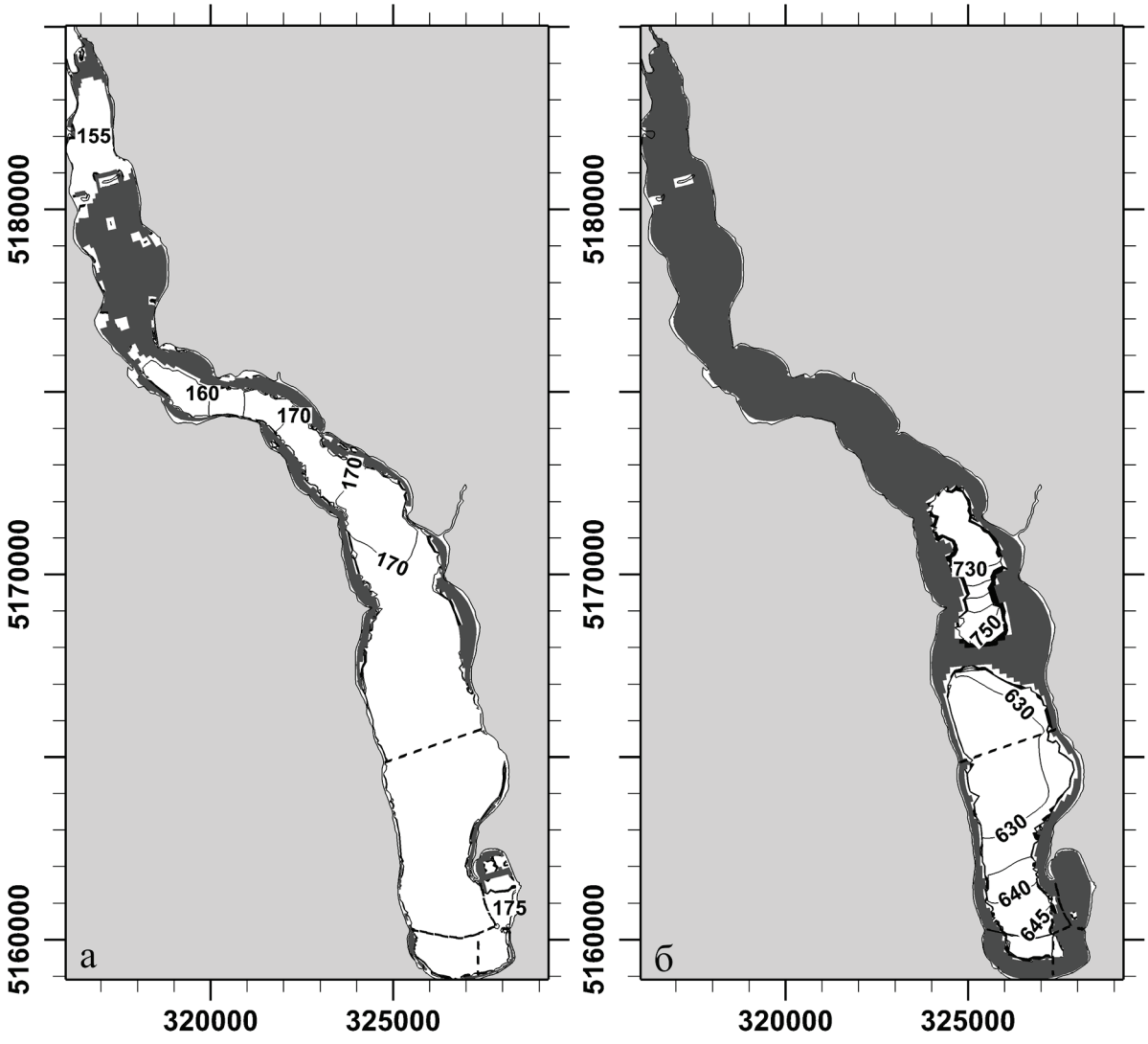

Рисунок Ж.1 – Змодельована мінливість просторового розподілу солоності вод лиману, ‰, та меж його водного дзеркала за умов надходження 75% обсягів розрахованого природного стоку р. В. Куяльник у різні типові роки сучасного кліматичного періоду XXI ст.: а) 15 квітня 2018 р.; б) 15 вересня 2018 р.

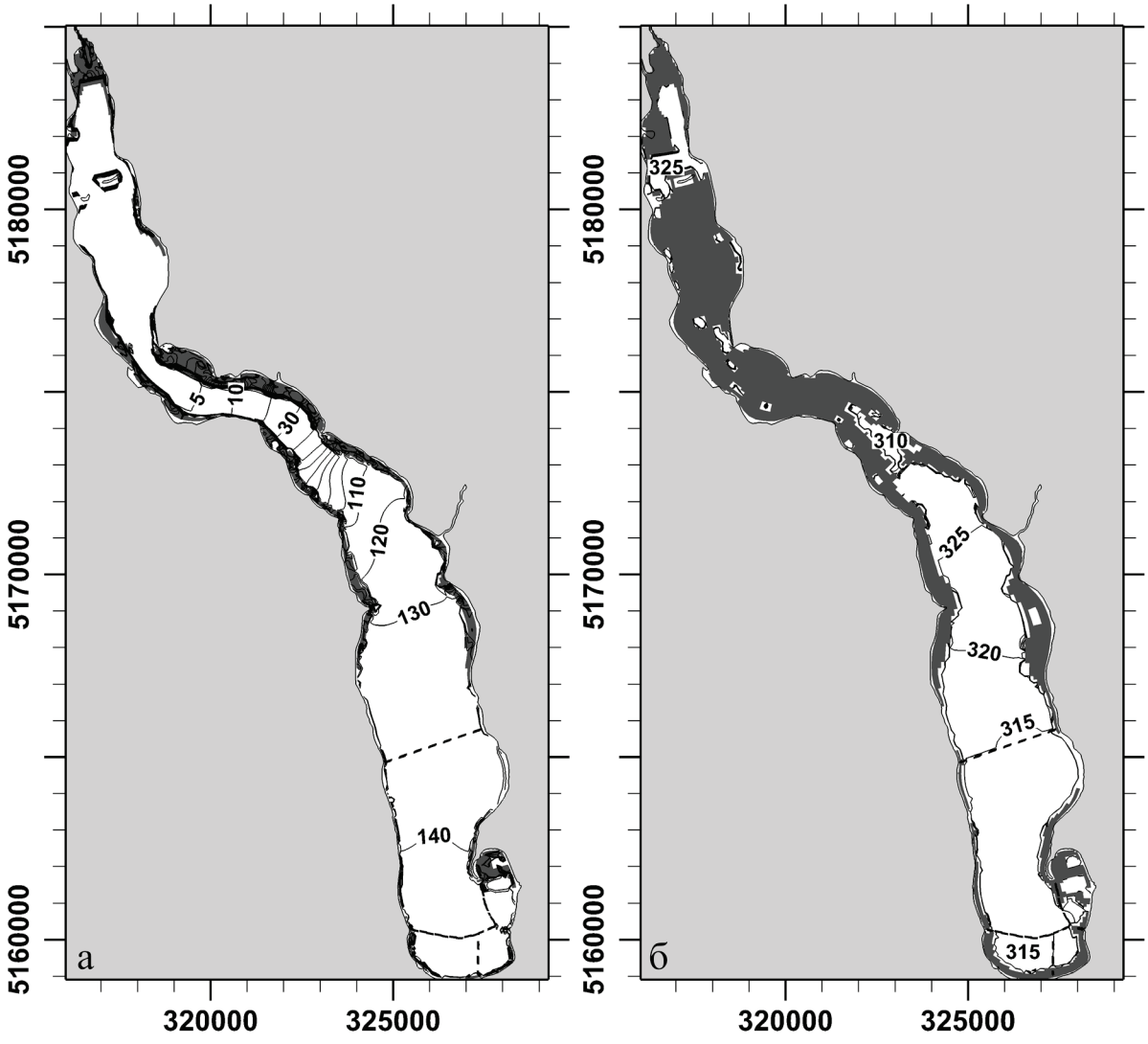

Рисунок Ж.2 – Змодельована мінливість просторового розподілу солоності вод лиману, ‰, та меж його водного дзеркала за умов надходження 75% обсягів розрахованого природного стоку р. В. Куяльник у різні типові роки сучасного кліматичного періоду XXI ст.: а) 15 квітня 2025 р.; б) 15 вересня 2025 р.

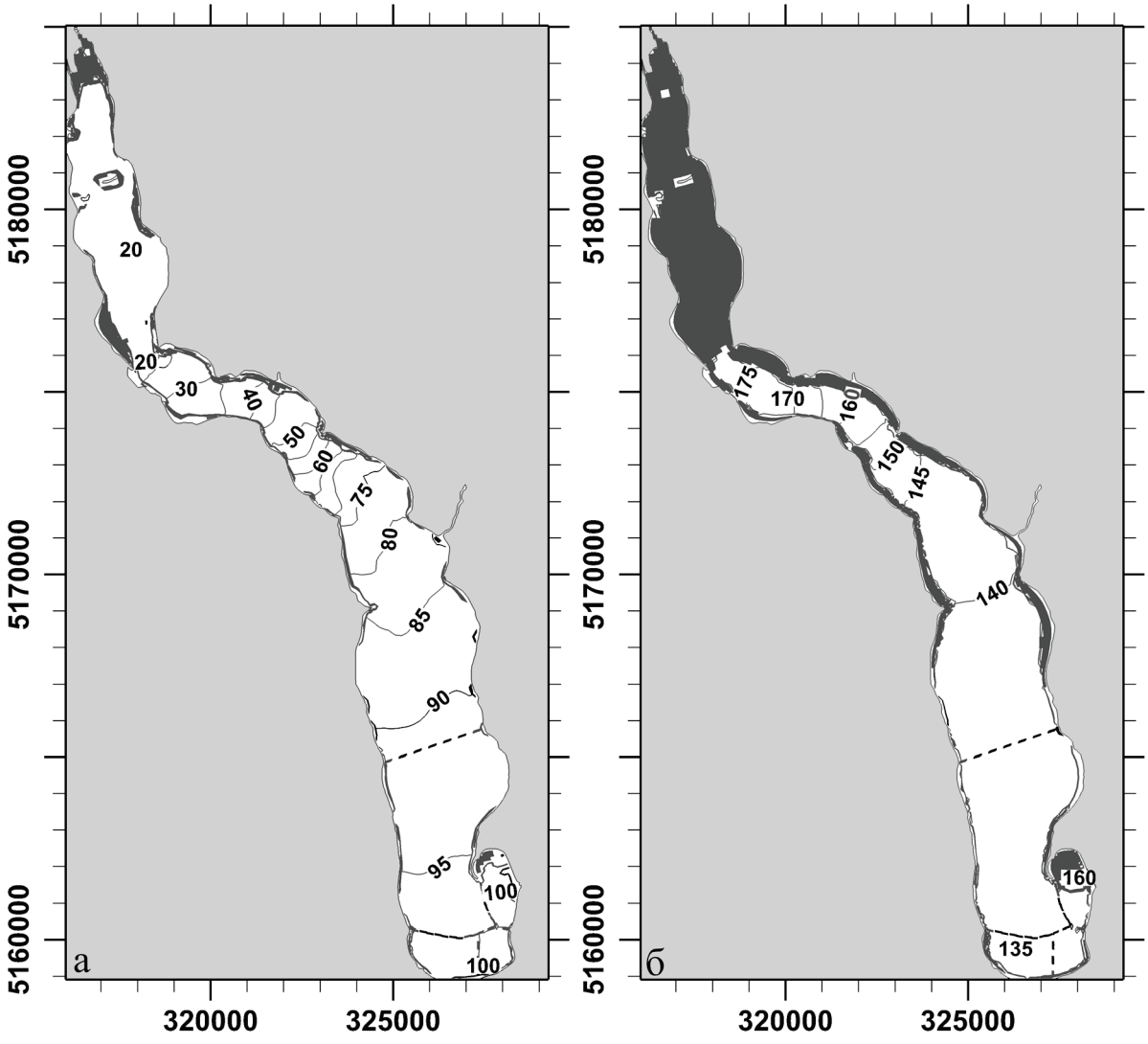

Рисунок Ж.3 – Змодельована мінливість просторового розподілу солоності вод лиману, ‰, та меж його водного дзеркала за умов надходження 75% обсягів розрахованого природного стоку р. В. Куяльник у різні типові роки сучасного кліматичного періоду XXI ст.:а) 15 квітня 2021 р.; б) 15 вересня 2021 р.

Наукове електронне видання

КУШНІР Дмитро Валентинович
ТУЧКОВЕНКО Юрій Степанович

МІНЛИВІСТЬ ГІДРОЛОГІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИЧОРНОМОРСЬКИХ ЛИМАНІВ В УМОВАХ РЕГУЛЮВАННЯ ВОДООБМІНУ З МОРЕМ (НА ПРИКЛАДІ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ТА КУЯЛЬНИЦЬКОГО ЛИМАНІВ)

Монографія

Видавець і виготовлювач
Одеський державний екологічний університет
вул. Львівська, 15, м. Одеса, 65016
тел./факс: (0482) 32-67-35
E-mail: info@odeku.edu.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи
ДК № 5242 від 08.11.2016