



Ю. С. ТУЧКОВЕНКО, Р. В. ГАВРИЛЮК, Д. В. КУШНІР

**ПРОГНОЗУВАННЯ ОКЕАНОГРАФІЧНИХ
ХАРАКТЕРИСТИК В УКРАЇНСЬКИЙ
ЧАСТИНІ АЗОВО-ЧОРНОМОРСЬКОГО
БАСЕЙНУ**

Монографія

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Ю. С. ТУЧКОВЕНКО, Р. В. ГАВРИЛЮК, Д. В. КУШНІР

**ПРОГНОЗУВАННЯ ОКЕАНОГРАФІЧНИХ
ХАРАКТЕРИСТИК В УКРАЇНСЬКИЙ
ЧАСТИНІ АЗОВО-ЧОРНОМОРСЬКОГО
БАСЕЙНУ**

Монографія

Одеса
Одеський державний екологічний університет
2021

УДК 556.465
Т32

Тучковенко Ю. С., Гаврилюк Р. В., Кушнір Д. В.

Т32 Прогнозування океанографічних характеристик в українській частині Азово-Чорноморського басейну: монографія / Одеський державний екологічний університет. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2021. 122 с.

ISBN 978-966-186-165-6

Представлені результати досліджень спрямованих на розробку складових національної системи морських прогнозів України для забезпечення потреб морегосподарського комплексу, морської транспортної інфраструктури, Військово-Морських Сил України. Надано опис фізико-статистичних методів, чисельних математичних моделей і результатів їх застосування для прогнозування океанографічних характеристик в акваторіях Чорного та Азовського морів.

Монографія розрахована на широке коло фахівців, які займаються гідрометеорологічним забезпеченням безпеки навігації, морегосподарської діяльності, навігаційно-гідрографічного забезпечення Військово-Морських Сил України, а також студентів та аспірантів закладів вищої освіти, які навчаються за спеціальністю Науки про Землю.

Tuchkovenko Yu. S., Gavriilyuk R. V., Kushnir D. V.

Forecasting of the oceanographic parameters in the Ukrainian part of the Azov-Black Sea basin: monograph. Odesa: Odessa State Environmental University, 2021. 122 p.

This monography presents the results of the research project on the development of components of national maritime forecasting system in order to satisfy the requirements of the maritime complex, maritime transport infrastructure and the Naval Forces of Ukraine. The description of phisico-statistical methods, numerical models and the results of their application for predicting the oceanographic parameters in the Black and the Azov Seas are given.

The monography is designed for a wider circle of specialists, which are engaged in hydrometeorological support activity for navigation safety, maritime activity, navigational and hydrographic support activity for the Naval Forces of Ukraine, as well as university under- and postgraduate students studying Earth Sciences.

УДК 556.465

Рецензенти:

д.геогр.н., с.н.с. Андріанова О.Р., к.геогр.н., с.н.с. Коморін В.М.,
к.геогр.н., доц. Ситов 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 978-966-186-165-6

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

ЗМІСТ

Вступ (Тучковенко Ю.С.).....	5
Розділ 1. Фізико - статистичний метод прогнозу відгінно-нагінних коливань рівня в північно-західній частині Чорного моря (Гаврилюк Р.В.).....	9
Розділ 2. Прогнозування відгінно-нагінних явищ із застосуванням 2-D гідродинамічної моделі (Тучковенко Ю.С.).....	18
2.1 Опис методу та вхідних даних.....	19
2.2 Адаптація та верифікація моделі.....	23
2.3 Результати валідації гідродинамічної моделі (випробування у прогностичному режимі).....	35
Розділ 3. Прогнозування мінливості океанографічних характеристик в Азово-Чорноморському басейні із застосуванням комплексу інтегрованих чисельних моделей DELFT3D-FLOW + SWAN (Кушнір Д.В., Тучковенко Ю.С.).....	44
3.1 Опис математичної структури чисельних математичних моделей та завдання умов на відкритих границях.....	44
3.1.1 Чисельна гідродинамічна модель Delft3D-FLOW	44
3.1.2 Спектральна хвильова модель SWAN та її застосування з гідродинамічним блоком FLOW.....	53
3.1.3 Взаємодія хвиль та течій в моделі Delft3D-FLOW	59
3.2 Адаптація та верифікація комплексу інтегрованих чисельних моделей для прогнозування мінливості океанографічних характеристик в північно-західній частині Чорного моря.....	64
3.2.1 Умови проведення розрахунків з адаптації та верифікації моделей, розрахункові сітки, вхідна інформація.....	64
3.2.2 Результати верифікації модельного комплексу Delft3D-FLOW + SWAN та їх обговорення.....	72
3.2.3 Випробування роботи комплексу чисельних математичних моделей Delft3D-FLOW + SWAN у прогностичному режимі.....	86
Розділ 4. Методи прогнозу льодових явищ в портах української частини Азово-Чорноморського басейну (Гаврилюк Р.В.)	93

4.1	Огляд літературних джерел щодо кліматичних змін льодового режиму в північно-західній частині Чорного моря та в Азовському морі.....	93
4.2	Огляд фізико-статистичних методів прогнозу льодових явищ в Чорному і Азовському морях.....	98
4.2.1	Короткострокові прогнози льодових явищ.....	99
4.2.2	Середньострокові прогнози льодових явищ.....	100
4.3	Перевірка за архівними матеріалами рівнянь регресії середньострокового прогнозу льодових явищ для морських гідрометеорологічних станцій Миколаїв, Одеса і Маріуполь.....	101
4.4	Перевірка прогнозів льодових явищ в Чорному і Азовському морях за модифікованими рівняннями на незалежних рядах спостережень	106
	Висновки (<i>Тучковенко Ю.С.</i>).....	110
	Список використаних джерел.....	114
	Summary.....	121

ВСТУП

Внаслідок окупації Кримського півострова Російською Федерацією (РФ), в 2014 р. Україна втратила національну автоматизовану систему морського прогнозування для Чорного та Азовського морів, яка була створена та функціонувала на базі Морського гідрофізичного інституту Національної академії наук України (м.Севастополь) за фінансовою та матеріально-технічною підтримкою Європейського Союзу [1, 2]. Була припинена співпраця з Гідрометцентром РФ у галузі надання спеціалізованих морських прогнозів для Азово-Чорноморського басейну. Тому особливу актуальність набуло вирішення проблеми відновлення функціонування сучасної національної системи оперативного прогнозу океанографічних параметрів стану морського середовища української частини акваторії Азово-Чорноморського басейну для забезпечення потреб морегосподарського комплексу, морської транспортної інфраструктури і, особливо, Військово-Морських Сил Збройних Сил (ВМС ЗС) України.

В монографії наведені результати дослідження, спрямованого на вирішення вказаної проблеми, отримані в межах виконання в Одеському державному екологічному університеті науково-дослідної роботи «Розробка складових національної системи морських прогнозів в Україні» ДР № 0117U002425, за фінансуванням Міністерства освіти і науки України протягом 2016-2019 рр.

Мета дослідження полягала у відновленні функціонування сучасної національної системи морських прогнозів в Україні шляхом розробки, впровадження нових методів оперативного прогнозу гідрофізичних параметрів стану морського середовища української частини акваторії Азово-Чорноморського басейну, прогнозів льодового режиму, з деталізацією для акваторій, які відносяться до морських портів України.

Основні ідеї дослідження полягали у наступному.

- 1) Оновлена система автоматизованого оперативного прогнозу океанографічних параметрів стану морського середовища української частини акваторії Азово-Чорноморського басейну повинна спиратись на сучасні, визнані науковою спільнотою як якісні і добре протестовані чисельні математичні моделі, які широко застосовуються в різних країнах світу для

вирішення подібних задач. До таких моделей відносяться, зокрема, програмні продукти незалежного науково-дослідного інституту прикладних досліджень «Делтарес» (Нідерланди) та Delft University of Technology – гідродинамічна модель Delft3D-FLOW та хвильова спектральна модель SWAN [3, 4], які були адаптовані до умов Азово-Чорноморського басейну, верифіковані і валідовані із використанням даних натурних спостережень.

2) Як вхідні дані на граничній межі «атмосфера-море» для оперативного прогнозу мінливості океанографічних параметрів можна використовувати метеорологічні прогнози, які надаються за глобальною чисельною моделлю прогнозу погоди GFS (Global Forecast System) і можуть бути вільно отримані з веб-сервісу NOMADS (National Operational Model Archive and Distribution System) Національної метеорологічної служби США [5, 6].

3) Через обмеженість комп'ютерних ресурсів, якими володіє Гідрометцентр Чорного та Азовського морів (ГМЦ ЧАМ), необхідно здійснити перевірку і удосконалення спрощених чисельних і фізико-статистичних методів прогнозу характеристик рівневого та льодового режиму в північно-західній частині Чорного моря та в Азовському морі, які були розроблені у ХХ ст., але й нині застосовуються в оперативній прогностичній практиці.

Проведення дослідження вимагало послідовного вирішення низки трудомістких задач з метою відновлення функціонування, на принципово новій сучасній науково-методичній базі, національної системи морських прогнозів в Україні:

1) збір та підготовку даних для адаптації та верифікації чисельних математичних моделей, перевірки існуючих та удосконалених фізико-статистичних методів прогнозу характеристик рівневого та льодового режимів;

2) генерація розрахункових сіток та адаптація до умов української частини Азово-Чорноморського басейну прогностичних чисельних математичних гідродинамічних моделей;

3) розробка процедури та програмного модуля для зчитування даних з архівів реаналізу, прогнозу та безпосередньо прогнозу метеорологічних параметрів над районом Азово-Чорноморського басейну за глобальною чисельною моделлю прогнозу погоди GFS з веб-сайту NOMADS;

4) проведення чисельних модельних експериментів для верифікації чисельних моделей Delft3D-FLOW+SWAN, авторської гідродинамічної моделі

відгінно-нагінних коливань рівня моря із використанням метеорологічних даних з архівів GFS-аналізу і GFS-прогнозу, шляхом порівняння результатів моделювання з даними спостережень;

5) валідація (незалежна перевірка) прогностичної здатності гідродинамічних моделей при їх застосуванні в прогностичному режимі із використанням даних метеорологічного прогнозу за GFS моделлю;

6) розробка процедур автоматизованого надання морських прогнозів із використанням модельного комплексу, створення інтерфейсу споживача для забезпечення можливості роботи з ним в оперативному режимі оператора-прогнозіста;

7) перевірка прогностичної здатності, оновлення та удосконалення фізико-статистичних методів оперативного прогнозування відгінно-нагінних коливань рівня моря, середньострокового прогнозування дат появи льоду і очищення від льоду в морських портах України.

В результаті виконання роботи розроблено складові якісно нової, порівняно з втраченою у 2014 р., національної системи морських прогнозів в Україні, які відповідають сучасним вимогам, базуються на використанні протестованих і верифікованих чисельних математичних гідродинамічних моделей, перевірених і адаптованих до кліматичних змін режимних гідрометеорологічних характеристик, що відбулися в останні десятиріччя. Загальна архітектура розробленої прогностичної системи є унікальною та забезпечує можливість її використання в оперативній прогностичній практиці Гідрометцентру Чорного та Азовського морів, а також Центром навігації, гідрографії та гідрометеорології ВМС ЗС України в структурі інтелектуальної інформаційної системи висвітлення гідрографічної обстановки в акваторії Чорного моря в інтересах навігаційно-гідрографічного забезпечення ВМС України [7].

Монографія складається з чотирьох розділів. В першому розділі викладений оновлений фізико-статистичний метод прогнозу відгінно-нагінних коливань рівня моря в портах північно-західної частини Чорного моря (ПнЗЧМ), в результаті застосування якого отримано рівняння регресії для розрахунків змін рівня окремо для фази підйому та фази спаду в портах Чорноморськ, Південний. Аргументами в рівняннях є початкове значення рівня моря та сума проєкцій максимального вітру на ефективні напрями за попередні 30 годин.

В другому розділі розглядаються математична структура, результати адаптації, випробувань в імітаційному і прогностичному режимах авторської чисельної гідродинамічної моделі, заснованої на вирішенні рівнянь теорії «мілкої води» у 2D наближенні. Модель застосовується для прогнозування відгінно-нагінних коливань рівня моря в портах ПнЗЧМ: Чорноморськ, Одеса, Південний. Перевагою застосування 2-D гідродинамічної моделі в оперативній прогностичній практиці Гідрометцентру Чорного та Азовського морів, на даному етапі розбудови національної системи морських прогнозів, є її невибагливість до наявних комп'ютерних ресурсів.

Третій розділ присвячений опису математичної структури комплексу інтегрованих чисельних моделей DELFT3D-FLOW + SWAN, результатів їх адаптації, верифікації та валідації для оперативного прогнозування викликаних вітром течій, хвиль та коливань рівня моря в акваторіях ПнЗЧМ та Азовського моря із використанням даних метеорологічного прогнозу за глобальною атмосферною моделлю GFS.

В четвертому розділі розглядаються питання, пов'язані з прогнозуванням льодових явищ в портах української частини Азово-Чорноморського басейну. Надано опис модернізованого фізико-статистичного методу середньострокового прогнозу (на 10-15 діб) дат появи льоду і дат очищення від льоду для портів Одеса, Миколаїв і Маріуполь та результатів його перевірки.

РОЗДІЛ 1

ФІЗИКО - СТАТИСТИЧНИЙ МЕТОД ПРОГНОЗУ ВІДГІННО-НАГІННИХ КОЛИВАНЬ РІВНЯ В ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ ЧОРНОГО МОРЯ

Коливання рівня моря в прибережних і мілководних районах суттєво впливають на діяльність багатьох галузей господарства: судноплавство, видобуток корисних копалин на шельфі, гідротехнічне будівництво, відпочинок в рекреаційних зонах та ін. Штормові нагони представляють велику загрозу для прибережних міст і селищ. Вони завдають матеріальних збитків, а іноді призводять до людських жертв. В акваторіях портів при підвищенні рівня створюється загроза затоплення прилеглих територій, а при пониженні – загроза посадки суден на мілину.

Ці явища мають неперіодичний характер, розвиваються в синоптичному діапазоні частот і, за причинами, які їх викликають, відносяться до анемобаричних коливань. В оперативній практиці такі коливання поділяються на відгінно-нагінні, які викликаються дією вітру, і барометричні – зміни рівня відбуваються під впливом змін атмосферного тиску. Коливання рівня моря, які виникають в результаті швидкого пересування баричних систем над морем, мають назву штормові нагони.

Механізм формування анемобаричних коливань рівня моря є таким. Основними чинниками, які визначають режим коливань рівня в синоптичному діапазоні частот, є вітер та атмосферний тиск. Зміни рівневої поверхні моря за рахунок статичного ефекту атмосферного тиску описуються законом «зворотного барометру», тобто при змінах атмосферного тиску на 1,3 гПа рівень зміниться на 13 мм. В реальних умовах в полі атмосферного тиску над морем формується поле вітру. В результаті дії вітру на водну поверхню виникають дрейфові течії. Повний потік дрейфової течії спрямований перпендикулярно до напрямку вітру. В мілководних морях кут відхилення течії від вітру залежить від відношення глибини моря (H) до глибини тертя (D) і при $H/D < 0,1$ кут відхилення дорівнює нулю. Таким чином, в глибокому морі нагін води буде найбільшим, якщо вітер спрямований паралельний до берега, а в мілководному морі – якщо вітер спрямований перпендикулярно до берега.

Баричні утворення, що рухаються над морем, крім вітрового та статичного впливу на поверхню моря, викликають також систему довгих

хвиль, вплив яких на рівень моря може бути навіть більш значущим, ніж сумарна дія вітру та атмосферного тиску. Найбільш важливими для формування значних підйомів рівня є циклони, які швидко рухаються. Якщо підйом рівня обумовлюється переважно дією довгої хвилі, то йому спочатку передують спад рівня, який викликається підходом підшви хвилі, після чого рівень швидко зростає за рахунок підходу гребня хвилі.

Механізм формування відгінно-нагінних коливань інший. Під впливом дрейфової і градієнтної течій поблизу берега формується певна циркуляція. Зі зменшенням глибини вплив сили Коріолісу зменшується, і, при достатньо малій глибині, нею можна знехтувати. Навпаки, тертя о дно зростає, і для відтворення компенсуючого потоку від берега, якій дорівнює потік дрейфової течії до берега, потрібні значно більші ухили рівня. Це означає, що зі зменшенням глибини амплітуда відгінно-нагінних коливань рівня зростає.

На початку процесу переважає дрейфовий потік і вода накопичується поблизу берега. Підйом рівня формує градієнт тиску, який, в свою чергу, викликає відтік води. Настає явище сталого нагону, яке буде існувати до тих пір, поки сила, яка викликала нагін, не зміниться, або її дія не припиниться. При зміні потужності вітру, через деякий час знов виникне сталий нагін, але вже при іншому положенні поверхні рівня моря.

Розвиток відгінно-нагінних коливань рівня визначається співвідношенням напрямків діючого вітру та конфігурації берегової смуги, а розмах відгінно-нагінних коливань рівня на різних станціях спостережень, навіть близько розташованих одна від одної, можуть суттєво відрізнятися [1-4].

До визначення показників штормової активності над морем, зокрема у зв'язку зі змінами клімату, в останні роки привертається увага багатьох дослідників [3, 4], а прогнози відгінно-нагінних коливань моря мають велике значення для ефективного обслуговування морських галузей господарства гідрометеорологічною інформацією.

Методологічні основи прогнозування відгінно-нагінних коливань рівня моря розглядаються в [2, 5], де представлені як гідродинамічні, так і фізико-статистичні методи.

Фізико-статистичні методи ґрунтуються на статистичних зв'язках між відгінно-нагінними коливаннями і характеристиками вітру. При цьому враховуються всі параметри вітру – напрям, швидкість і тривалість дії. В фізико-статистичних методах іноді використовують статистичні зв'язки

між коливання рівня моря і характеристиками поля атмосферного тиску. Використовують такі характеристики як градієнти атмосферного тиску по ефективних напрямках, або поля тиску представляють аналітично у вигляді розкладання в ряди поліномів чи природних ортогональних складових. Прогноз коливань рівня моря базується на метеорологічному прогнозі характеристик вітру або поля атмосферного тиску. При цьому треба мати на увазі, що помилка прогнозу рівня моря може бути значною і перевищувати допустиму помилку, так як вона містить в собі також помилку метеорологічного прогнозу. Тому в статистичних схемах прогнозу коливань рівня моря найчастіше використовують запізнювання відгінно-нагінного процесу відносно до метеорологічних процесів. Час адаптації океанологічних полів, і, зокрема, відгінно-нагінних процесів, в залежності від змін атмосферної циркуляції, приймається в якості завчасності морських гідрологічних прогнозів. Стосовно до прогнозу відгінно -нагінних коливань рівня моря, час адаптації, а саме завчасність прогнозу, визначається емпіричними методами і становить від декількох годин до декількох діб.

У північно-західній частині Чорного моря розташовані найважливіші морські порти України (Одеса, Чорноморськ та Південний (до 2019 р. звався «Южний»). Вплив відгінно-нагінних коливань рівня моря на їх роботу є суттєвим. Тому вивчення цих процесів, а також розробка методів їх прогнозування, представляє значний практичний інтерес.

В роботі [6] представлені результати аналізу відгінно-нагінних коливань рівня моря в акваторіях портів Південний і Чорноморськ, а також запропоновано метод статистичного прогнозу.

Для дослідження використовувалися дані таблиць ТГМ строкових спостережень за рівнем моря, напрямками та швидкістю вітру (в строки 00, 06, 08, 12 і 18 годин доби) на морських гідрометеорологічних станціях «ГМБ Чорноморськ» – далі «Чорноморськ» (2006-2013 рр.), і «порт Південний» – далі «Південний» (2000-2011 рр.). В якості критерію виділення відгону або нагону використовувалась запропонована в [4] величина розмаху коливань в 15 см та більше на добу, від середнього місячного значення рівня моря, що відповідає найбільш характерній для цього процесу в Чорному морі величині. На нашу думку, ця величина приблизно співпадає з величиною середнього квадратичного відхилення рівня моря в синоптичному діапазоні частот та є допустимою помилкою при оцінках розрахунків за стохастичними моделями [5]. Використовувалася

методика візуального виділення відгонів та нагонів за цим критерієм на графіках зміни рівня для кожного місяця року, на кожній станції окремо, за весь період спостережень. За результатами візуального аналізу кривих коливань рівня визначалися такі характеристики: дати та строки початку та кінця відгону або нагону, їх величина (в см) та тривалість (в годинах). З таблиць ТГМ обирались значення напрямків та швидкості вітру (середнє та максимальне значення) за період відгонів і нагонів. За цими даними формувалися ряди, які в подальшому підлягали статистичній обробці. Методи дослідження, які використовувались у роботі, це стандартні методи математичної статистики прийняті в гідрометеорології та океанографії: статистичний, кореляційний, регресійний аналізи.

Перш за все за сформованими рядами розраховувались статистичні характеристики відгінно-нагінних коливань рівня моря на станціях «Чорноморськ» і «Південний». Результати розрахунків представлені в [7]. На станціях «Чорноморськ» і «Південний» повторюваність нагонів, які не перевищують 30 см відносно середнього місячного значення рівня моря, складає 72 % та 76 % відповідно, а повторюваність відгонів такої інтенсивності на обох станціях приблизно однакова і досягає 65 %. Повторюваність нагонів інтенсивністю вище 30 см (значні нагони) на станції «Чорноморськ» складає 28 %, на станції «Південний» – 24 %, а відгонів такої інтенсивності – 34-35 %. Для дуже значних нагонів (більше 50 см відносно середнього рівня) повторюваність складає 2 % випадків на станції «Чорноморськ» і 1 % випадків на станції «Південний», а для відгонів такої інтенсивності повторюваність підвищується до 5 % і 7 % відповідно. Таким чином, на обох станціях повторюваність незначних нагонів перевищує аналогічні відгони, а для значних та дуже значних відгонів – навпаки, повторюваність відгонів перевищує аналогічні нагони. Такий характер відгінно-нагінних коливань рівня моря обумовлений співвідношеннями напрямків діючого вітру та конфігурації берегової смуги.

Порти Чорноморськ і Південний розташовані у мілководних районах північно-західної частини моря, тому найбільші відгони і нагони формуються тут під дією вітру, який спрямований, переважно, перпендикулярно до берегової лінії. Аналіз виконаний в [6] показав, що на станції «Чорноморськ» підйоми рівня моря спостерігаються в більшості випадків при південному та південно-східному вітрах. Середні швидкості таких вітрів складають $8-9 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, а максимальні досягають $15-17 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Спади рівня виникають переважно при північно-західному та західному вітрах,

середня швидкість яких становить $9-10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а максимальна досягає $19-22 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

На станції «Південний» підйоми рівня моря спостерігаються переважно при південних, південно-східних і східних вітрах. Їх середні швидкості складають $12-15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а максимальні досягають $20-28 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Спади рівня спостерігаються при західних, північно-західних і північних вітрах. Середня швидкість вітру становить $15-17 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а максимальна досягає $20-28 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Таким чином, на обох станціях вітри відгінних напрямків є більш потужними ніж нагоні, що є причиною більшого розмаху відгонів в порівнянні з розмахом нагонів.

Розрахунки кількості випадків відгонів-нагонів показали, що на станції «Чорноморськ» в період 2006-2013 рр. спостерігалися 101 випадок підйому і 107 випадків спаду рівня моря, тобто кількість спадів декілька перевищувала кількість підйомів. У середньому за цей період спостерігались 1-2 випадки спаду і підйому на місяць. В осінньо-зимовий період їх кількість підвищувалась до 6 випадків, а у весняно-літній період знижувалась до 1 випадку в місяць або вони зовсім не спостерігаються.

На станції «Південний» в період 2000-2011 рр. спостерігались 270 випадків відгонів і 246 випадків нагонів, тобто кількість відгонів також трохи вища, ніж нагонів. У середньому за цей період спостерігались по 2 випадки нагонів і відгонів в місяць. В осінньо-зимовий період їх кількість зростала до 3-4, а у весняно-літній період знижувалась до 1-2 випадків на місяць.

Важливою характеристикою мінливості відгінно-нагінних коливань є розмах зміни рівня. В середньому за досліджуваний період на станції «Чорноморськ» величина підйому рівня становила 34 см, а спаду – 38 см, тобто величина спаду була дещо більша, ніж підйому. За максимальними значеннями величина спаду досягала 101 см, а величина підйому – 97 см. Протягом року величини підйому і спаду рівня сильно змінювались. В осінньо-зимові місяці, з листопада по березень, величина підйому в середньому складала 39-45 см, а спаду – 40-47 см. У літні місяці величина підйому зменшувалась до 18-27 см, а спаду – до 27-45 см. На станції «Південний» за досліджуваний період величина підйому рівня в середньому становила 30 см, а спаду – 34 см, за максимальними значеннями величина спаду досягала 98 см, а підйому – 91 см. Восени та взимку величина підйому становила 30-38 см, а спаду – 35-45 см. Літом

підйом зменшувався до 22-28 см, а спад – до 26-34 см.

Розраховувались також статистичні характеристики мінливості тривалості підйомів і спадів. За початок підйому приймалася найнижча точка в положенні рівня моря, а за початок спаду – найвища. Проміжок часу від початку до кінця спаду чи підйому і є тривалістю явища. На обох станціях тривалість підйому рівня склала в середньому 33-34 години, а тривалість спадів – 36-38 годин, тобто тривалість спадів декілька вища, ніж тривалість підйомів. Для цієї характеристики також притаманна сезонна мінливість – найбільші значення припадають на зимовий період і досягають 39-46 годин, а найменші – в літні місяці, 22-36 годин.

Для господарської діяльності важливим є прогноз досягнення рівнем критичних позначок. Такими позначками для порту Чорноморськ і Південний прийнято 427 см при спаді і 550 см при підйомі рівня моря. За період 2008-2013 рр. на станції «Чорноморськ» спостерігалось 5 випадків небезпечного спаду рівня, а небезпечних підйомів не зафіксовано. На станції «Південний» за 2000-2011 рр. спостерігалось 8 випадків небезпечного підйому рівня і 6 випадків небезпечного спаду рівня. Всі небезпечні спади рівня спостерігалися в осінньо-зимовий період року (вересень - січень).

У роботі [4] представлено результати чисельних експериментів з розрахунку відгінно-нагінних коливань рівня, викликаних циклонами, які рухаються над Чорним морем, для деяких прибережних станцій та їх співставлення з даними натурних спостережень. Було виявлено декілька типів траєкторій руху циклонів, які обумовлюють максимальні величини спаду та підйому рівня в пунктах узбережжя. Зокрема, показано, що в Одесі та Чорноморську максимальний спад рівня обумовлений циклонами, що рухаються з заходу, а максимальний підйом рівня – циклонами з траєкторією руху з південного заходу.

За досліджуваний період спостерігались випадки виникнення небезпечного явища одночасно на станціях «Чорноморськ» та «Південний». На рис. 1.1 наведені синоптичні карти атмосферного тиску за 00 годин 10 листопада 2007 р. та 00 годин 11 листопада 2007 р. [8], які демонструють переміщення над Чорним морем південного циклону з Балканського півострова. У першій половині доби 10 листопада в північно-західній частині Чорного моря спостерігався південний та південно-східний вітер швидкістю $13-18 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, що обумовило підйом рівня на станції «Чорноморськ» на 37 см, на станції «Південний» – на 48 см, а на станції

«Одеса-порт» на 27 см. У другій половині 10-го та першій половині 11-го листопада напрям вітру змінився на західний, північно-західний та посилювався до 17-23 м·с⁻¹. На станції «Чорноморськ» рівень моря за 18 годин (з 12 годин 10 листопада до 06 годин 11 листопада) знизився з 518 см до 417 см, тобто на 101 см, на станції «Південний» зниження рівня склало 98 см – з 528 см до 430 см, а в Одесі на 87 см – з 507 см до 420 см. Тобто, у всіх портах було одночасно зафіксовано зниження рівня до небезпечних позначок. Таким чином, цей приклад підтверджує, що, навіть під час потужного шторму, в портах північно-західної частині Чорного моря величина підйому рівня значно менша, ніж спаду.

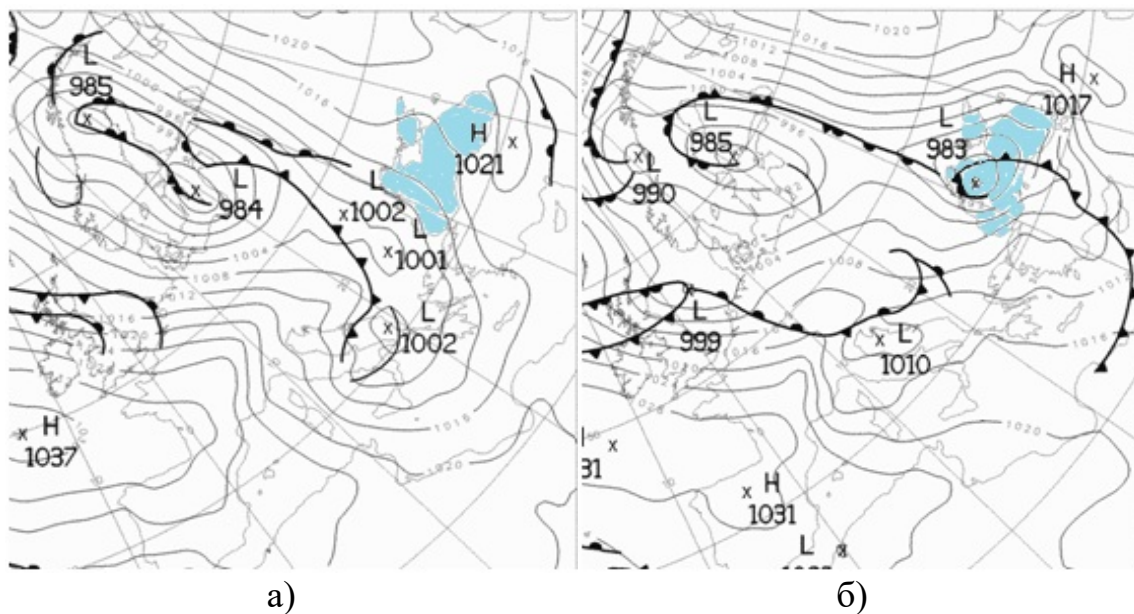


Рисунок 1.1 – Синоптична ситуація над Чорним морем в 00 годин 10 листопада (а) та 00 годин 11 листопада (б) 2007 р. [8]

Як відомо з літературних джерел [2, 9], в подальшому циклон перемістився на Азовське море і викликав в Керченській протоці висоту хвилі 3,5-4,0 м. В результаті шторму в Керченській протоці затонуло 4 судна, 6 сіли на мілину, а 2 танкери отримали пробоїни, в результаті чого в море потрапило 3 тис. тон мазуту і близько 6 тис. тон сірки. Економічний збиток склав близько 900 млн. доларів.

Як було показано вище, на станції «Чорноморськ» підйоми рівня моря спостерігаються в більшості випадків при південному та південно-східному вітрах, а спади рівня – при північно-західному та західному вітрах, тому

напрямок північний захід - південний схід можна розглядати як ефективний напрям для розрахунків проекцій швидкості вітру.

На станції «Південний» у більшості випадків спади рівня води спостерігаються при північних, північно-західних та північно-східних вітрах, а підйоми – при південних, південно-східних та південно-західних вітрах, тому для цієї станції ефективним обрано напрям північ-південь.

Проекції (Π) швидкості вітру (обирались значення максимального вітру) за кожен строк окремо для фази спаду та фази підйому рівня розраховувались за формулою

$$\Pi = |V| \cos \varphi, \quad (1.1)$$

де $|V|$ – модуль швидкості вітру, φ – кут між напрямом вітру та ефективним напрямком. При цьому вітри, що обумовлюють підйом рівня ураховуються з від'ємним знаком, а ті, що обумовлюють спади рівня – з позитивним знаком.

Так як середня тривалість спадів та підйомів рівня складає приблизно 30 годин, то для кожного випадку розраховувалась накопичувальна сума проекцій вітру $\Sigma\Pi$ за цей проміжок часу (5 строків). З цих даних формувался ряд, який в подальшому використовувався в якості одного з аргументів рівняння регресії. Другим аргументом приймалось початкове значення рівня моря окремо для фази підйому та фази спаду. Для визначення коефіцієнтів рівнянь регресії були сформовані ряди наступної тривалості: для станції «Південний» ряд складав 148 значень для відгонів та 82 значення для нагонів; для станції «Чорноморськ» ряд складався з 52 значень для відгонів та 34 значень для нагонів. Рівняння множинної регресії в загальному вигляді є таким:

$$\Delta H = aH_{\text{поч}} + b\Sigma\Pi + c, \quad (1.2)$$

де ΔH – зміни рівня моря підчас спаду або підйому, $H_{\text{поч}}$ – початкове значення рівня моря, $\Sigma\Pi$ – сума проекцій максимальної швидкості вітру на ефективний напрям за попередні 30 годин, a, b, c – коефіцієнти рівняння регресії.

За визначеними рівняннями регресії розраховувались зміни рівня моря для фаз його підйому та спаду окремо, які порівнювались з фактичними значеннями, та розраховувалась забезпеченість розрахунків. За

допустиму помилку приймалось значення середнього квадратичного відхилення [5], яке склало 15-18 см. У таблиці 1.1 наведені рівняння регресії для розрахунку змін рівня моря окремо для фаз підйому та спаду, множинний коефіцієнт кореляції (R) та забезпеченість (%) розрахунків за рівняннями. Всі коефіцієнти кореляції є значущими на рівні не нижче 95 %. Як видно, для станції «Південний» забезпеченість розрахунків за рівняннями складає 84-87 %. Для станції «Чорноморськ» для фази спаду рівня забезпеченість перевищує 90 %, а для фази підйому складає всього 61 %.

Таблиця 1.1 - Рівняння регресії для розрахунків змін рівня для фаз спаду та підйому, множинний коефіцієнт кореляції (R) і забезпеченість (%) розрахунків за рівняннями для станцій «Чорноморськ» і «Південний»

Станція	Фази змін рівня	Рівняння регресії	R	Забезпеченість прогнозів (%)
Чорноморськ	Спад рівня	$\Delta H = 0,686H_{ноч} - 0,553\Sigma\Pi + 150,749$	0,77	91
	Підйом рівня	$\Delta H = 0,612H_{ноч} - 0,489\Sigma\Pi + 199,981$	0,80	61
Південний	Спад рівня	$\Delta H = 0,572H_{ноч} - 0,430\Sigma\Pi + 203,924$	0,71	84
	Підйом рівня	$\Delta H = 0,663H_{ноч} - 0,354\Sigma\Pi + 172,075$	0,74	87

Отримані рівняння регресії дозволяють по характеристиках вітру розраховувати відгінно-нагінні зміни рівня моря в портах Чорноморськ і Південний. Однак ці ж рівняння можна використовувати також для прогнозу. Для цього треба мати прогноз вітру на 5 строків, тобто на 30 годин. За цим прогнозом необхідно оцінити напрямки вітру, які очікуються. Якщо очікуванні вітри є нагінними або відгінними, необхідно розрахувати накопичувальну суму проєкцій максимального вітру на наступні 30 годин. Ця величина є одним з аргументів у рівнянні регресії. Другим аргументом є початкове значення рівня моря, тобто фактичне значення рівня моря в момент складання прогнозу.

РОЗДІЛ 2

ПРОГНОЗУВАННЯ ВІДГІННО-НАГІННИХ ЯВИЩ ІЗ ЗАСТОСУВАННЯМ 2-D ГІДРОДИНАМІЧНОЇ МОДЕЛІ

Одним з напрямків розвитку і підвищення вантажообігу морських торговельних портів (МТП – Чорноморськ, Південний, Одеса) Одеського району північно-західної частині Чорного моря (ПнЗЧМ) є поглиблення підхідних каналів та операційної акваторії порту для збільшення можливої осадки суден, які може прийняти порт для завантаження біля причалів. В останні роки МТП Південний (Южний) приймав і обробляв біля причалів балкери (в тому числі типу «Capesize») дедвейтом 170-200 тис.тон з осадкою до 18,5 м, а МТП Чорноморськ – великотонажні судна з осадкою до 14,5 м типу Panamax і post-Panamax дедвейтом до 75 тис. тон (з навантаженням до повної місткості).

Для забезпечення безпеки судноплавства в акваторії портів і на підхідних каналах до них, при виході з порту максимально завантажених біля причалів суден, повинен дотримуватися встановлений для них мінімальний запас глибини під кілем. При сильних вітрах на запас глибини під кілем судна значно впливають викликані вітром відгінно-нагінні коливання рівня моря, які можуть призводити до швидкого підйому або спаду рівня моря в портах Одеського району ПнЗЧМ до 0,9-1,0 м. Тому оперативне прогнозування відгінно-нагінних коливань рівня моря в портах і на підходах до них є актуальною задачею.

Для вирішення цієї задачі, зокрема, була застосована чисельна гідродинамічна модель [1, 2] заснована на вирішенні рівнянь теорії «мілкої води» у 2D наближенні [3-5]. Ця модель має спрощену відносно сучасних 3D моделей математичну структуру, спрямовану тільки на прогнози коливань рівня моря і, відповідно, потребує мінімальних комп'ютерних ресурсів для практичного застосування. За оновленою, порівняно з [1, 2], прогностичною схемою модель використовується з даними прогнозу вітру (на 10 діб з часовою дискретністю 3 год), отриманими за глобальною чисельною моделлю прогнозу погоди GFS (Global Forecast System), веб-сервіс (National Operational Model Archive and Distribution System – NOMADS) якої знаходиться в США [6].

Просторова деталізація прогностичних даних моделі GFS у горизонтальній площині становить $0,25^\circ$ за широтою та довготою. Національна метеорологічна служба США надає безкоштовний доступ до прогностичних даних моделі GFS, тому їх використання є виправданим та перспективним. Прогностична продукція за моделлю GFS використовується, зокрема, в оперативній діяльності Українського гідрометеорологічного центру.

2.1 Опис методу та вхідних даних

Для прогнозування ініційованих вітром відгінно-нагінних коливань рівня моря в районах морських портів (Чорноморськ, Одеса, Південний) Одеського району північно-західної частини Чорного моря (ПнЗЧМ) використовувалась спрощена 2-D гідродинамічна модель. Система гідродинамічних рівнянь моделі записується у такому вигляді [1, 5]:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV + g \frac{\partial \xi}{\partial x} = \frac{1}{\rho_w H} (\tau_{sx} - \tau_{bx}), \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU + g \frac{\partial \xi}{\partial y} = \frac{1}{\rho_w H} (\tau_{sy} - \tau_{by}), \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial (HU)}{\partial x} + \frac{\partial (HV)}{\partial y} = 0, \quad (2.3)$$

де U, V – компоненти вектору $\vec{V}(U, V)$ середньої за глибиною швидкості течій по осях x та y , відповідно; $H = h + \xi$ – повна глибина; h – глибина на незбуреній воді; ξ – відхилення рівневої поверхні від незбуреного стану; ρ_w – густина води; τ_{sx}, τ_{sy} ; τ_{bx}, τ_{by} – компоненти по осях x та y векторів дотичних напружень поверхневого $\vec{\tau}_s(\tau_{sx}, \tau_{sy})$ і придонного $\vec{\tau}_b(\tau_{bx}, \tau_{by})$ тертя; $f = 2\omega \sin \varphi$ – параметр Коріолісу; ω – вертикальна складова вектору кутового обертання Землі; φ – широта місця; g – прискорення вільного падіння; t – час.

Рівняння (2.1)-(2.3) вважаються заданими в деякій області просторових змінних з достатньо гладкою границею, яка співпадає з природними границями ПнЗЧМ.

В якості граничних умов на твердих границях $\Gamma_{\text{ТВ}}$ розрахункової області для системи (2.1)-(2.3) ставиться умова непроточності: $V_{\vec{n}} = 0$, а на рідкій границі $\Gamma_{\text{р}}$ – умова випромінювання:

$$V_{\vec{n}} = \xi \sqrt{g/H}; \quad \partial V_{\tau} / \partial \vec{n} = 0,$$

де $V_{\vec{n}}$ і V_{τ} – нормальна та тангенціальна до границі складові вектору швидкості течії; \vec{n} – одинична зовнішня нормаль до граничного контуру Γ .

Компоненти вектору дотичного напруження тертя вітру на верхній межі (повітря-вода) розрахункової області визначаються за такими залежностями:

$$\tau_{sx} = \rho_a C_a W_{10} W_x, \quad (2.4)$$

$$\tau_{sy} = \rho_a C_a W_{10} W_y, \quad (2.5)$$

де ρ_a – щільність повітря ($\rho_a = 1,25 \text{ кг/м}^3$); W_x й W_y – складові вектору швидкості вітру на висоті 10 м над рівнем моря по осях x і y , відповідно; W_{10} – модуль швидкості вітру на висоті 10 м; C_a – коефіцієнт поверхневого тертя:

$$C_a = \begin{cases} 1,2 \cdot 10^{-3}, & \text{якщо } W_{10} \leq 5,0 \text{ мс}^{-1} \\ (0,8 + 0,065 W_{10}) \cdot 10^{-3}, & \text{якщо } W_{10} > 5,0 \text{ мс}^{-1}. \end{cases}$$

Компоненти вектору дотичного напруження донного тертя на нижній межі (вода-дно) розрахункової області визначаються наступним чином

$$\tau_{bx} = \Phi U \quad \text{і} \quad \tau_{by} = \Phi V, \quad (2.6)$$

де $\Phi = \rho_w C_b (U^2 + V^2)^{1/2}$. Тут ρ_w – густина морської води ($\rho_w = 1015 \text{ кг/м}^3$); $C_b = 2,6 \cdot 10^{-3}$ – коефіцієнт донного тертя.

За початкові умови приймається стан спокою:

$\bar{V}(x, y) = 0, \zeta(x, y) = 0$, якщо $t = 0$.

Рівняння моделі (2.1)-(2.3), з відповідними граничними умовами, апроксимувалися на рівномірній просторовій сітці, що переважається (рис. 2.1), за допомогою чисельного кінцево-різницевого методу запропонованого в [7] і реалізованого в [1]. Наведемо його короткий опис.

Розташування точки з координатами (x, y, t) задається на дискретній просторово-часовій сітці як $(i\Delta x, j\Delta y, n\Delta t)$, де $i, j, n = 0 \pm \frac{1}{2}, \pm 1, \pm \frac{3}{2}, \dots$; $\Delta x, \Delta y, \Delta t$ – кроки у просторі і часі відповідно.

Чисельну апроксимацію в просторовій області похідних і середніх значень величин, які моделюються, продемонструємо на прикладі змінної x :

$$F^x = \frac{1}{2} \left\{ F \left[\left(i + \frac{1}{2} \right) \Delta x, j\Delta y, n\Delta t \right] + F \left[\left(i - \frac{1}{2} \right) \Delta x, j\Delta y, n\Delta t \right] \right\}, \quad (2.7)$$

$$\delta_x F = \frac{1}{\Delta x} \left\{ F \left[\left(i + \frac{1}{2} \right) \Delta x, j\Delta y, n\Delta t \right] - F \left[\left(i - \frac{1}{2} \right) \Delta x, j\Delta y, n\Delta t \right] \right\}, \quad (2.8)$$

$$\begin{aligned} \bar{F} = \frac{1}{4} \left\{ F \left[\left(i + \frac{1}{2} \right) \Delta x, \left(j + \frac{1}{2} \right) \Delta y, n\Delta t \right] + F \left[\left(i + \frac{1}{2} \right) \Delta x, \left(j - \frac{1}{2} \right) \Delta y, n\Delta t \right] + \right. \\ \left. + F \left[\left(i - \frac{1}{2} \right) \Delta x, \left(j + \frac{1}{2} \right) \Delta y, n\Delta t \right] + F \left[\left(i - \frac{1}{2} \right) \Delta x, \left(j - \frac{1}{2} \right) \Delta y, n\Delta t \right] \right\}. \end{aligned} \quad (2.9)$$

Для y і t використовуються аналогічні апроксимації, за виключенням величин, які відповідають проміжним часовим рівням:

$$\delta_{+1/2} F = \frac{2}{\Delta t} \left\{ F \left[i\Delta x, j\Delta y, \left(n + \frac{1}{2} \right) \Delta t \right] - F \left[i\Delta x, j\Delta y, n\Delta t \right] \right\}, \quad (2.10)$$

$$F_+ = F \left[i\Delta x, j\Delta y, \left(n + \frac{1}{2} \right) \Delta t \right], \quad (2.11)$$

$$F_- = F\left[i\Delta x, j\Delta y, \left(n - \frac{1}{2}\right)\Delta t\right], \quad (2.12)$$

$$F^{t/2} = \frac{1}{2} \left\{ F\left[i\Delta x, j\Delta y, \left(n + \frac{1}{2}\right)\Delta t\right] + F\left[i\Delta x, j\Delta y, n\Delta t\right] \right\}. \quad (2.13)$$

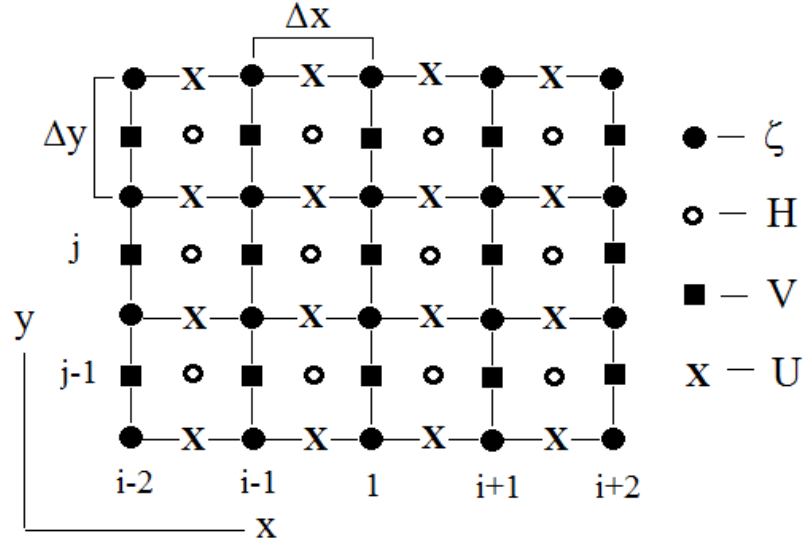


Рисунок 2.1 – Структура різницевої розрахункової сітки та розташування розрахункових вузлів для кінцево-різницевої розрахункової схеми, яка використовується в моделі

На кожному часовому інтервалі Δt рішення шукають на двох часових підрівнях, які відповідають відріzkам часу $\left[0, n + \frac{1}{2}\right]$ та $\left[n + \frac{3}{2}, n + 1\right]$ тривалістю $\frac{\Delta t}{2}$ кожний.

Вузлам ζ присвоюються цілі індекси i, j (рис. 2.1); вузли U нумеруються як напівцілі i та цілі j ; V – як цілі i та напівцілі j ; H вузлам відповідають напівцілі індекси i, j .

В момент часу n шукають рішення:

в U -вузлах $i + \frac{1}{2}, j$

$$\delta_t U - f\bar{V} + U_+ \delta_x U_-^x + \bar{V} \cdot \delta_y U_-^y + g \delta_x \zeta^t + \frac{\tau_{bx} - \tau_{sx}}{\rho(h^x + \zeta^x)} = 0, \quad (2.14)$$

в ζ -вузлах i, j

$$\delta_{+1/2t} \zeta + \delta_x \left[\left(\overline{h^y} + \overline{\zeta^x} \right) U_+ \right] + \delta_y \left[\left(\overline{h^x} + \overline{\zeta^y} \right) V \right] = 0. \quad (2.15)$$

На наступному часовому підрівні $n + 1/2$:

для V -вузлів $i, j + 1/2$

$$\delta_t V - f \overline{U} + \overline{U} \delta_x U_-^x + V_+ \delta_y U_-^y + g \delta_y \zeta^t + \frac{\tau_{by} - \tau_{sy}}{\rho \left(\overline{h^x} + \overline{\zeta^y} \right)} = 0, \quad (2.16)$$

для ζ -вузла i, j

$$\delta_{+1/2t} \zeta + \delta_x \left[\left(\overline{h^y} + \overline{\zeta^x} \right) U \right] + \delta_y \left[\left(\overline{h^x} + \overline{\zeta^y} \right) V_+ \right] = 0.$$

При розрахунках акваторія ПнЗЧМ (рис. 2.2) апроксимувалась рівномірною горизонтальною розрахунковою сіткою 310×182 вузла з просторовим кроком 1000 м. Просторовий розподіл глибин та берегова лінія задавались на основі інформації ФДУ «Одеський район Держгідрографії».

2.2 Адаптація та верифікація моделі

З метою адаптації та перевірки працездатності описаної вище гідродинамічної моделі, з точки зору можливості її використання для прогнозування викликаних вітром відгінно-нагінних коливань рівня води в портах ПнЗЧМ, було проведено ряд чисельних експериментів [8].

В першій серії чисельних експериментів з моделлю, які виконувались з метою адаптації моделі та перевірки її працездатності, задавались однорідні у просторі і стаціонарні у часі штормові вітрові умови. Визначався час встановлення баротропної вітрової циркуляції та очікувані величини відхилення рівня моря від незбуреного стану (денівеляції) в різних районах

досліджуваної акваторії при сталих штормових вітрах різних напрямків.

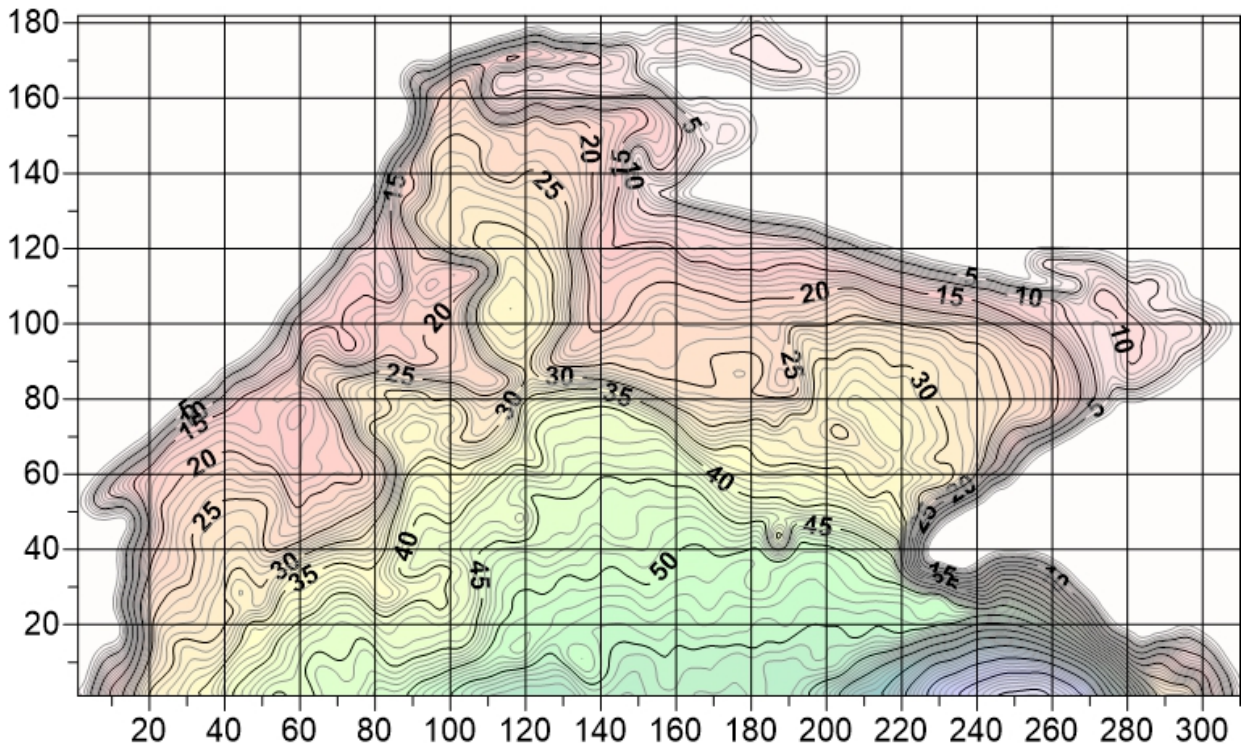


Рисунок 2.2 – Батиметрична карта розрахункової області гідродинамічної моделі з осями розміченими в номерах розрахункових вузлів (просторовий крок сітки дорівнює 1 км)

Наступні серії чисельних експериментів з моделлю проводилась в імітаційному режимі з метою її верифікації.

В другій серії чисельних експериментів моделювання виконувались протягом тривалого періоду часу із засвоєнням даних ре-аналізу вітру за моделлю GFS, які були зчитані з архіву на веб-ресурсі [9]. При розрахунках використовувались задані з дискретністю 3 години поля компонент швидкості вітру з просторовою роздільною здатністю $0,5^\circ$ за широтою і довготою. Моделювання виконувалось для тривалих штормових періодів 2010 та 2016 рр.: 05.01-18.03.2010 р.; 22.09-23.10.2010 р.; 06.01-26.02.2016 р.; 01.10-30.12.2016 р.

Третя серія чисельних експериментів з моделювання викликаних вітром денівеляцій водної поверхні в ПнЗЧМ виконувалась із засвоєнням даних архіву прогнозів за моделлю GFS, зчитаних з веб-ресурсу [10]. На відміну від

архіву ре-аналізу, архів GFS-прогнозів містить дані щодо мінливості компонент швидкості вітру з більш детальним просторовим розділенням – 0.25° за широтою і довготою. При цьому використовувалася наступна процедура зчитування даних, яка максимально наближала їх до ре-аналізу вітрових умов з просторовим розділенням 0.25° за широтою і довготою. Модель GFS запускається чотири рази на добу – в 00:00, 6.00, 12:00 і 18:00 годин UTC. Кожен раз при запуску модель генерує прогностичні поля метеорологічних величин з 3-х годинною часовою дискретністю на період від 0 до 240 год. Оскільки на даному етапі роботи архів GFS-прогнозів використовувався для верифікації гідродинамічної моделі, то в кожен з основних термінів запуску моделі GFS протягом доби (4 рази на добу) зчитувався прогноз тільки на найближчі 6 годин. Моделювання виконувалось для тривалих штормових періодів 2016-2017 рр.: 01.10- 15.12.2016 р.; 02.01- 23.02.2017 р.; 02.10- 06.11.2017 р.; 18.11-22.12.2017 р.

Для перенесення полів компонент вектору швидкості вітру, представлених у вузлах сітки GFS моделі (рис. 2.3), на більш дрібну розрахункову сітку гідродинамічної моделі (рис. 2.2) з просторовою роздільною здатністю 1 км, виконувалась просторова інтерполяція за методом квадратичних (зворотних) зважених відстаней.

Верифікація моделі виконувалась із використанням архівних даних спостережень за рівнем моря на морських гідрометеорологічних станціях (МГС) Гідрометцентру Чорного та Азовського морів «Одеса-порт» – далі Одеса (код станції 98013), «ГМБ Чорноморськ» – далі Чорноморськ (код станції 98008), «порт Південний» – далі Південний (до 2019 р. – «Южний», код станції 980091), виконаних в осінньо-зимовий період 2010, 2016, 2017 рр. Обрані роки характеризуються наявністю часових відрізків з потужними штормовими вітрами, які викликали значні відгінно-нагінні коливання рівня моря. Отримані за результатами моделювання денівеляції рівня моря, спричинені дією вітру, порівнювались з їх значеннями, розрахованими за результатами спостережень на МГС як різниця між спостереженою відміткою рівня моря та осередненою за 11 добовий інтервал часу з центром в розрахунковій добі.

В першій серії чисельних експериментів з моделлю, яка виконувалась за однорідних у просторі і стаціонарних у часі штормових вітрових умов, було встановлено, що модель зберігає сталість при стаціонарних вітрах різних

напрямоків швидкістю до $25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ при розрахунковому кроці у часі 10 сек. Розрахунок протягом 10 діб модельного часу виконується за 20 хвилин реального часу на стандартному персональному комп'ютері. Модельний час, протягом якого відбувається встановлення відхилень рівня моря від незбуреного вітром стану, при сталих штормових вітрах швидкістю $15\text{-}20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, дорівнює 20-30 годинам (рис. 2.4). Аналіз результатів розрахунків для портів Чорноморськ, Одеса, Південний показав, що, наприклад, у разі штормового північного вітру швидкістю $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ максимальний відгін слід очікувати в районі порту Південний ($-70 \div -85 \text{ см}$), а мінімальний – в районі порту Чорноморськ ($-45 \div 60 \text{ см}$). При сталому південно-східному вітрі швидкістю $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ підвищення рівня моря в портах Південний і Одеса складе $70 \div 90 \text{ см}$. Наведені значення відповідають спостереженням.

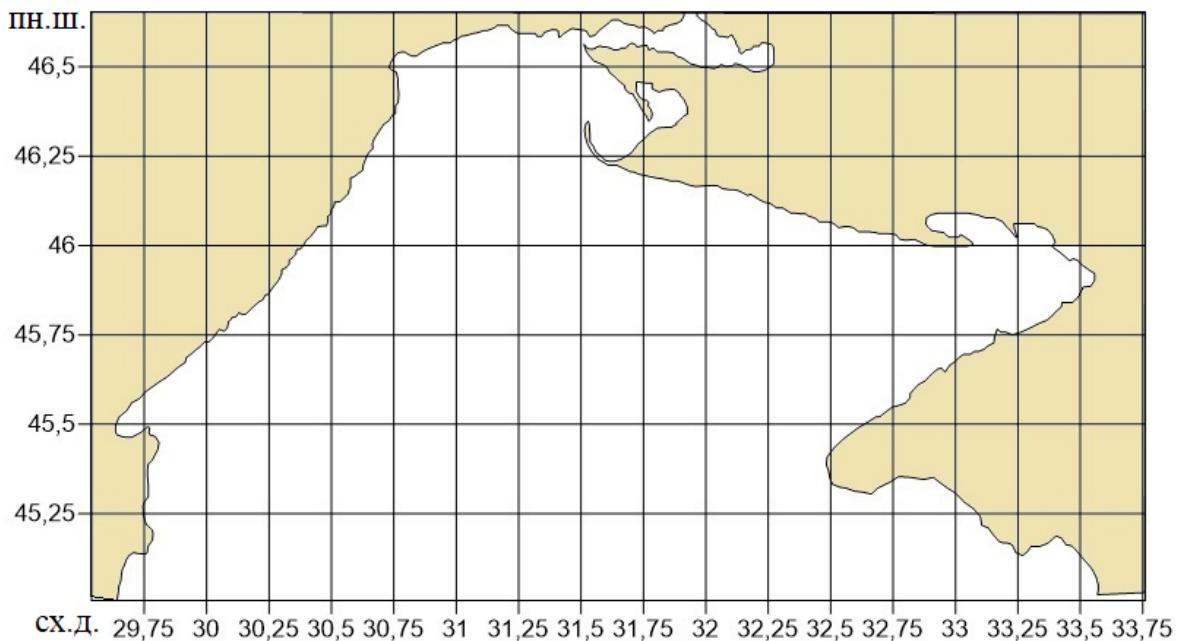


Рисунок 2.3 – Розташування вузлів сітки GFS моделі (з просторовою дискретністю $0,25^\circ$ за широтою та довготою) в досліджуваній області

Уявлення про усталені (отримані в результаті розрахунків протягом 5 діб модельного часу) просторові розподіли на акваторії ПнЗЧМ відхилень рівня моря від стану спокою при стаціонарних вітрах різних напрямків надає рис. 2.5.

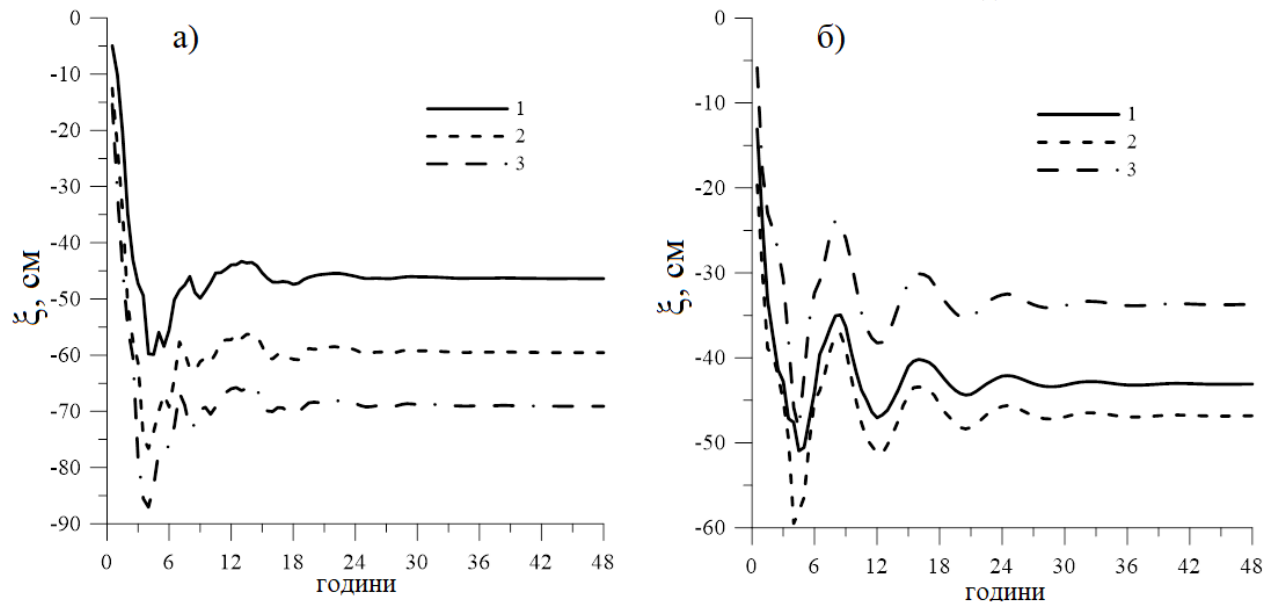


Рисунок 2.4 – Відхилення рівня моря від незбуреного стану в портах Одеського району ПнЗЧМ (1– Чорноморськ, 2 – Одеса, 3 – Південний) при сталих північних (а) і західних вітрах швидкістю $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$

Попередні чисельні експерименти з гідродинамічною моделлю, із засвоєнням при розрахунках полів компонент швидкості вітру отриманих за атмосферою моделлю GFS, показали, що хоча на якісному рівні модель правильно відтворює часову динаміку викликаних вітром денівеляцій рівня моря в портах Одеського району ПнЗЧМ, однак амплітуда цих коливань явно занижується. В ході модельних експериментів було встановлено, що досягнути задовільного збігу змодельованих і визначених за даними спостережень значень денівеляцій рівня моря можна у разі введення для компонент швидкості вітру за моделлю GFS збільшуючого множника, який повинен дорівнювати 1,17-1,175. Необхідність застосування цього множника можливо пояснюється тим, що в рівняннях моделі безпосередньо не враховується вплив на коливання рівня моря градієнтів атмосферного тиску. Введення множника опосереднено враховує цей вплив. Подальша верифікація моделі, результати якої наведені нижче, виконувалась із застосування множника 1,175.

Часова мінливість розрахованих за гідродинамічною моделлю і визначених за даними спостережень вітрових денівеляцій рівня моря в портах Чорноморськ, Одеса, Південний у штормові періоди 2010, 2016, 2017 рр. представлена на рис. 2.6-2.8. Візуальний аналіз наведених результатів

свідчить, що модель добре відображає тенденції викликаних вітром коливань рівня моря в розрахункові періоди. В той же час мають місце окремі випадки значних похибок при оцінці величин екстремальних відгінно-нагінних коливань рівня моря, які у більшості таких випадків полягають у недооцінці нагонів і переоцінці відгонів. Ці похибки можуть бути викликані як неточністю або недостатнім просторовим розрішенням вітрових умов, так і впливом місцевих умов розташування водомірних постів в портах.

Кількісна оцінка прогностичної здатності моделі виконувалась із використанням рекомендацій [11].

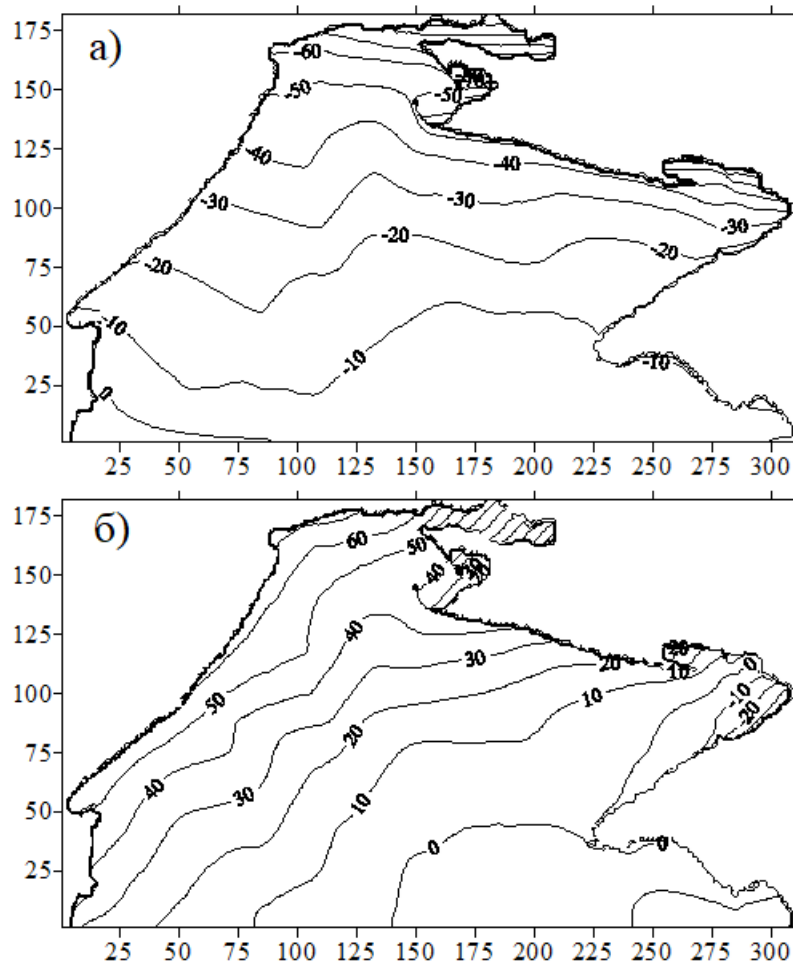


Рисунок 2.5 – Розраховані за моделлю поля відхилень рівня моря ξ (в см) від незбуреного стану в ПнЗЧМ при сталих північних (а) і південно-східних (б) вітрах швидкістю $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. По осях координат вказані номери вузлів розрахункової сітки з просторовим кроком 1000 м

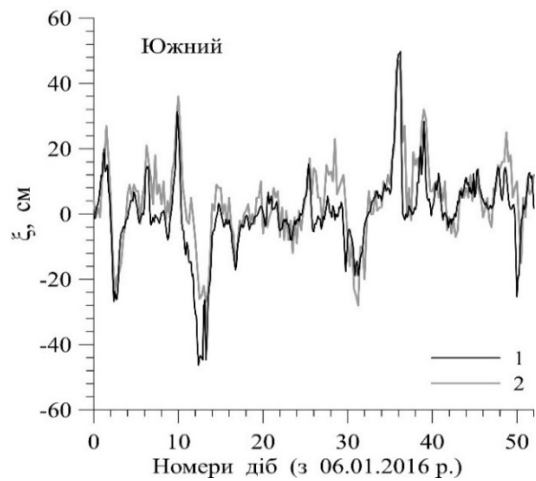
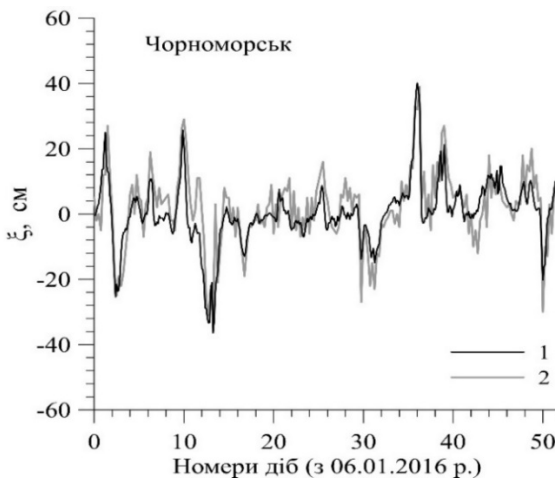
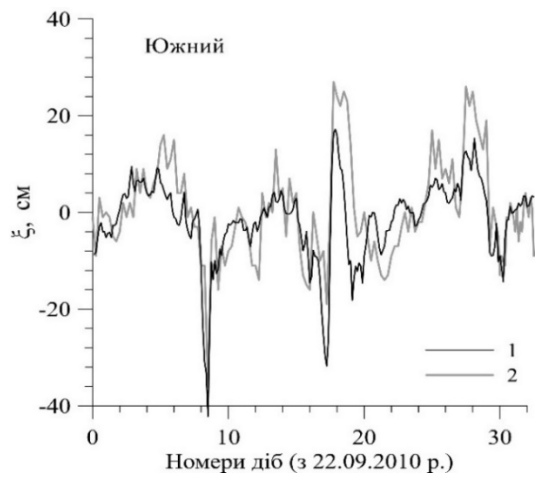
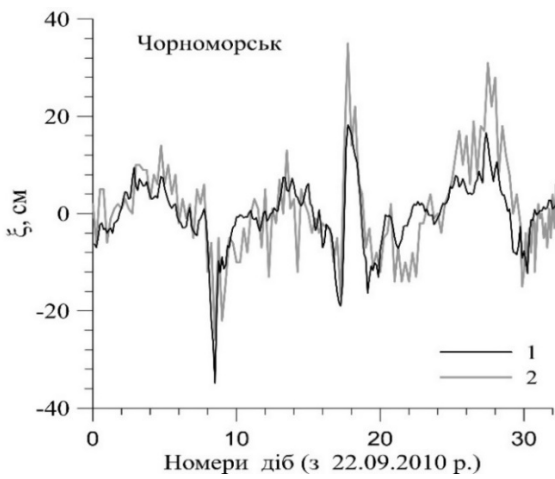
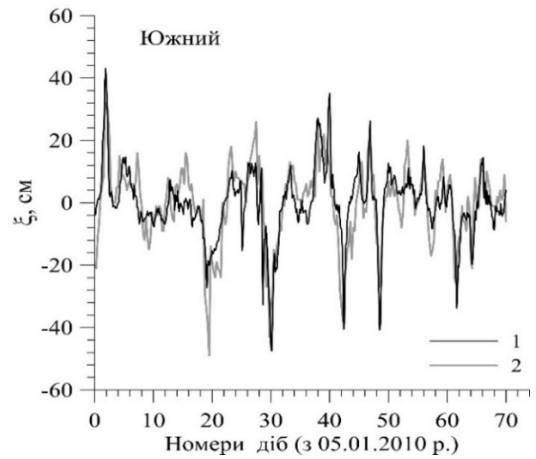
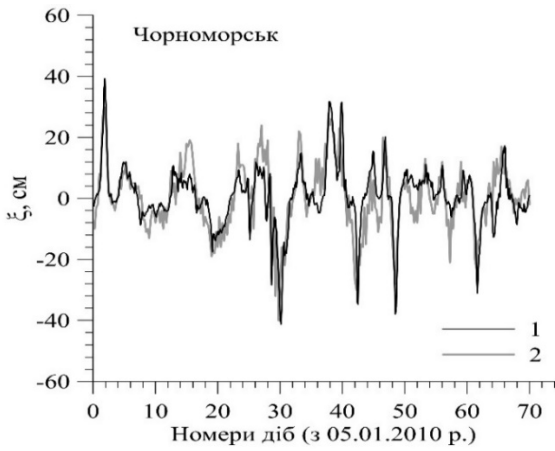


Рисунок 2.6 – Часова мінливість розрахованих за моделлю (1) із засвоєнням даних GFS аналізу вітру і спостережених (2) вітрових денівеляцій рівня моря (в см) в портах Чорноморськ і Південний (до 2019 р. – «Південний») у штормові періоди: 05.01-18.03.2010 р.; 22.09-23.10.2010 р.; 06.01-26.02.2016 р.

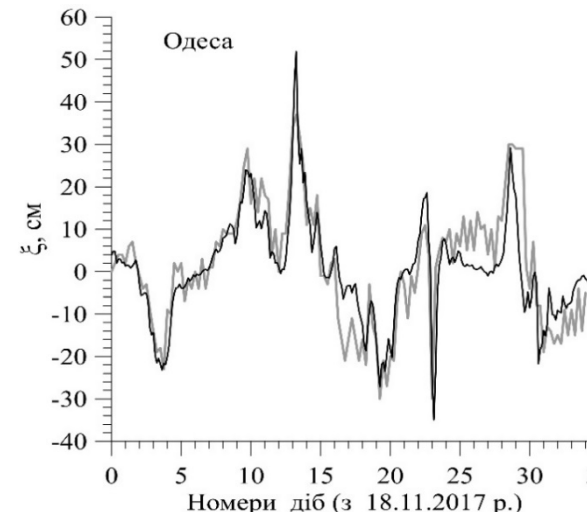
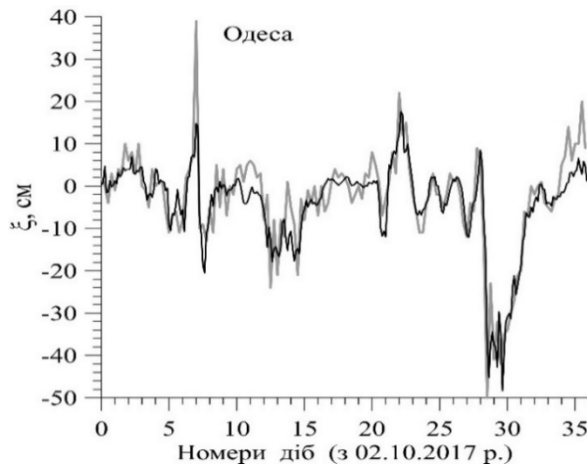
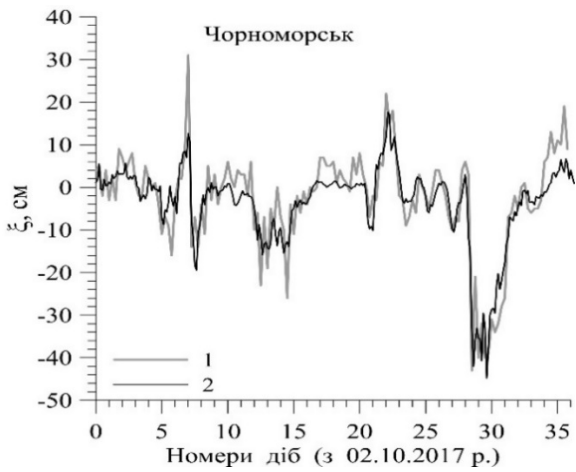
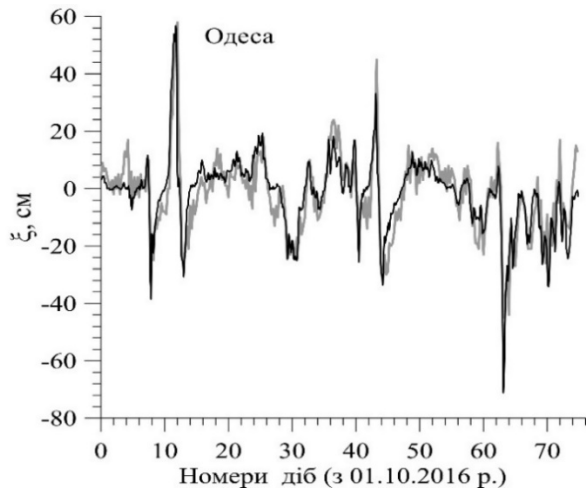
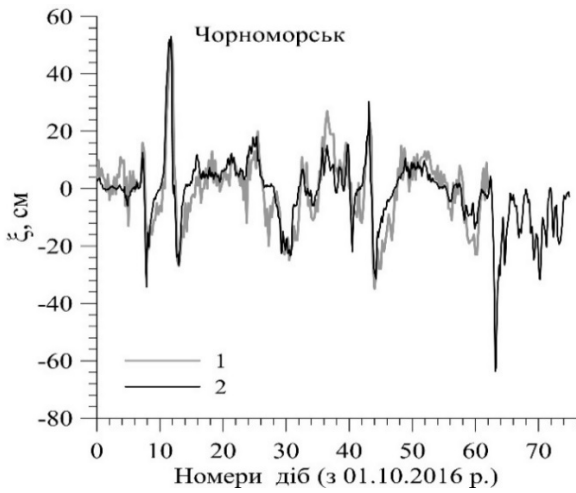


Рисунок 2.7 – Часова мінливість розрахованих за моделлю (1) із засвоєнням даних архіву GFS прогнозів вітру і спостережених (2) вітрових денівеляцій рівня моря (в см) в портах Чорноморськ і Одеса у штормові періоди: 01.10 - 01.10 - 15.12.2016 р.; 02.10 - 06.11.2017 р.; 18.11 - 22.12.2017 р.

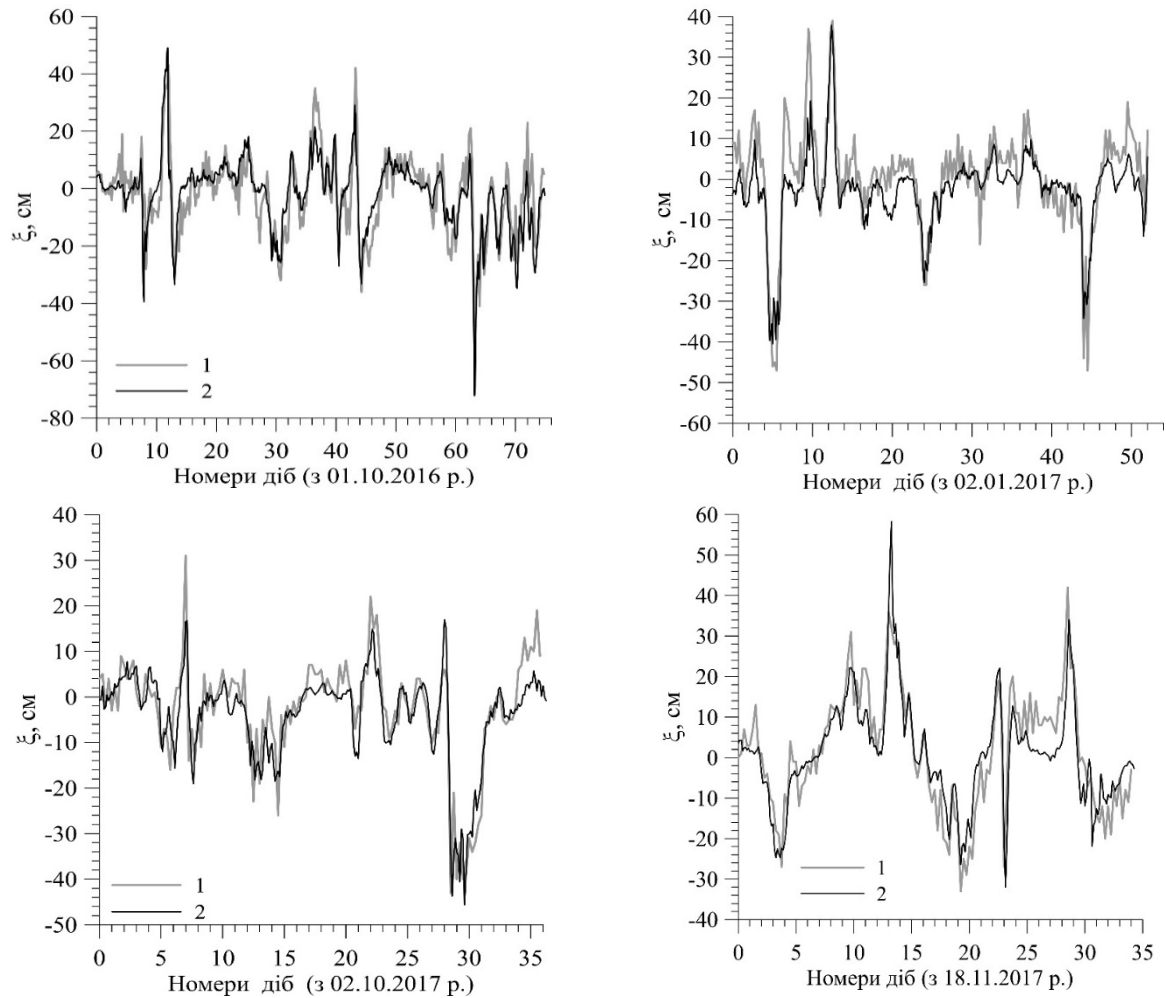


Рисунок 2.8 – Часова мінливість розрахованих за моделлю (1) із засвоєнням даних архіву GFS прогнозів вітру і спостережених (2) вітрових денівеляцій рівня моря (в см) в порту Південний у штормові періоди: 01.10 - 15.12.2016 р.; 02.01 - 23.02.2017 р.; 02.10 - 06.11.2017 р.; 18.11 – 22.12.2017 р.

За результатами статистичного аналізу рядів денівеляцій рівня моря, розрахованих за даними спостережень в портах Одеського регіону у відрізки часу, для яких виконувалось моделювання в 2-й і 3-й серії чисельних експериментів, було встановлено, що середньоквадратичне відхилення рівня моря від незбуреного вітром стану становило ≈ 13 см. Це значення було прийняте як граничне для подальшої ідентифікації значних відгінно-нагінних коливань рівня моря. З вихідних рядів спостережених значень денівеляцій рівня моря (з дискретністю 6 годин) були зроблені вибірки випадків, коли

величина денівеляцій дорівнювала або перевищувала граничне значення. Виділені вибірки об'єднувалися в новий ряд для кожного з портів. Такі ж ряди були сформовані з розрахованих за моделлю значень денівеляцій рівня у відповідні моменти часу. Саме ці ряди використовувалися для оцінки точності розрахунку за моделлю. Довжина рядів склала 275-296 значень (в залежності від порту) для 2-ої серії чисельних експериментів (з використанням даних GFS аналізу вітру) та 180-207 значень – 3-ої серії (з використанням даних GFS прогнозу вітру). За ними розраховувались наступні характеристики [11]: σ – середнє квадратичне відхилення спостережених значень денівеляцій рівня моря від середнього, S – середня квадратична помилка розрахунків, δ – допустима помилка розрахунків, R – коефіцієнт кореляції між фактичними і розрахованими величинами, P – забезпеченість методу розрахунку за допустимої помилки δ , де

$$S = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\xi_{\phi} - \xi_M)_i^2}, \quad \delta = \pm 0,674\sigma,$$

$$P = \frac{m}{n} \cdot 100\%,$$

$$R = \frac{\frac{1}{n-1} \sum (\xi_M - \bar{\xi}_M)(\xi_{\phi} - \bar{\xi}_{\phi})}{\left[\frac{1}{n-1} \sum (\xi_M - \bar{\xi}_M)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \left[\frac{1}{n-1} \sum (\xi_{\phi} - \bar{\xi}_{\phi})^2 \right]^{\frac{1}{2}}},$$

n – кількість членів ряду для кожного з портів; ξ_{ϕ} – фактична (розрахована за даними спостережень) денівеляція рівня моря; ξ_M – розраховане за моделлю відхилення рівня моря від незбуреного вітром стану; $\bar{\xi}_{\phi}$ – середнє значення ряду денівеляцій рівня моря за даними спостережень, $\bar{\xi}_M$ – середнє значення ряду денівеляцій рівня моря отриманих при моделюванні, m – кількість модельованих значень денівеляцій рівня моря, які відрізняються від спостережених на величину меншу ніж допустима помилка розрахунків.

Результати розрахунку кількісних показників, які визначають точність розрахунку відгінно-нагінних коливань рівня моря за моделлю в 2-й і 3-й серії чисельних експериментів, наведені в таблиці 2.1. Вони свідчать про те, що при використанні для моделювання даних GFS аналізу вітру забезпеченість розрахунку значних денівеляцій рівня моря за моделлю складає 84-85 %, а при використанні в розрахунках даних GFS архіву прогнозів вітру – 88-91 %. Тобто модель має добрі перспективи для використання її для прогнозування відгінно-нагінних коливань рівня моря в портах Одеського району ПнЗЧМ.

Таблиця 2.1 – Кількісні оцінки точності розрахунків денівеляцій відгінно-нагінних коливань рівня моря (наведені діапазони значень отриманих для різних портів)

Вітрові умови	σ , см	S , см	S/σ	δ , см	R	P , %
GFS - аналіз	20,16- 21,70	9,84- 10,72	0,48- 0,49	13,59- 14,62	0,87- 0,88	84-85
GFS – архів прогнозів	21,73- 23,36	8,62- 10,10	0,40- 0,43	14,64- 15,74	0,91- 0,92	88-91

Загальне уявлення про помилки при моделюванні відгінно-нагінних коливань рівня моря для кожного з портів Одеського району ПнЗЧМ дають діаграми відхилень змодельованих вітрових денівеляцій рівня моря від спостережених у відповідні моменти часу (з дискретністю 6 годин), представлені на рис. 2.9. Зауважимо, що наведене порівняння є досить жорстким, оскільки помилка розрахунку визначається не тільки величинами змодельованих і спостережених відгінно-нагінних денівеляцій рівня моря, а й повною відповідністю динаміки їх розвитку за часом. У разі виникнення короткочасних значних денівеляцій рівня моря, помилки при порівнянні можуть виникати за рахунок надто великої часової дискретності спостережених значень.

Таким чином, результати верифікації гідродинамічної моделі показали (рис. 2.9), що модель здатна правильно відтворювати мінливість коливань рівня моря в результаті вітрової дії [8]. Отримано задовільну відповідність модельних і спостережених кривих часового ходу значних денівеляцій рівня

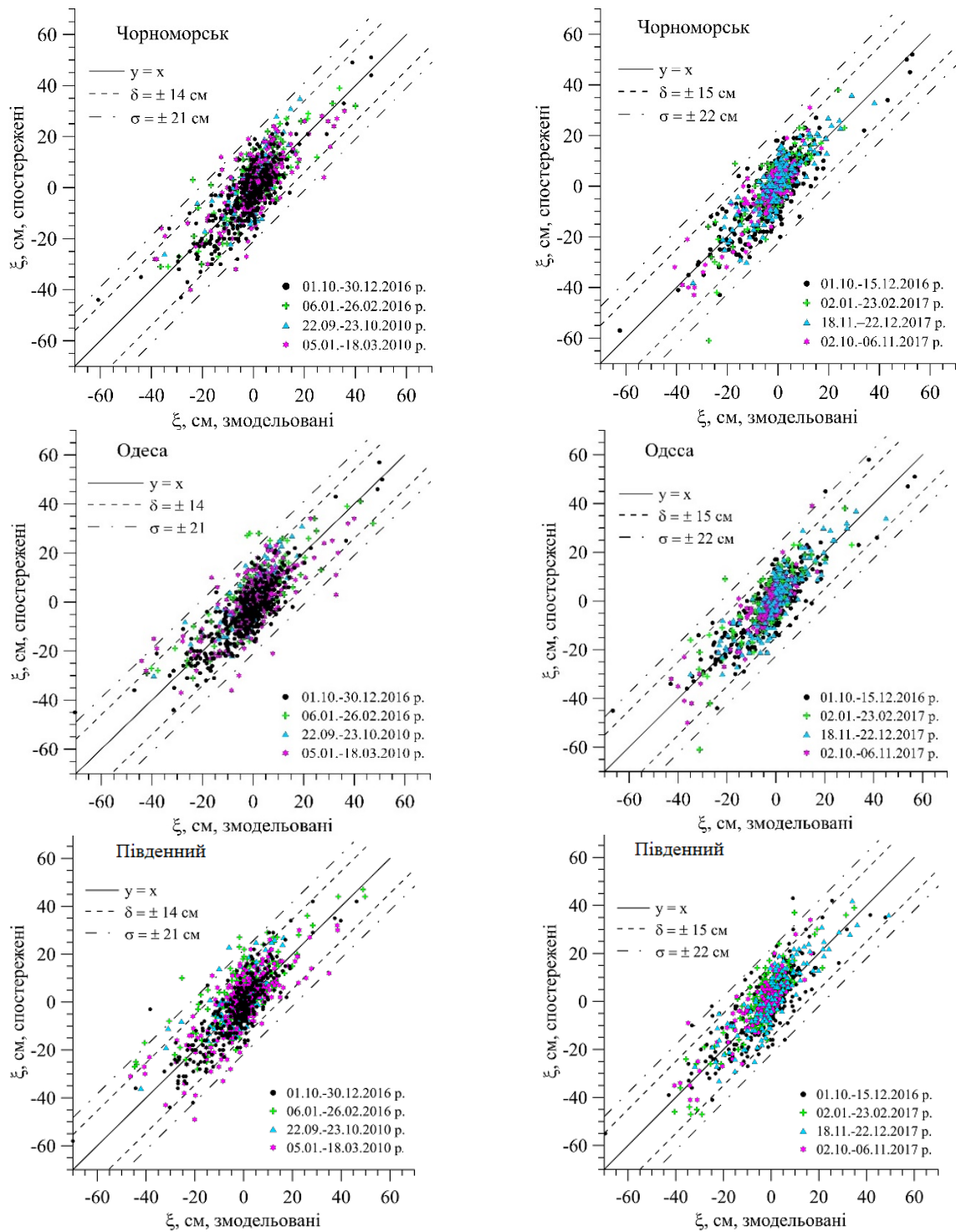


Рисунок 2.9 – Діаграми відхилень змодельованих вітрових денівеляцій рівня моря від спостережених у відповідні моменти часу (з дискретністю 6 годин) в портах Одеського району ПнЗЧМ при використанні даних щодо мінливості вітрових умов з архівів GFS-аналізу (ліворуч) GFS-прогнозів (праворуч)

моря, викликаних вітром, на підходах до портів Одеського регіону ПнЗЧМ. Забезпеченість імітаційних розрахунків за моделлю склала 84-91 %.

2.3 Результати валідації гідродинамічної моделі (випробування у прогностичному режимі)

Валідація моделі виконувалась шляхом вирішення задач прогнозування з різною завчасністю випадків значних (> 30 см) відгінно-нагінних коливань рівня моря, спостережених в портах Одеського району ПнЗЧМ. Використовувались дані прогнозів щодо мінливості вітрових умов в осінньо-зимовий період 2016, 2017 рр. взяті з архіву GFS-прогнозів [11], а також дані поточних GFS-прогнозів [12] вироблених у січні-лютому 2020 р. Прогноз відгінно-нагінних коливань рівня моря надавався на 10 діб за наступною процедурою. Для відтворення гідродинамічною моделлю передісторії прогнозу викликаних вітром денівеляцій рівня моря та адаптації моделі до вхідних метеоданих, які передують даті прогнозу, зчитування даних з архіву GFS-прогнозів здійснювалось за процедурою, яка використовувалась при верифікації моделі, описаною в попередньому розділі. Далі, для вироблення прогнозу на наступні прогностичні 10 діб, зчитувались суто прогностичні дані [12] з інтервалом у часі 3 години і з просторовим розділенням координатної сітки 0.25 градусів за широтою та довготою.

Результати випробувального прогнозування окремих випадків значних відгінно-нагінних коливань рівня моря, для яких амплітуда денівеляцій рівня перевищує 30 см, в портах ПнЗЧМ в штормові періоди 2016 та 2017 рр. наведені на рис. 2.10, 2.11. Нульова доба відповідає добі вироблення прогнозу, а інші значення – номерам діб на які надається прогноз від дати його складання (завчасність прогнозу).

Уявлення про результати прогнозування динаміки вітрових денівеляцій рівня моря в період 26.11.-14.12.2017 р., із використанням даних щодо мінливості вітрових умов зчитаних з архіву GFS-прогнозів, надає рис. 2.12.

Додатково, у січні-лютому 2020 р. проводилось випробування гідродинамічної моделі із використанням даних поточних метеорологічних

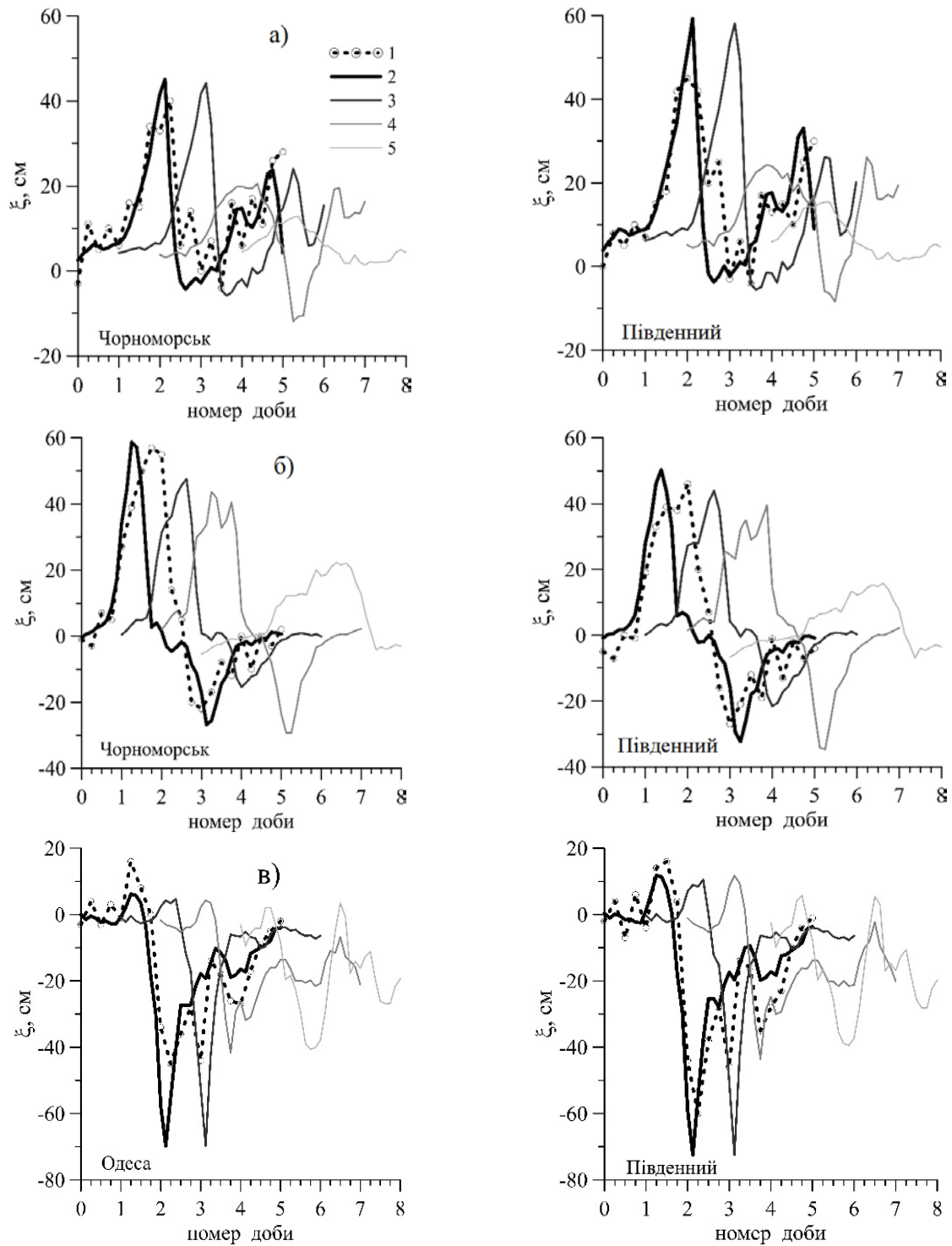


Рисунок 2.10 – Викликані вітровою дією денівеляції рівня моря, в см, спостережені (крива 1) в портах ПнЗЧМ (а – 11.02.2016 р.; б – 13.10.2016 р.; в – 03.12.2016 р.) та отримані при прогнозуванні з різною завчасністю (криві: 2 – за 1,5-2 доби до спостереженого явища, 3 – за 3 доби, 4 – за 4 доби, 5 – за 6 діб)

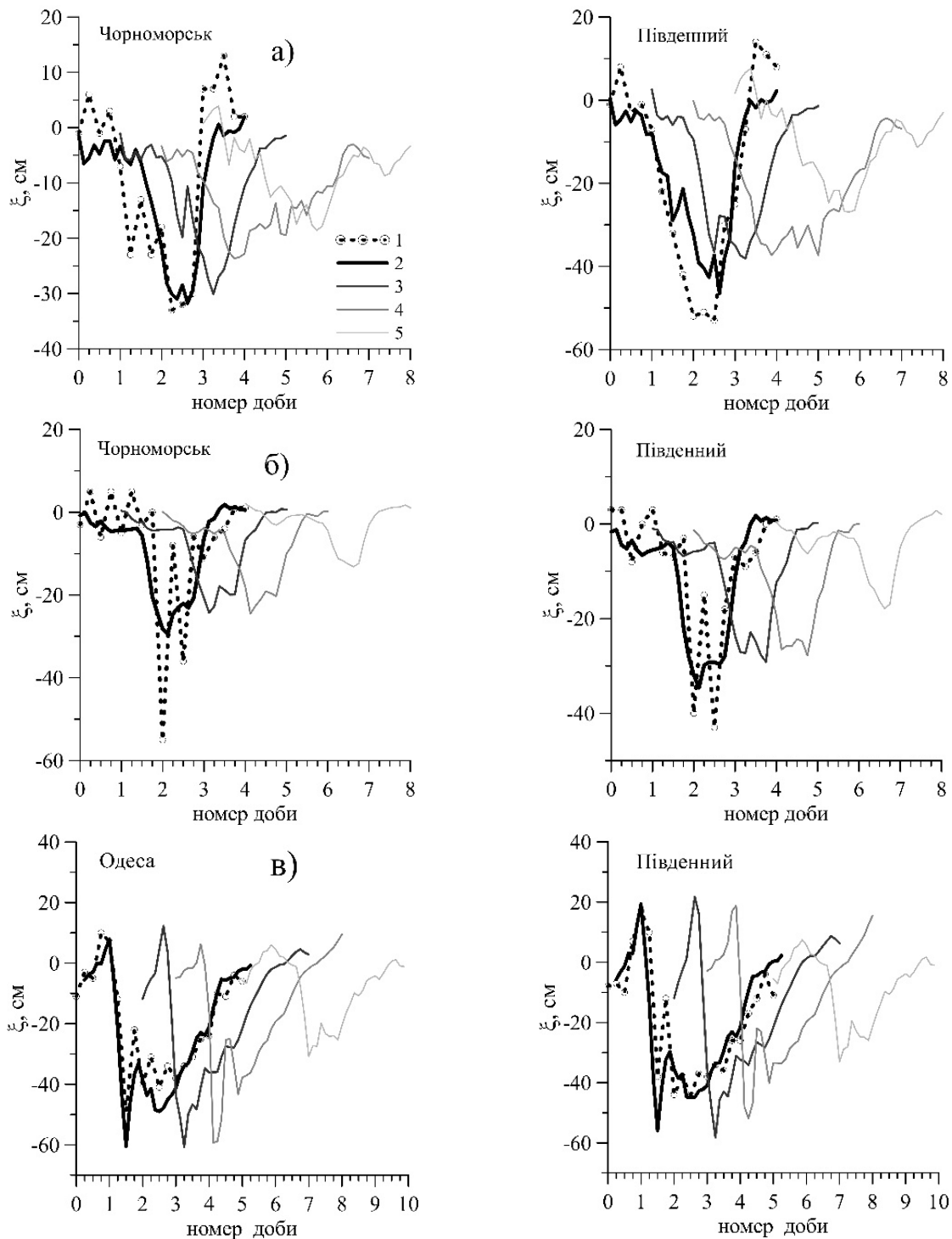


Рисунок 2.11 – Викликані вітровою дією денівеляції рівня моря, спостережені (крива 1) в портах ПнЗЧМ (а – 07.01.2017 р.; б – 15.02.2017 р.; в – 30.10.2017 р.) та отримані при прогнозуванні з різною завчасністю (криві: 2 – за 1,5-2 доби до спостереженого явища, 3 – за 3 доби, 4 – за 4 доби, 5 – за 6 діб)

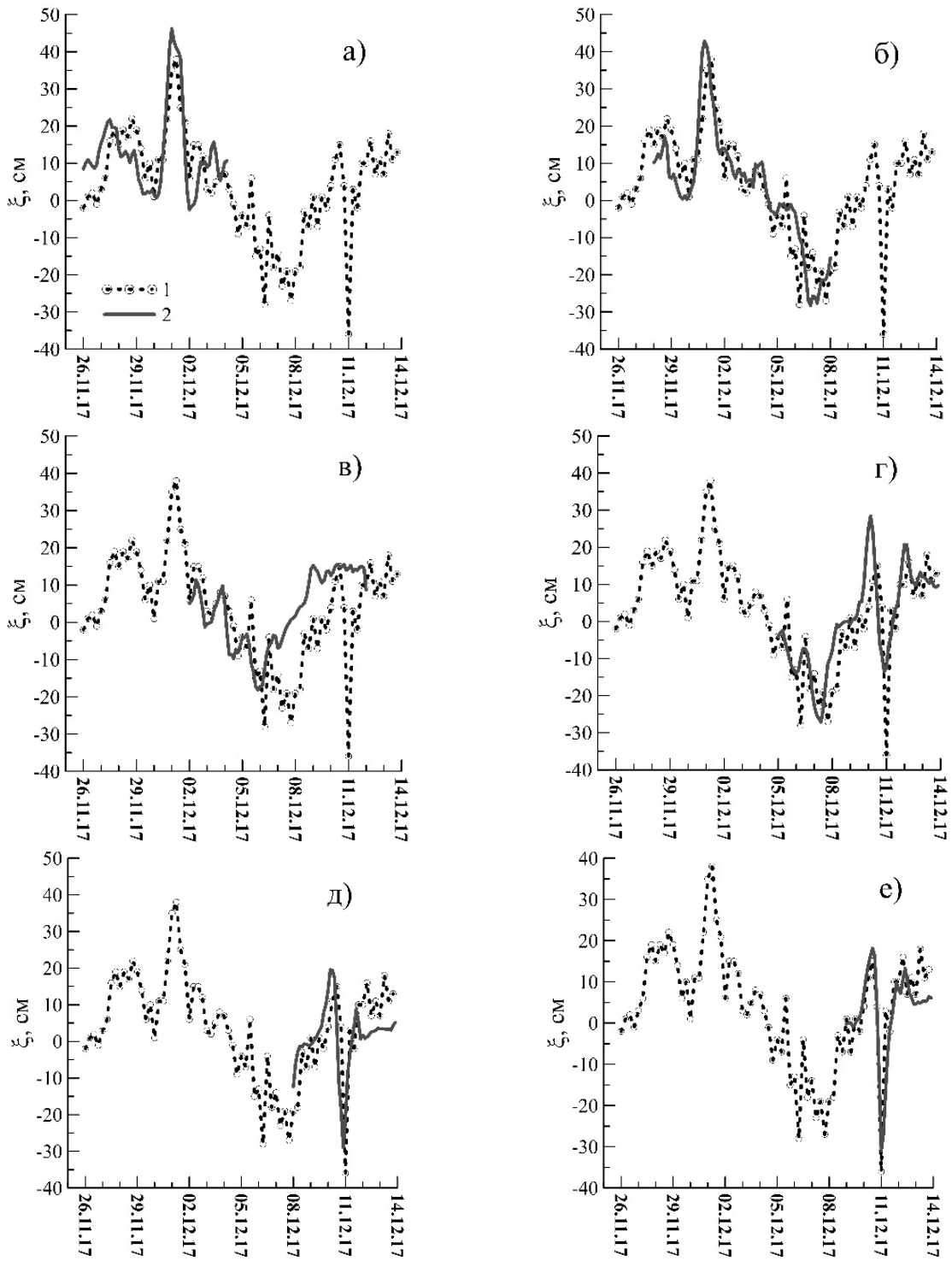


Рисунок 2.12 – Результати поточного короткострокового прогнозування викликаних вітром денівеляцій рівня моря в порту Чорноморськ, в см, в період 26.11.-14.12.2017 р.: 1 – за даними спостережень; 2 – прогнозовані в дати: а – 26.11.2017; б – 28.11.2017; в – 02.12.2017; г – 05.12.2017; д – 08.12.2017; е – 09.12.2017 р.

прогнозів мінливості вітрових умов над акваторією ПнЗЧМ за моделлю GFS в оперативному прогностичному режимі. Часова мінливість відміток рівня моря за даними спостережень у вказаний період в портах Одеського району наведена на рис. 2.13, а порівняння прогнозованих денівеляцій рівня моря зі спостереженими, в обрані штормові періоди, – на рис. 2.14. Від’ємні значення діб на рис. 2.14 відповідають добам упередження прогнозу, в які вітрові умови зчитувались з архіву прогнозів, але за процедурою квазі ре-аналізу описаною у розділі 2.2.

Аналіз наведених на рис. 2.10-2.12, 2.14 результатів прогнозування викликаних штормовими вітрами відгінно-нагінних коливань рівня моря дозволяє зробити наступні висновки.

Характер денівеляції рівня моря та її амплітуда, в переважній більшості розглянутих випадків, починають наближатися до спостережених при завчасності прогнозу не більше 4 діб. Це свідчить про те, що точність метеорологічного прогнозу за моделлю GFS з більшою завчасністю є недостатньою для прогнозування відгінно-нагінних коливань рівня моря викликаних штормовими вітрами.

Зважаючи на те, що порти Одеського району розташовані досить близько один від одного на вигнутому узбережжі, то точність прогнозу викликаних вітром денівеляцій рівня моря, в кожному з них окремо, значною мірою визначається точністю метеорологічного прогнозу мінливості полів векторів вітру, причому, як за модулем, так і за напрямком. Наприклад, результати наведені на рис. 2.11б, де прогноз має задовільний збіг зі спостереженнями для МГС «порт Південний» і незадовільний – для «ГМБ Чорноморськ», свідчить саме про неточність прогнозованого напрямку вітру. Окрім того, слід зважати на те, що математична структура гідродинамічної моделі, в рівняннях динаміки (2.1), (2.2) якої відсутні коефіцієнти горизонтального турбулентного обміну імпульсом, обумовлює її високу чутливість до похибок у визначенні вітрових умов. Модель практично без затримки у часі реагує на зміни вітру за напрямком і швидкістю.

Зсуви у часі фаз розвитку відгінно-нагінних явищ, які проявляються у деякий завчасності або запізненні розвитку фаз підйому або зниження рівня моря, порівняно зі спостереженими (наприклад, рис. 2.10б, 2.11а), викликані наявністю таких зсувів у прогнозних даних мінливості вітрових умов,

отриманих за атмосферною моделлю GFS, та вказаними вище особливостями математичної структури гідродинамічної моделі.

Вочевидь, що свій внесок в похибку, при розрахунках викликаних штормовими вітрами денівеляцій рівня моря, дає відносно груба просторова роздільна здатність метеорологічних прогнозів за моделлю GFS, через що зміна шорсткості підстильної поверхні на межі суша-море в метеорологічному прогнозі відбувається на масштабі ≈ 25 км, а не 3-7 км, як це дають мезомасштабні атмосферні моделі високої роздільної здатності WRF або Harmonie [13]. Зокрема, це може призводити до завищення швидкості вітру, який спрямований з суші у бік моря, та, відповідно, амплітуди розрахованого відгону (як, наприклад, на рис. 2.10в, 2.14б, г).

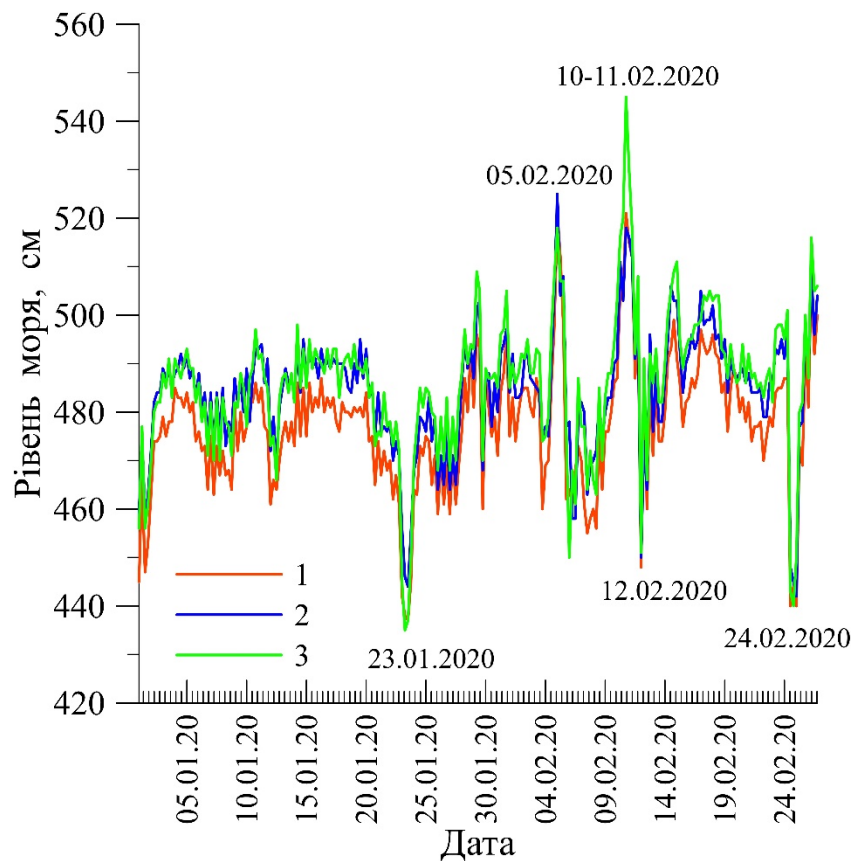


Рисунок 2.13 – Мінливість відміток рівня моря в портах Одеса (1), Чорноморськ (2), Південний (3) в січні-лютому 2020 р. за даними спостережень. Вказані дати розвитку значних відгінно-нагінних коливань рівня моря, які прогнозувались

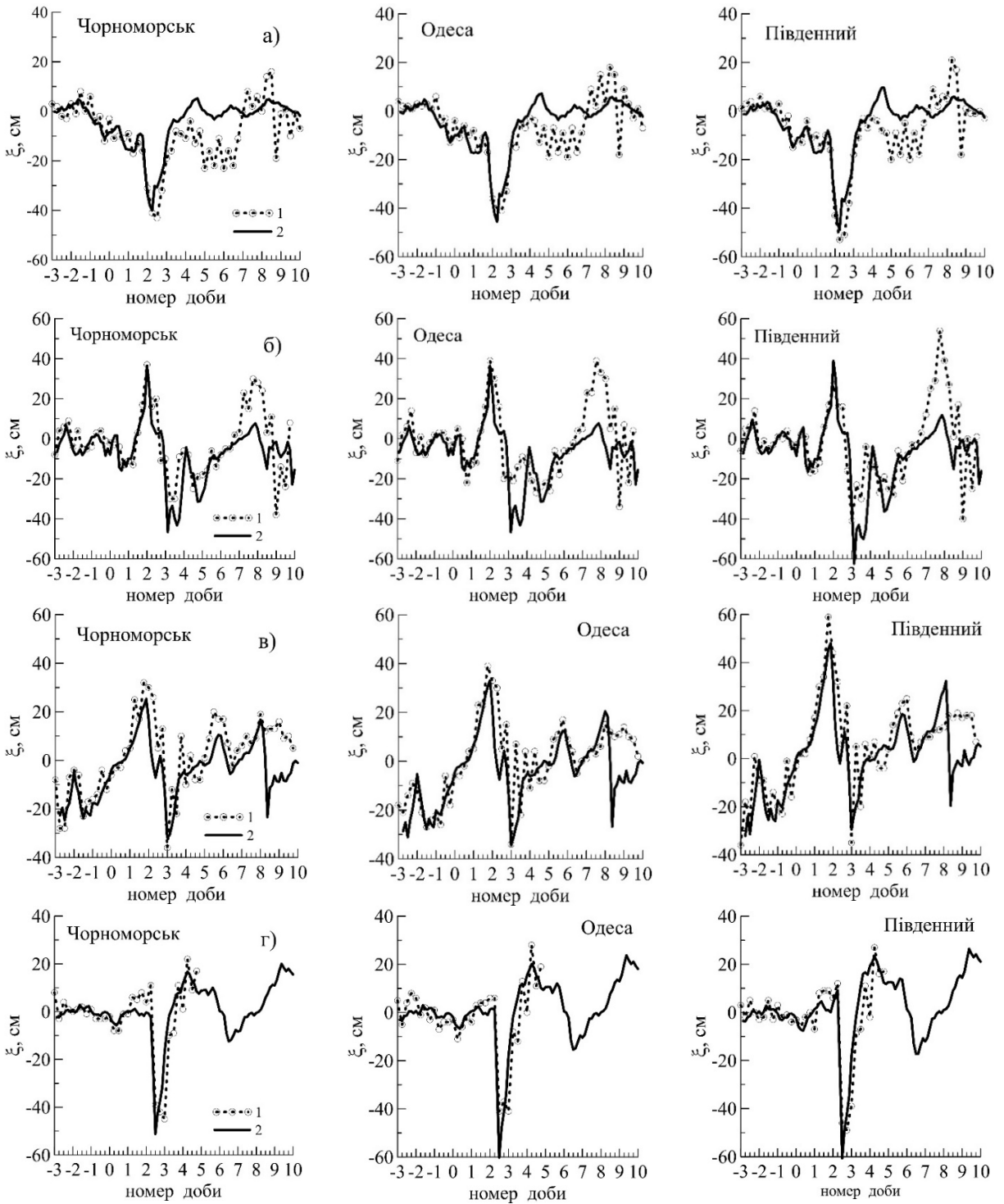


Рисунок 2.14 – Викликані вітровою дією значні денівеляції рівня моря, см, спостережені (1) в портах Чорноморськ, Одеса, Південний (див. рис. 2.13) та отримані при оперативному прогнозуванні (2) із використанням 2-D гідродинамічної моделі в такі дати вироблення прогнозу (0 доба): а) 21.01.2020; б) 03.02.2020; в) 09.02.2020; г) 22.02.2020 р.

З метою отримання кількісних оцінок точності прогнозу амплітуди розглянутих явищ значних нагонів і відгонів в портах (13 випадків в п.Південний, 12 – в п.Чорноморськ та 11 – в п.Одеса, оскільки в рядах спостережень за рівнем моря у відповідні проміжки часу були пропуски), для прогнозів із завчасністю ≈ 2 доби були розраховані середня абсолютна помилка прогнозу амплітуди $\bar{\Delta}_{abc}$ та середня відносна помилка прогнозу амплітуди $\bar{\Delta}_{\%}$:

$$\bar{\Delta}_{abc} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \xi_{\phi}^{\max} - \xi_{np}^{\max} \right|;$$

$$\bar{\Delta}_{\%} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{\left| \xi_{\phi}^{\max} - \xi_{np}^{\max} \right|}{\left| \xi_{\phi}^{\max} \right|} \times 100,$$

де ξ_{np}^{\max} , ξ_{ϕ}^{\max} – амплітуда денівеляції рівня моря у розглянутих випадках за даними спостережень та прогнозу із завчасністю ≈ 2 доби, N – кількість випадків значних відгінно-нагінних денівеляцій рівня моря, які аналізувались, в кожному з портів.

За результатами розрахунків встановлено, що для портів ПнЗЧМ середня абсолютна помилка прогнозу амплітуди складала 7-8 см, а середня відносна – 15,9-18,5%. Нижні граничні значення помилок прогнозу, з вказаних діапазонів, отримані для п.Одеса, а верхні – для п.Південний.

З усієї сукупності проаналізованих в роботі прогнозів значних, з амплітудою денівеляцій до 65 см, відгінно-нагінних коливань рівня моря в портах ПнЗЧМ, лише в двох випадках (по 1 – для п.Одеса і п.Чорноморськ, рис.2.10в, 2.11б) помилка прогнозу амплітуди перевищила визначене в [5] допустиме її значення 15 см. З урахуванням вказаних вище оцінок значень середніх абсолютної та відносної помилок прогнозу, можна зробити припущення, що модель попередньо має добрі перспективи щодо її застосування для оперативного прогнозування викликаних щормовими вітрами відгінно-нагінних коливань рівня моря в портах Одеського району ПнЗЧМ. Однак остаточні висновки можуть бути зроблені тільки після довготривалого випробувального використання моделі в оперативній

прогностичній практиці Гідрометцентру Чорного та Азовського морів і статистично обґрунтованої оцінки якості прогнозів відгінно-нагінних коливань рівня моря, згідно настанови [11], із використанням рядів з більшою кількістю випадків.

Результати випробувань спрощеної 2-D гідродинамічної моделі у прогностичному режимі, із використанням даних синоптичного прогнозу мінливості вітрових умов над акваторією північно-західної частини Чорного моря отриманих за глобальною атмосферною моделлю GFS, свідчать про можливість її застосування для прогнозування викликаних штормовими вітрами значних відгінно-нагінних коливань рівня моря в портах Чорноморськ, Одеса, Південний із завчасністю до 4 діб.

РОЗДІЛ 3

ПРОГНОЗУВАННЯ МІНЛИВОСТІ ОКЕАНОГРАФІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК В АЗОВО-ЧОРНОМОРСЬКОМУ БАСЕЙНІ ІЗ ЗАСТОСУВАННЯМ КОМПЛЕКСУ ІНТЕГРОВАНИХ ЧИСЕЛЬНИХ МОДЕЛЕЙ DELFT3D-FLOW + SWAN

3.1 Опис математичної структури чисельних математичних моделей та завдання умов на відкритих границях

3.1.1 Чисельна гідродинамічна модель Delft3D-FLOW

Delft3D-FLOW – це базовий гідротермодинамічний модуль інтегрованого пакету програм Delft3D для 2-D та 3-D моделювання процесів у морському середовищі (рис. 3.1), який розроблений в незалежному науково-дослідному інституті прикладних досліджень Deltares (м. Делфт, Нідерланди).



Рисунок 3.1 – Системна архітектура пакету програм Delft3D: FLOW – гідротермодинамічний модуль; WAVE – модуль трансформації хвиль (на основі спектральної хвильової моделі SWAN); WAQ – модуль для моделювання якості вод; PART – модуль розрахунку трасування домішок; ECO – екологічний модуль; SED та MOR – модулі для розрахунку транспорту наносів та деформацій дна; CHEM – біогеохімічний модуль

Модель Delft3D-FLOW базується на чисельному вирішенні тривимірних рівнянь Нав'є-Стокса для нестисливої рідини на мілкій воді у наближенні Бусінеска. Система диференціальних прогностичних рівнянь моделі складається з рівнянь руху, рівняння нерозривності, рівнянь транспорту скалярних величин (тепла та солей) та двопараметричної $k-\varepsilon$ моделі турбулентності, яка замикає ці рівняння [1]. Рівняння стану морської води визначається за формулою ЮНЕСКО [2].

Тривимірні рівняння руху, представлені, для зручності читання, у прямолінійній системі координат за горизонталлю та в σ -системі координат за вертикаллю, мають такий вигляд [3]:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - fv = \\ & = -\frac{1}{\rho} P_u + F_u + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(v_V \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right), \end{aligned} \quad (3.1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + fu = \\ & = -\frac{1}{\rho} P_v + F_v + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(v_V \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right), \end{aligned} \quad (3.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = & -\frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{\partial [(d + \zeta)u]}{\partial x} - \frac{\partial [(d + \zeta)v]}{\partial y} + \\ & + H(q_{in} - q_{out}) + P - E, \end{aligned} \quad (3.3)$$

де $u(x, y, \sigma, t)$, $v(x, y, \sigma, t)$ та $\omega(x, y, \sigma, t)$ – компоненти векторів швидкості течії у горизонтальному (x, y) та вертикальному (σ) напрямках, відповідно, м/с; $\zeta(x, y)$ – рівень води вище 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; $\sigma = \frac{z - \zeta}{H}$, z – вертикальна координата у фізичному просторі; t – час; $f = 2\Omega \sin \varphi$ – параметр Коріоліса; ρ – густина води, кг/м³; 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 локальні

джерела та стоки води на одиницю об'єму (1/с), відповідно; P – член для нелокального джерела води від атмосферних опадів; E – член для нелокального стоку води через випаровування; ν_V – коефіцієнт вертикальної турбулентної в'язкості.

Вертикальна швидкість течії ω у σ -системі координат розраховується з рівняння безперервності (3.3) інтегруванням за вертикаллю від дна до рівня σ ($-1 \leq \sigma \leq 0$). На поверхні враховується вплив атмосферних опадів та випаровування.

Вирішується осереднене за глибиною рівняння безперервності, отримане інтегруванням рівняння безперервності для нестисливої рідини за повною глибиною з урахуванням кінематичних граничних умов на поверхні води і у дна:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial [(d + \zeta)U]}{\partial x} + \frac{\partial [(d + \zeta)V]}{\partial y} = Q \quad (3.4)$$

де U, V – осереднені за глибиною швидкості; Q – внесок на одиницю площі через надходження або вилучення води, атмосферні опади та випаровування:

$$U = \frac{1}{d + \zeta} \int_d^{\zeta} u dz = \int_{-1}^0 u d\sigma, \quad V = \frac{1}{d + \zeta} \int_d^{\zeta} v dz = \int_{-1}^0 v d\sigma$$

$$Q = H \int_{-1}^0 (q_{in} - q_{out}) d\sigma + P - E. \quad (3.5)$$

Сили F_u та F_v у рівняннях руху (3.1-3.2) представляють горизонтальні напруги Рейнольдса у спрощеній, відповідно до [4], формі:

$$F_u = \nu_H \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right), \quad (3.6)$$

$$F_v = \nu_H \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right), \quad (3.7)$$

де ν_H – коефіцієнт горизонтальної турбулентної в'язкості.

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

$$v_H = v_{3D} + v_H^{back}, \quad (3.8)$$

$$v_V = v_{mol} + \max(v_{3D}, v_V^{back}), \quad (3.9)$$

де v_{3D} – в'язкість, що розраховується в k - ε моделі турбулентності; v_H^{back} , v_V^{back} – порогові значення коефіцієнтів горизонтальної та вертикальної турбулентної в'язкості, відповідно; v_{mol} – коефіцієнт молекулярної в'язкості.

За припущенням про мілководдя рівняння вертикального імпульсу зводиться до рівняння гідростатичного тиску:

$$\frac{\partial P}{\partial \sigma} = -g\rho H, \quad (3.10)$$

де P – гідростатичний тиск, кг/(м с²); $g = 9,81$ м/с² – прискорення вільного падіння.

Рівняння транспорту речовин, сформульоване у неконсервативній формі у прямолінійній системі координат за горизонталлю та σ -системі координат за вертикаллю, має такий вигляд:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial[(d + \zeta)C]}{\partial t} + \frac{\partial[(d + \zeta)uC]}{\partial x} + \frac{\partial[(d + \zeta)vC]}{\partial y} + \frac{\partial(\omega C)}{\partial \sigma} = \\ & = \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(D_h(d + \zeta) \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_h(d + \zeta) \frac{\partial C}{\partial y} \right) \right] + \\ & + \frac{1}{d + \zeta} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[D_v \frac{\partial C}{\partial \sigma} \right] + \lambda_d(d + \zeta)C + S, \end{aligned} \quad (3.11)$$

де C – масова концентрація, кг/м³; D_h – коефіцієнт горизонтальної дифузії; D_v – коефіцієнт вертикальної дифузії; λ_d – процес розпаду першого порядку; S – член для джерел та стоків на одиницю площі через

надходження або вилучення води та теплообмін з атмосферою на вільній поверхні Q_{tot} :

$$S = (d + \zeta)(q_{in} C_{in} - q_{out} C_{out}) + Q_{tot}. \quad (3.12)$$

Коефіцієнти горизонтальної і вертикальної дифузії визначаються таким чином:

$$D_h = D_{3D} + D_h^{back}, \quad (3.13)$$

$$D_v = \frac{v_{mol}}{\sigma_{mol}} + \max(D_{3D}, D_v^{back}), \quad (3.14)$$

$$D_{3D} = \max\left(D_{3D}, 0,2 L_{oz}^2 \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{\delta\rho}{\delta\sigma}}\right), \quad (3.15)$$

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.

В моделі Delft3D-FLOW застосовуються такі граничні умови.

Вертикальні граничні умови.

Граничні умови для рівнянь руху на верхній вільній поверхні модельної розрахункової області ($\sigma = 0$) мають такий вигляд:

$$\frac{v_H}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=0} = \frac{1}{\rho_0} |\bar{\tau}_s| \cos(\theta); \quad \frac{v_H}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=0} = \frac{1}{\rho_0} |\bar{\tau}_s| \sin(\theta), \quad (3.16)$$

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

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

$$|\bar{\tau}_s| = \rho_a c_d U_{10}^2, \quad (3.17)$$

де ρ_a – густина повітря; $U_{10} = (U_x, U_y)$ – швидкість вітру на висоті 10 м; c_d – коефіцієнт поверхневого вітрового тертя, який задається у відповідності з наступним формулюванням:

$$c_d(U_{10}) = \begin{cases} c_d^A, & U_{10} < U_{10}^A \\ c_d^A + \frac{c_d^B - c_d^A}{U_{10}^B - U_{10}^A} (U_{10} - U_{10}^A), & U_{10}^A \leq U_{10} \leq U_{10}^B \\ c_d^B, & U_{10} \geq U_{10}^B \end{cases} \quad (3.18)$$

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 [5].

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

$$\left. \frac{v_V}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=-1} = \frac{\tau_{bx}}{\rho}; \quad \left. \frac{v_V}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=-1} = \frac{\tau_{by}}{\rho}. \quad (3.19)$$

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

$$\vec{\tau}_b = \frac{g \rho_0 \vec{u}_b |\vec{u}_b|}{c_{3D}^2}, \quad (3.20)$$

де g – прискорення вільного падіння; ρ_0 – початкова густина води; c_{3D} – коефіцієнт донного тертя.

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

$$c_{3D} = \frac{\sqrt{g}}{\kappa} \ln \left(1 + \frac{\Delta z_b}{2z_0} \right), \quad (3.21)$$

де $\kappa \approx 0,41$ – стала Кармана; Δz_b – відстань за вертикаллю від дна до точки, в якій визначається коефіцієнт донного тертя, м; z_0 – масштаб шорсткості дна, м.

Параметр z_0 у формулі (3.21) оцінюється через еквіваленту геометричну шорсткість дна Нікурадзе [6]:

$$z_0 = \frac{k_s}{30}, \quad (3.22)$$

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

При параметризації напруги донного тертя для 2-D варіанту моделювання, коефіцієнт донного тертя c_D у формулі (3.20) розраховується відповідно до одного з наступних формулювань:

– формулювання Маннінга:

$$c_{2D} = \frac{\sqrt[6]{H}}{n}, \quad (3.23)$$

де n – коефіцієнт Маннінга, $m^{-1/3} c$;

– формулювання Уайта-Колбрука:

$$c_{2D} = 18 \cdot {}^{10}\log\left(\frac{12H}{k_s}\right), \quad (3.24)$$

де k_s – висота шорсткості дна, м.

При виконанні розрахунків у 3-D варіанті, коефіцієнт донного тертя розрахований за формулами (3.23-3.24) може використовуватись для оцінки масштабу шорсткості дна z_0 відповідно до наступного відношення:

$$z_0 = \frac{H}{e^{1 + \frac{\kappa c_{2D}}{\sqrt{g}}} - e}. \quad (3.25)$$

Для розрахунку швидкості випаровування з водної поверхні E та теплообміну з атмосферою Q_{tot} на верхній межі розрахункової області в моделі використовується низка напівемпіричних формул [7, 8].

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

Умови для відкритих бокових границь.

Відкриті бокові границі – це віртуальні границі моделі, що відносяться до типу «вода-вода». Вони вводяться для отримання обмеженої 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. 3.2):

- коливання рівня води: $\zeta = F_{\zeta}(t) + \delta_{атм}$;
- швидкість течії (за нормаллю до відкритої границі): $U = F_U(t)$;
- витрати води (вздовж всієї 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 прилеглий 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 межею типу «коливання рівня» на паралельній берегу відкритій границі.

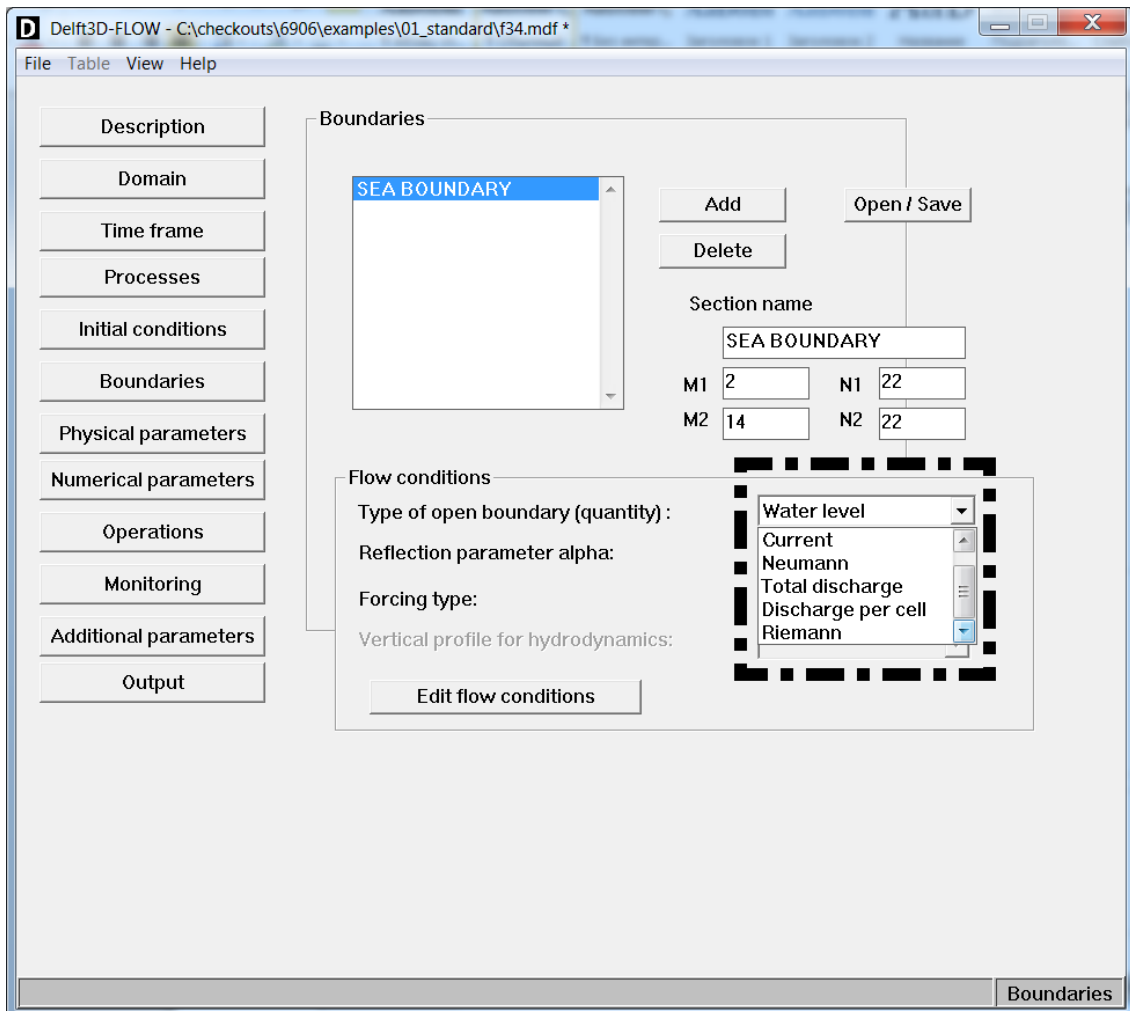


Рисунок 3.2 – Вікно графічного інтерфейсу моделі Delft3D-FLOW для додавання відкритих бокових границь розрахункової області, вибору їх типу, задавання змінних у часі граничних умов

На ділянках відкритих границь, що 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 [1].

3.1.2 Спектральна хвильова модель SWAN та її застосування з гідродинамічним блоком FLOW

Спектральна хвильова модель SWAN (Simulating Waves Nearshore) є модифікацією моделі WAM, яка призначена для розрахунків поля поверхневих хвиль на океанських масштабах. SWAN – хвильова модель 3-го покоління, призначена для отримання реалістичних оцінок хвильових параметрів в прибережних районах морських акваторій, протоках, затоках, озерах, за заданими полями вітру, течій і топографії дна. Окрім математичного опису фізичних процесів генерації і дисипації хвиль, реалізованих в моделі WAM, модель SWAN містить додатковий опис процесів, які відбуваються на мілководді: дисипація за рахунок донного тертя і руйнування хвиль на критичних глибинах.

SWAN може використовуватися і для розрахунків на великих просторових масштабах (значно більших, ніж прибережні райони), однак, в цьому випадку дослідження мають бути спрямовані на вивчення еволюції хвиль від океанських масштабів до прибережних (із застосуванням методики «нестінгу» або з виконанням розрахунків на неструктурованій сітці).

Модель SWAN розроблена Технічним університетом м. Делфт (Нідерланди), та, як і гідротермодинамічна модель Delft3D-FLOW, знаходиться у відкритому доступі [9].

В основу моделі SWAN покладена система вирішення спектрального рівняння збереження енергії хвиль з урахуванням її джерел та стоків.

Рівняння, які описують кінематику хвиль в моделі SWAN, мають такий вигляд:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{d\bar{x}}{dt} = (c_x, c_y) = \bar{c}_g + \bar{u} = 0,5 \left(1 + \frac{2|\bar{k}|d}{\sinh(2|\bar{k}|d)} \right) \frac{\sigma \bar{k}}{|\bar{k}|^2} + \bar{u}, \\ \frac{d\sigma}{dt} = c_\sigma = \frac{\partial \sigma}{\partial d} \left(\frac{\partial d}{\partial t} + \bar{u} \cdot \nabla_x d \right) - c_g \bar{k} \cdot \frac{\partial \bar{u}}{\partial s}, \\ \frac{d\theta}{dt} = c_\theta = -\frac{1}{k} \left(\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + \bar{k} \cdot \frac{\partial \bar{u}}{\partial m} \right), \end{array} \right. \quad (3.26)$$

де c_x, c_y – швидкість поширення хвиль у площині (x, y) у просторі; $\vec{c}_g = \partial\sigma/\partial\vec{k}$ – вектор групової швидкості хвиль; $\vec{u} = (u_x, u_y)$ – вектор швидкості течії; $\vec{k} = (k_x, k_y) = (|\vec{k}|\cos\theta, |\vec{k}|\sin\theta)$ – вектор хвильового числа; σ – відносна кругова частота; d – повна локальна глибина води; c_σ, c_θ – швидкість поширення хвиль у частотно-кутовій площині (σ, θ) ; s – просторова координата у напрямку поширення хвилі θ ; m – координата, перпендикулярна до s .

Оператор d/dt в рівняннях (3.26) позначає повну похідну за напрямом поширення енергії хвиль та визначається як:

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + (\vec{c}_g + \vec{u}) \cdot \nabla_{\vec{x}}. \quad (3.27)$$

Рівняння балансу густини хвильової дії у спектральній формі, представлене у прямокутній (декартовій) системі координат у просторі, має такий вигляд:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_x N}{\partial x} + \frac{\partial c_y N}{\partial y} + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S_{tot}}{\sigma}, \quad (3.28)$$

де $N = E(\sigma, \theta, x, y)/\sigma$ – густина хвильової дії; S_{tot} – функція джерел та стоків хвильової енергії.

Функція джерел та стоків S_{tot} включає наступні процеси:

$$S = S_{in} + S_{nl3} + S_{nl4} + S_{ds,w} + S_{ds,b} + S_{ds,br} \quad (3.29)$$

де S_{in} – генерація хвиль вітром; S_{nl3}, S_{nl4} – перенесення хвильової енергії за рахунок нелінійних взаємодій хвиль (трихкомпонентних – «тріади» та чотирьохкомпонентних – «квадруплети», відповідно); $S_{ds,w}, S_{ds,b}, S_{ds,br}$ – дисипація енергії за рахунок обвалення хвильових гребенів, донного тертя і обвалення хвиль на критичних глибинах, відповідно.

В моделі SWAN завдання параметрів, які входять в S_{tot} , може здійснюватися декількома наближеннями, для кожного з яких задається ряд коефіцієнтів, які підлягають налаштуванню. Значення даних

коефіцієнтів за замовчуванням визначені, як правило, для глибокої води і розвинених вітрових умов. Використання цих коефіцієнтів для умов мілководдя потребує їх калібрування.

Як моделі донного тертя в моделі SWAN використовуються: емпірична модель JONSWAP [10], модель тертя Колінза [11] та турбулентна модель Мадсена [12]. Ці моделі у загальному вигляді можуть бути представлені у такій формі:

$$S_{ds,b} = -C_b \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2 kd} E(\sigma, \theta), \quad (3.30)$$

де C_b – коефіцієнт донного тертя, який залежить від придонного орбітального руху, представленого U_{rms} :

$$U_{rms}^2 = \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2 kd} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta. \quad (3.31)$$

В результаті експериментів JONSWAP Гассельман встановив, що коефіцієнт донного тертя дорівнює 0,038 для умов брижі. Комен [13] прийняв величину коефіцієнту донного тертя C_b рівною 0,067 для повністю розвиненого хвилювання на мілкій воді.

Колінз для визначення коефіцієнта C_b застосував наступне співвідношення:

$$C_b = C_f g U_{rms}, \quad C_f = 0,015. \quad (3.32)$$

У Мадсена коефіцієнт донного тертя є функцією висоти шорсткості дна і реальних хвильових умов:

$$C_b = f_w \frac{g}{\sqrt{2} U_{rms}}, \quad \frac{1}{4\sqrt{f_w}} + \log_{10} \left(\frac{1}{4\sqrt{f_w}} \right) = m_f + \log_{10} \left(\frac{a_b}{K_N} \right), \quad (3.33)$$

де f_w – безрозмірний фактор тертя; K_N – висота шорсткості дна; $m_f = -0,08$ та

$$a_b^2 = 2 \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{1}{\sinh^2 kd} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta. \quad (3.34)$$

При використанні моделей Мадсена та Колінза для параметризації донного тертя в моделі SWAN, користувач прогностичної системи має можливість задавати нерівномірний у горизонтальній площині розподіл коефіцієнту тертя, який точніше відповідає реальним умовам акваторії, що розглядається.

Дисипація хвильової енергії за рахунок обвалення хвильових гребенів має найбільший вплив на поле значних висот хвиль. Ця складова функції джерел і стоків S_{tot} описується на основі пульсаційної моделі Гассельмана [14] наступним чином:

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -\Gamma \bar{\sigma} \frac{k}{\bar{k}} E(\sigma, \theta), \quad (3.35)$$

де $\bar{\sigma}$ та \bar{k} – середня частота та середнє хвильове число, відповідно; Γ – коефіцієнт, що залежить від сумарної крутизни хвиль:

$$\Gamma = C_{ds} \left((1 - \delta) + \delta \frac{k}{\bar{k}} \right) \left(\frac{\mathfrak{F}}{\mathfrak{F}_{PM}} \right)^p, \quad (3.36)$$

де C_{ds} , δ та p – коефіцієнти дисипації; \mathfrak{F} – сумарна крутизна хвиль; \mathfrak{F}_{PM} – величина \mathfrak{F} , яка відповідає спектру Пірсона-Московіца та дорівнюється: $\mathfrak{F}_{PM} = \sqrt{3,02} \cdot 10^{-3}$.

Величини коефіцієнтів дисипації були обчислені Коеном [15] та Йансеном [16] для ідеалізованих хвильових умов (повністю розвиненого вітру і хвилювання) на глибокій воді. Для генерації хвиль за Коеном ці коефіцієнти мають такі значення: $C_{ds} = 2,36 \times 10^{-5}$, $\delta = 0$, $p = 0$. Для опису генерації та дисипації хвиль за методикою Йансена: $C_{ds} = 4,1 \times 10^{-5}$; $\delta = 0,5$; $p = 4$.

Генерація вітрових хвиль в SWAN описується співвідношенням:

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A + BE(\sigma, \theta). \quad (3.37)$$

При цьому під A розуміється так званий резонансний механізм, коли напруги вітру на морську поверхню призводять до початкового росту хвиль. Вважається, що це зростання з часом змінюється лінійно. Під B розуміється так званий зворотній механізм, коли сформовані резонансним механізмом хвилі спотворюють початковий профіль напруги вітру, надаючи їм коливальний імпульс, який, в свою чергу, інтенсифікує хвилювання. Вважається, що зворотний механізм з часом змінюється за експоненціальним законом.

В моделі SWAN експоненціальне зростання хвиль може задаватись двома способами: через вираз Комена [15] та квазілінійну хвильову теорію Йансена [17, 18].

Вираз Комена для опису зворотного механізму генерації хвиль виглядає наступним чином:

$$B = \max \left[0, 0,025 \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(28 \frac{U_*}{c_{ph}} \cos(\theta - \theta_w) - 1 \right) \right] \sigma, \quad (3.38)$$

де c_{ph} – фазова швидкість; ρ_a , ρ_w – густина повітря та води відповідно; U_* – швидкість тертя, яка лінійно залежить від швидкості вітру U_{10} [19].

Другий спосіб завдання експоненціального зростання хвиль в моделі SWAN заснований на використанні квазілінійної хвильової теорії Йансена:

$$B = \beta \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(\frac{U_*}{c_{ph}} \right)^2 \max[0, \cos(\theta - \theta_w)]^2 \sigma, \quad (3.39)$$

де β – стала Майлза, яка оцінюється за безрозмірною критичною висотою λ .

Якщо $\lambda > 1$, $\beta = 0$:

$$\begin{cases} \beta = \frac{1,2}{k^2} \lambda \ln^4 \lambda, & \lambda \leq 1 \\ \lambda = \frac{gz_e}{c_{ph}^2} e^r, & r = \frac{\kappa c}{|U_* \cos(\theta - \theta_w)|} \end{cases}. \quad (3.40)$$

Профіль вітру за Йансеном вважається таким, що змінюється за логарифмічним законом і приймається рівним:

$$U(z) = \frac{U_*}{\kappa} \ln \left[\frac{z + z_e - z_0}{z_e} \right], \quad (3.41)$$

де $U(z)$ – швидкість вітру на висоті $z = 10$ м над рівнем води; κ – стала Кармана; z_e – ефективна шорсткість поверхні, z_0 – масштаб шорсткості, м.

Ефективна шорсткість дна z_e залежить від масштабу шорсткості z_0 та стану моря, виражених через індуковані хвилями напруги $\vec{\tau}_w$ та сумарні поверхневі напруги $\vec{\tau} = \rho_a |\vec{U}_*| \vec{U}_*$:

$$z_e = \frac{z_0}{\sqrt{1 - \frac{|\vec{\tau}_w|}{|\vec{\tau}|}}}, \quad z_0 = 0,01 \frac{U_*^2}{g}, \quad (3.42)$$

$$\vec{\tau}_w = \rho_w \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \sigma BE(\sigma, \theta) \frac{\vec{k}}{k} d\sigma d\theta. \quad (3.43)$$

При проведенні прогностичних розрахунків, програмні коди моделей Delft3D-FLOW і SWAN, скомпільовані в файли, що виконуються, за допомогою компіляторів Visual Fortran і C++, запускаються послідовно на одних і тих же криволінійних розрахункових сітках і використовують весь набір ядер процесора комп'ютерної станції (або вузлів обчислювального кластера). Гідродинамічний блок Delft3D-FLOW розбиває задачу для її паралельного виконання на процесорних ядрах (вузлах) за допомогою програмного інтерфейсу Message Passing Interface (MPI). Модуль WAVE (модель SWAN) при розрахунках за замовчуванням використовує паралельні обчислення на всіх ядрах процесора відповідно до стандарту OpenMP (Open Multi-Processing).

При виконанні моделювання у інтегрованому режимі розрахунків (coupled mode), модель SWAN отримує, в режимі он-лайн, розраховані модулем FLOW поля течій, рівня моря, зональних та меридіональних компонент швидкості вітру для обчислення параметрів трансформації хвиль. Розраховані модулем WAVE параметри вітрового хвилювання

(висоти, напрямок поширення хвиль) передаються в он-лайн режимі (зі встановленою користувачем часовою дискретністю) до гідродинамічного модуля для врахування у подальших розрахунках течій, процесів вертикального змішування, коливань рівня моря (рис. 3.3).

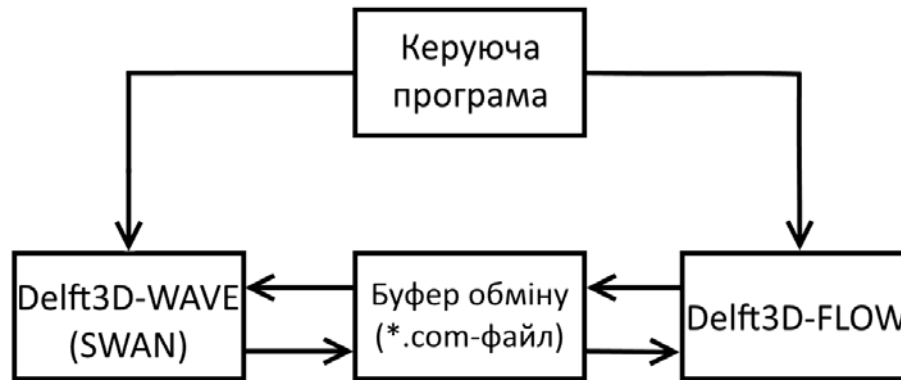


Рисунок 3.3 – Схема роботи комплексу інтегрованих моделей (coupled models) Delft3D-FLOW + SWAN в режимі он-лайн

3.1.3 Взаємодія хвиль та течій в моделі Delft3D-FLOW

Без врахування впливу вітрового хвилювання на течії, рух рідини у моделі Delft3D-FLOW описується методом Ейлера. Для представлення в гідродинамічній моделі зумовлених хвилями рушійних сил, необхідно ввести в систему рівнянь дрейф Стокса. Отримані сумарні швидкості течії називаються GLM-швидкостями (від GLM: *Generalised Lagrangian Mean* – метод опису взаємодії хвиль та течії, приведений в [20]):

Врахування в гідродинамічній моделі зумовлених хвилями рушійних сил, здійснюється шляхом застосування GLM методу [20], в якому використовується гібридний ейлерово-лагранжевий опис руху (рівняння потоків записуються в системі координат, що рухається за дрейфом Стокса). Згідно з цим методом розраховуються сумарні GLM-швидкості, які пов'язані зі швидкостями Ейлера рівняннями:

$$u_{GLM} = u_e + u_s, \quad (3.44)$$

$$v_{GLM} = v_e + v_s, \quad (3.45)$$

де u_s та v_s – швидкості Стокса, u_e та v_e – швидкості Ейлера.

У випадку застосування 3D-моделі, швидкості Стокса визначаються наступним чином:

$$u_s(z) = \frac{\omega k a^2 \cosh(2kz)}{2 \sinh^2(kH)} \cos(\phi), \quad (3.46)$$

$$v_s(z) = \frac{\omega k a^2 \cosh(2kz)}{2 \sinh^2(kH)} \sin(\phi), \quad (3.47)$$

де a – амплітуда хвилі; ω – кутова частота; ϕ – кут між вектором течії та напрямком потоку маси води, викликаного хвилями:

$$\phi = \tan^{-1}(M_x^S / M_y^S), \quad (3.48)$$

де M_x^S , M_y^S – викликані хвилюванням потоки маси води в x - та y - напрямках відповідно.

Хвильова сила в рівняннях руху по горизонталі моделі Delft3D-FLOW може бути представлена через градієнти тензора радіаційної напруги:

$$F_x = -\frac{1}{\rho d_1} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right), \quad (3.49)$$

$$F_y = -\frac{1}{\rho d_1} \left(\frac{\partial S_{yy}}{\partial y} - \frac{\partial S_{yx}}{\partial x} \right), \quad (3.50)$$

де d_1 – товщина поверхневого шару вертикальної розрахункової сітки, м; S – тензор радіаційної напруги:

$$S_{xx} = \rho_0 g \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} \left(n - \frac{1}{2} + n \cos^2 \theta \right) N(\sigma, \theta) d\theta d\sigma, \quad (3.51)$$

$$S_{xy} = S_{yx} = \rho_0 g \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} (n \sin \theta \cos \theta) N(\sigma, \theta) d\theta d\sigma, \quad (3.52)$$

$$S_{yy} = \rho_0 g \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} \left(n - \frac{1}{2} + n \sin^2 \theta \right) N(\sigma, \theta) d\theta d\sigma. \quad (3.53)$$

Альтернативно, в моделі Delft3D-FLOW хвильова сила визначається через швидкість дисипації хвильової енергії:

$$F_x = D \frac{k_x}{\omega}, \quad (3.54)$$

$$F_y = D \frac{k_y}{\omega}, \quad (3.55)$$

де D – повна швидкість дисипації хвильової енергії, яка є сумою розсіювання енергії внаслідок донного тертя, обрушення (забурунювання) хвиль («whitescapping») та обвалення хвиль через зміну глибини («wave breaking»).

Ефект перенесення у напрямку розповсюдження хвиль у придонному приграничному шарі («streaming») реалізований в моделі FLOW наступним чином:

$$\tau_{stream}(z) = \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{D_f \cos \phi}{\omega} \left(1 - \frac{d + \zeta - Z'}{\delta} \right) \right] \text{ для } d + \zeta - \delta \leq Z' \leq d + \zeta, \quad (3.56)$$

де Z' – відстань, яка визначається відповідно до схеми, приведеної на рис. 3.4; δ – товщина приграничного шару; D_f – дисипація внаслідок донного тертя, що визначається як:

$$D_f = \frac{1}{2\sqrt{\pi}} \rho_0 f_w u_{orb}^3, \quad (3.57)$$

де u_{orb} – орбітальна швидкість хвильового руху у дна; f_w – параметр донного тертя, який розраховується за таким співвідношенням:

$$f_w = \min\{0,3; 1,39 \left(\frac{A}{z_0}\right)^{-0,52}\}, \quad (3.58)$$

де $A = u_{orb}/\omega$.

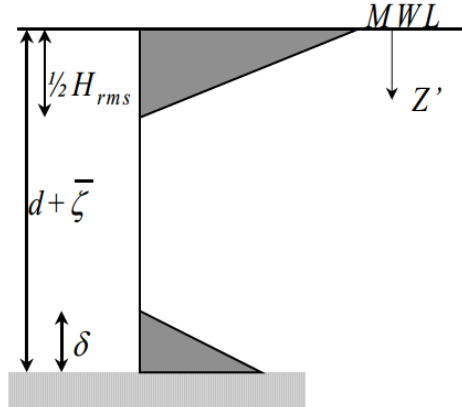


Рисунок 3.4 – Вертикальний розподіл напруг тертя та турбулентної кінетичної енергії [1]

Товщина хвильового приграничного шару δ у рівнянні (3.56) розраховується таким чином:

$$\delta = H \min[0,5; 20 \max\{\frac{ez_0}{H}; 0,09 \frac{k_s}{H} \left(\frac{A}{k_s}\right)^{0,082}\}]. \quad (3.59)$$

Придонна напруга тертя $\vec{\tau}_b$, з урахуванням швидкості дрейфу Стокса, в 3-D варіанті є граничною умовою і записується таким чином:

$$\vec{\tau}_b = \frac{|\vec{\tau}_m|}{|\vec{U}_D|} (\vec{u} - \vec{u}_s), \quad (3.60)$$

$$\vec{U}_D = \frac{1}{d + \zeta} \int_{-d}^{\zeta} \vec{u} dz. \quad (3.61)$$

$$|\vec{\tau}_m| = \rho \vec{u}_* |\vec{u}_*|, \quad (3.62)$$

де $\bar{\tau}_m$ – осереднена за хвильовий період напруга тертя для сукупного впливу хвиль та течій (див. 3.20); \bar{U}_D – середня за глибиною швидкість течії; \bar{u}_* – швидкість придонного тертя у випадку сукупного впливу хвиль та течій.

За припущенням вертикального логарифмічного профілю розподілу швидкості горизонтального потоку у придонному пограничному шарі, вектор швидкості придонної течії \bar{u}_b визначається як:

$$\bar{u}_b = \frac{\bar{u}_*}{\kappa} \ln\left(1 + \frac{\Delta z_b}{2z_0}\right), \quad (3.63)$$

де Δz_b – відстань по вертикалі до розрахункової точки, яка є найближчою до дна, м; z_0 – масштаб шорсткості дна, який з урахуванням хвилювання визначається таким чином:

$$z_0 = \frac{\Delta z_b}{\exp\left(\kappa \frac{|\bar{u}_b|}{|\bar{u}_*|}\right) - 1}. \quad (3.64)$$

Для врахування при розрахунках ефекту турбулентного перемішування, в моделі Delft3D-FLOW застосовується відповідна модель турбулентності. Так як хвилі підсилюють вертикальне турбулентне перемішування, то вітрове хвилювання включаються в модель турбулентності за рахунок додавання членів генерації і дисипації хвильової енергії. Обвалення хвилі вносить енергетичний внесок, який лінійно розподіляється по висоті, рівній половини висоти хвилі ($1/2 H_{rms}$) нижче середнього рівня моря MWL (див. рис. 3.4). Посилення турбулентності через придонного тертя лінійно розподіляється по товщині хвильового приграничного шару δ . Ці процеси моделюються шляхом введення членів джерел в моделі турбулентності k - ε та k - L .

3.2 Адаптація та верифікація комплексу інтегрованих чисельних моделей для прогнозування мінливості океанографічних характеристик в північно-західній частині Чорного моря

3.2.1 Умови проведення розрахунків з адаптації та верифікації моделей, розрахункові сітки, вхідна інформація

Для проведення прогностичних розрахунків за інтегрованою 3D-моделлю течій, рівня моря і морського хвилювання був застосований метод «телескопізації» результатів моделювання. Акваторія Азово-Чорноморського басейну покривалась базовою криволінійною розрахунковою сіткою, яка складалась з 31271 розрахункових осередків з перемінними у горизонтальній площині розмірами $\Delta_{xy} = 2,5-5$ км (1 на рис. 3.5а). Усередині базової розрахункової сітки були згенеровані вкладені розрахункові сітки з більшою деталізацією: $\Delta_{xy} = 0,8-1,5$ км – для північно-західної частини Чорного моря (ПнЗЧМ) (2 на рис. 3.5а); $\Delta_{xy} = 90-250$ м – для акваторії Одеського району ПнЗЧМ, де розташовані морські порти Чорноморськ, Одеса, Південний (рис. 3.5б). До складу базової розрахункової сітки також було включено акваторію Азовського моря (рис. 3.6).

Під час генерації криволінійних розрахункових сіток були використані наступні джерела батиметричних даних для акваторій Чорного та Азовського морів:

- відцифровані топографічні карти Генштабу України випуску 1970-1980 рр. масштабів 1:50000, 1:100000, 1:200000;

- морські навігаційні карти Чорного і Азовського морів видавництва ДУ «Держгідрографія» «Укрморкартографія» [21] масштабів 1:50000, 1:100000, 1:200000, 1:10000;

- масив даних ФДУ «Одеський район Держгідрографії» щодо глибин в північно-західній частині Чорного моря (з просторовим розрішенням $0,002^\circ$ за широтою та довготою).

Адаптація комплексу чисельних математичних моделей проводилась при завданні однорідних у просторі і стаціонарних у часі вітрових умов. Моделювання виконувалось протягом 4 діб модельного часу при

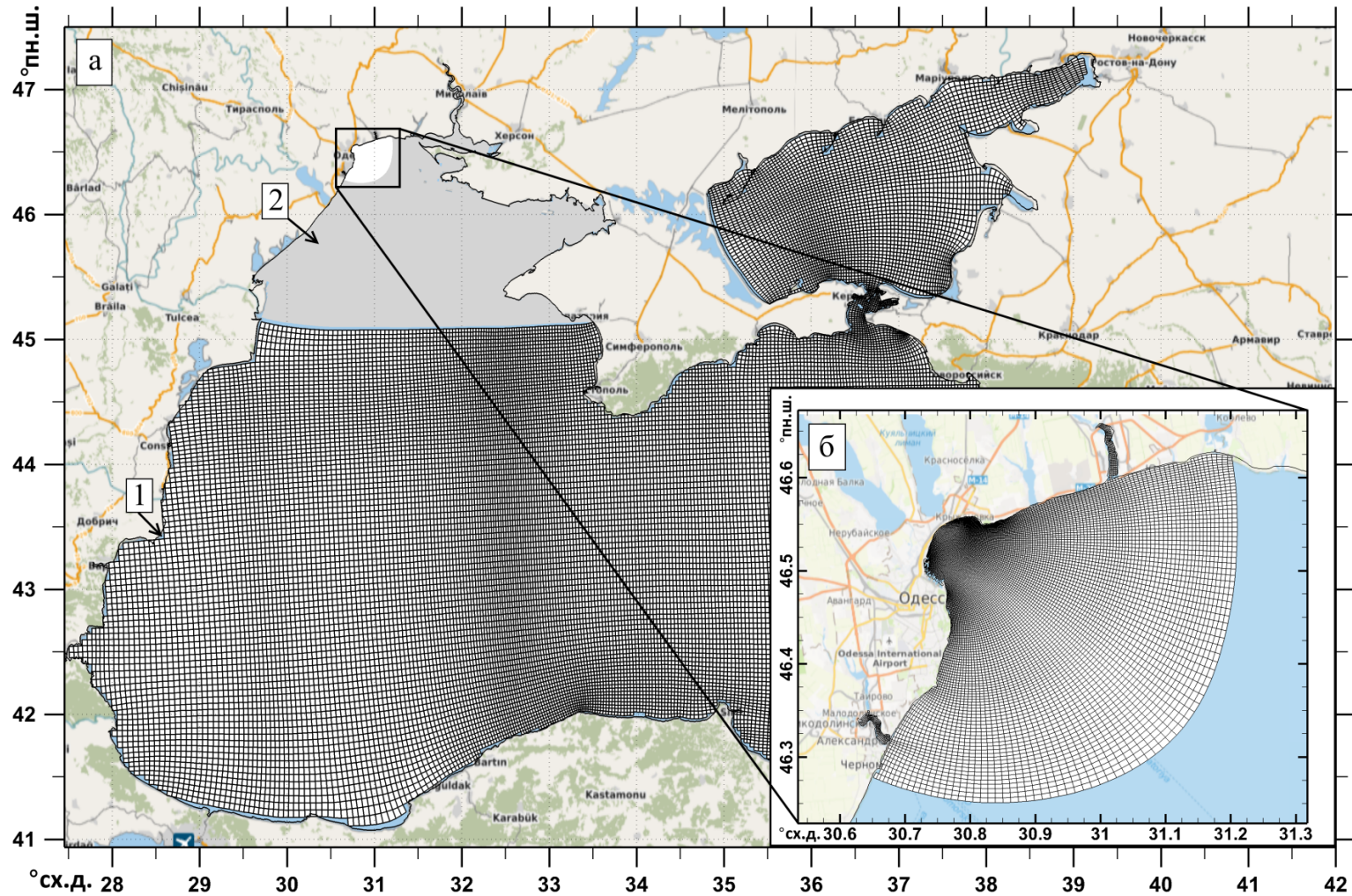


Рисунок 3.5 – Криволінійні розрахункові сітки для регіону Азово-Чорноморського басейну: а – базова розрахункова сітка ($\Delta_{xy} = 2,5-5$ км) (1) та деталізована розрахункова сітка для північно-західної частини Чорного моря ($\Delta_{xy} = 800$ м-1,5 км) (2); б – вкладена сітка для морської акваторії портів Одеського району ПнЗЧМ

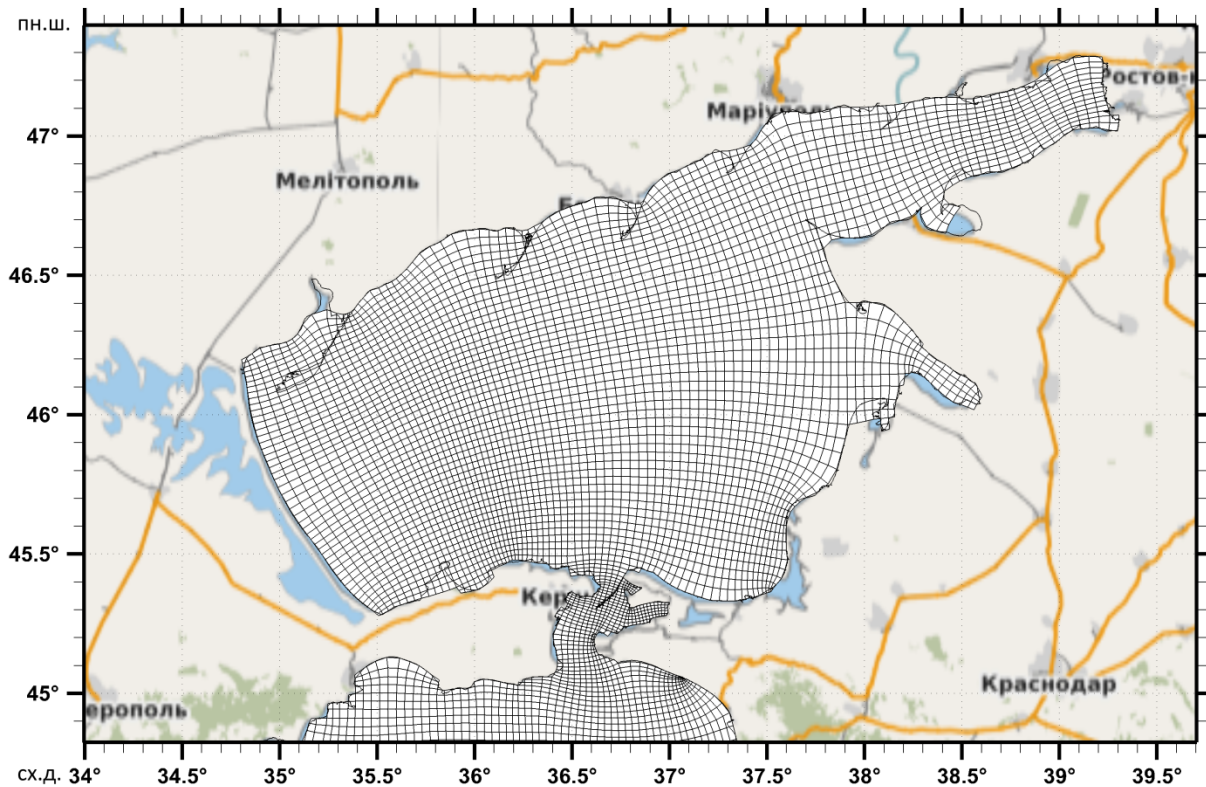


Рисунок 3.6 – Криволінійна розрахункова сітка для акваторії Азовського моря

стаціонарних штормових вітрах швидкістю 20 м/с різних напрямків. Згідно з даними багаторічних метеорологічних спостережень, в районі м. Одеси переважають вітри північного, північно-західного, західного та південного напрямків [22, 23].

Значення коефіцієнтів вітрового тертя c_d^A та c_d^B при адаптації моделі Delft3D-FLOW приймалися рівними $1,255 \times 10^{-3}$ (для $U_{10}^A \leq 7$ м/с) та $2,425 \times 10^{-3}$ (для $U_{10}^B = 25$ м/с) відповідно. Розрахунки інтегральних за глибиною течій та рівня води проводились на вкладених розрахункових сітках одночасно для областей із різною горизонтальною деталізацією з кроком за часом 30 секунд. Розрахунок поширення та трансформації параметрів вітрових хвиль проводився в режимі он-лайн з гідродинамічними розрахунками, з 60-ти хвилинним інтервалом.

Результати розрахунків змодельованих океанографічних характеристик (рівня моря, вітро-хвильової циркуляції вод та трансформації вітрових хвиль), отримані при адаптації чисельних математичних моделей для Азово-Чорноморського басейну, представлені на рис. 3.7-3.13. Вони добре узгоджуються з відповідними оцінками, отриманими на основі спрощених теоретичних та напівемпіричних

залежностей. Наприклад, для оцінки можливих відхилень рівня моря уздовж північного узбережжя ПнЗЧМ від незбуреного стану під дією стаціонарних вітрів північного (або південного) напрямку швидкістю 20 м/с застосовувалось стаціонарне рівняння [24, с.150]:

$$\frac{\partial \xi}{\partial y} = C \frac{\tau_{sy}}{g \rho \bar{H}},$$

де ξ – величина перекосу рівня моря на кінцях каналу відкритого з одного боку і закритого з іншого, $1 < C < 1,5$ – коефіцієнт пропорційності; τ_{sy} – вітрова напруга тертя на поверхні моря, яка для вітру швидкістю 20 м/с приймається рівною $\approx 1,03$ Н/м²; ρ – типова густина води (≈ 1012 кг/м³), g – прискорення вільного падіння (9,807 м/с²), \bar{H} – середня глибина каналу (ПнЗЧМ) ≈ 25 м. Тоді для ПнЗЧМ $\partial \xi / \partial y \approx 4,15 \cdot 10^{-6}$ і на відстані між південною (відкрита морська границя) та північною (узбережжя) межами ПнЗЧМ $\delta y \approx 170$ км перекіс рівня буде знаходитись в межах 0,7-1,0 м, що збігається з результатами розрахунків.

Отримано добрий збіг оцінок параметрів усталеного вітрового хвилювання, отриманих при моделюванні, з їх значеннями розрахованими із використанням напівемпіричних залежностей [25, с.423], з врахуванням швидкості вітру, довжини розгону хвиль та глибини місця.

Для верифікації чисельних моделей з ряду спостережень на гідрометеорологічних станціях в портах Одеського району ПнЗЧМ за 2016-2017 рр. були обрані відрізки часу зі штормовими вітрами, за яких спостерігались сильні відгінно-нагінні коливання рівня моря та вітрове хвилювання (яке, як правило, відповідає випадкам сильних нагонів): 16.07 – 25.07.2016 р.; 06.10 – 18.10.2016 р.; 27.11 – 09.12.2016 р.; 16.04 – 26.04.2017 р.

Для акваторії Азовського моря верифікація розрахунків за сумісною гідродинамічною та хвильовою моделлю, проведених із застосуванням базової розрахункової сітки (рис. 3.5, 3.6), виконувалась для штормового періоду 19-30 листопада 2019 р.

Як вхідні данні для вищевказаних періодів моделювання на верхній (з атмосферою) відкритій границі розрахункової області задавались (з часовою дискретністю 3 години) змінні у просторі і часі поля зональної та меридіональної компонент швидкості вітру, м/с, та атмосферного тиску,

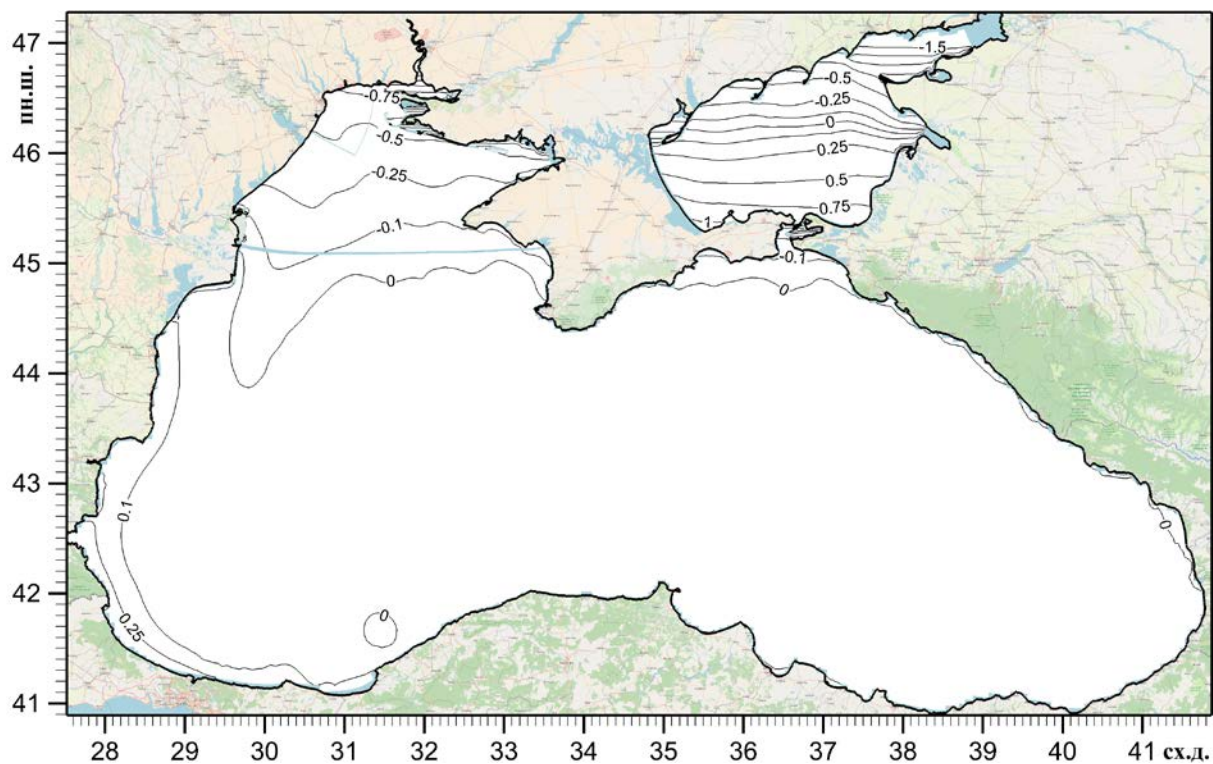


Рисунок 3.7 – Поле відхилень рівня моря, м, від незбуреного стану за умов стаціонарного вітру швидкістю 20 м/с **північного** напрямку

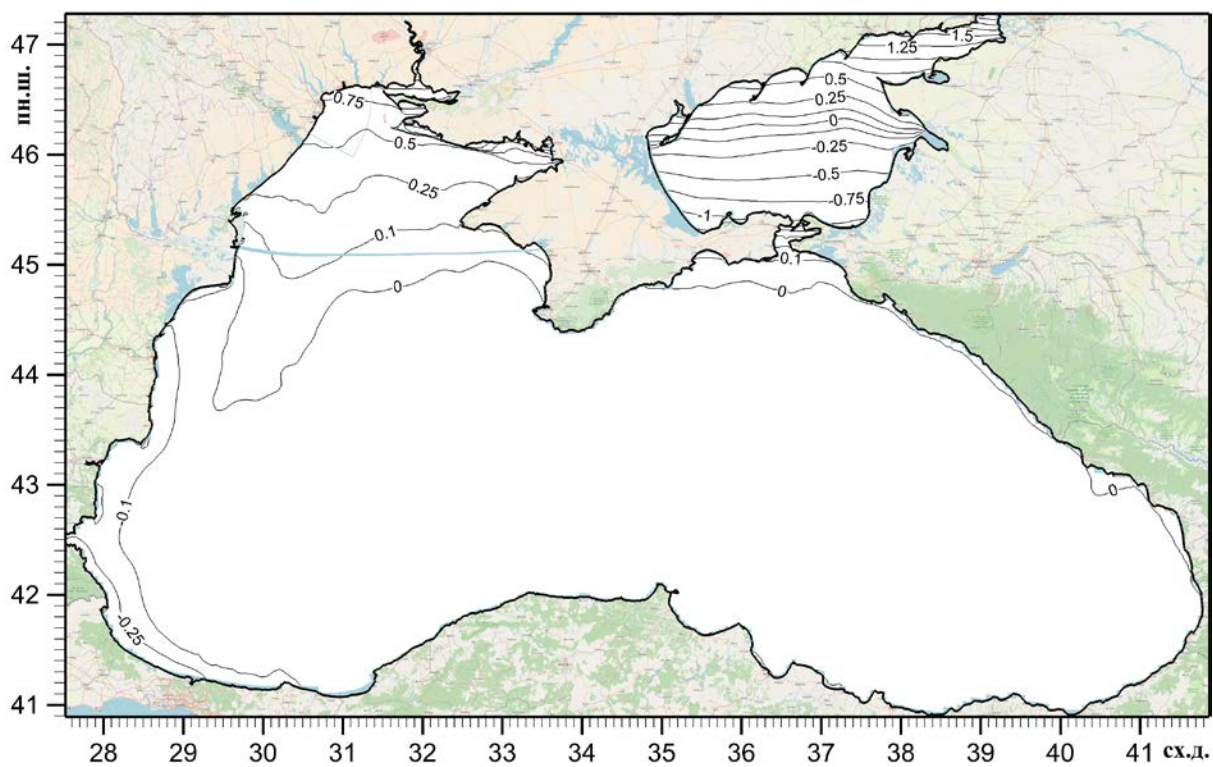


Рисунок 3.8 – Поле відхилень рівня моря, м, від незбуреного стану за умов стаціонарного вітру швидкістю 20 м/с **південного** напрямку

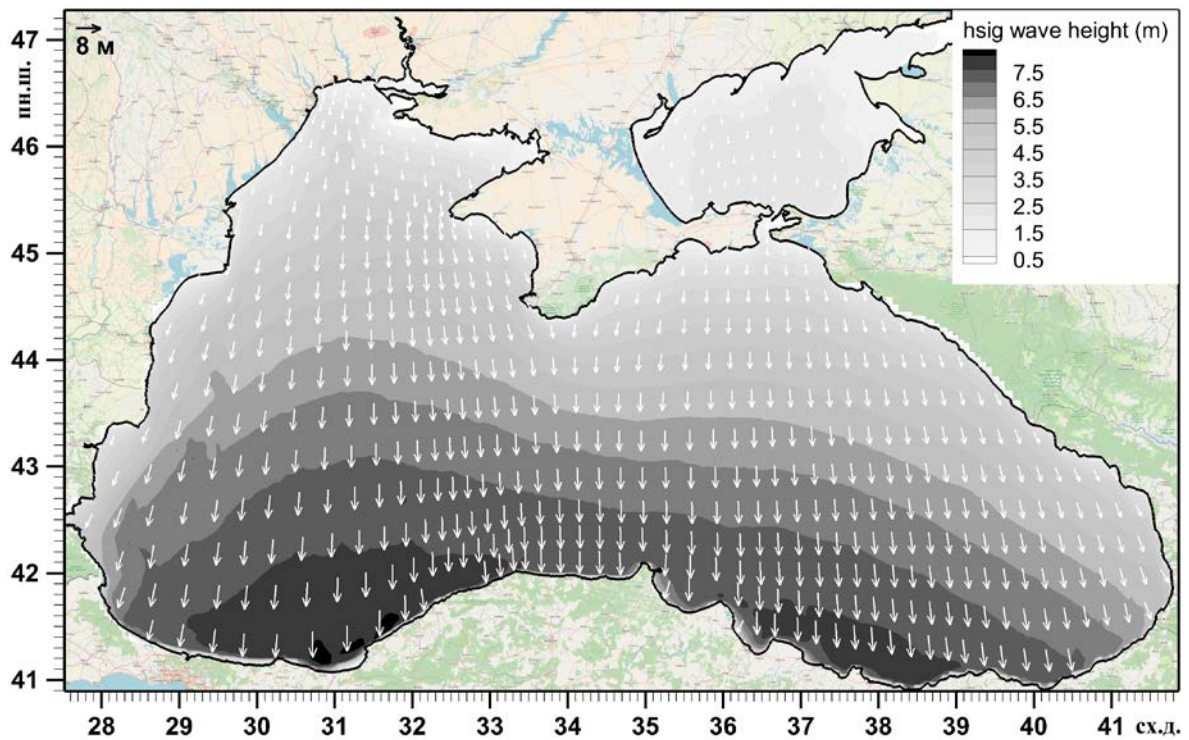


Рисунок 3.9 – Поле розподілу значних висот хвиль, м, та векторів середнього напрямку хвилювання за умов стаціонарного вітру швидкістю 20 м/с **північного** напрямку

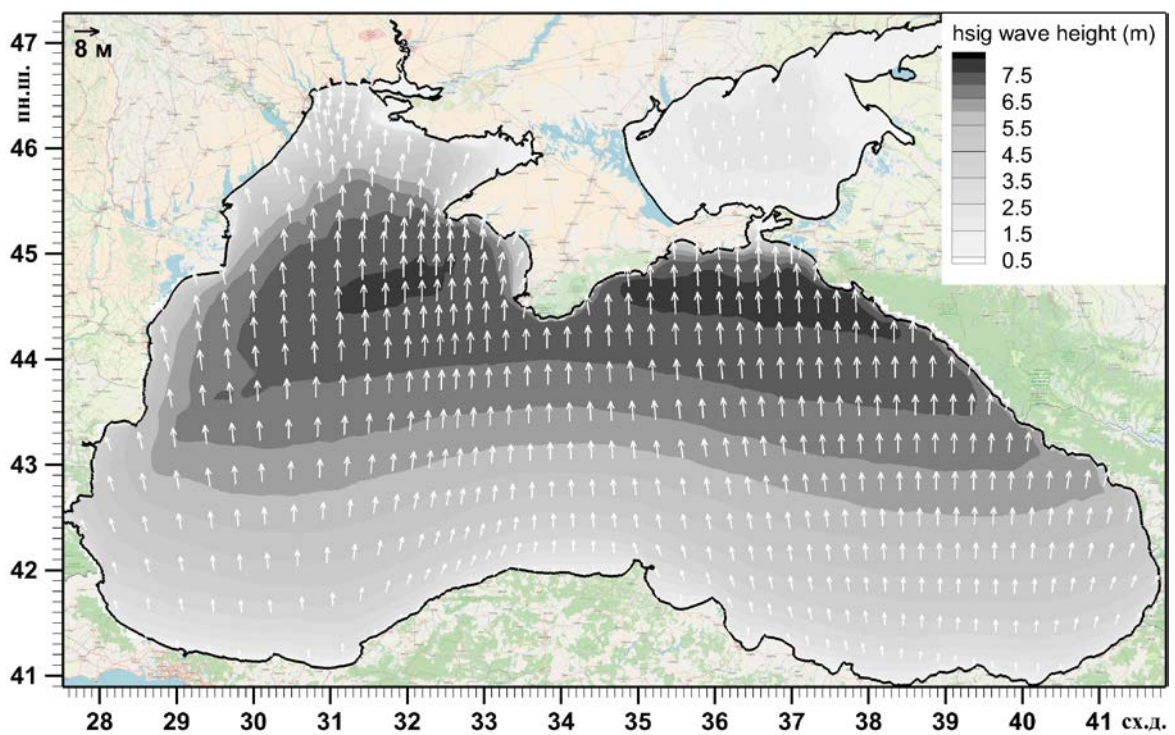


Рисунок 3.10 – Поле розподілу значних висот хвиль, м, та векторів середнього напрямку хвилювання за умов стаціонарного вітру швидкістю 20 м/с **південного** напрямку

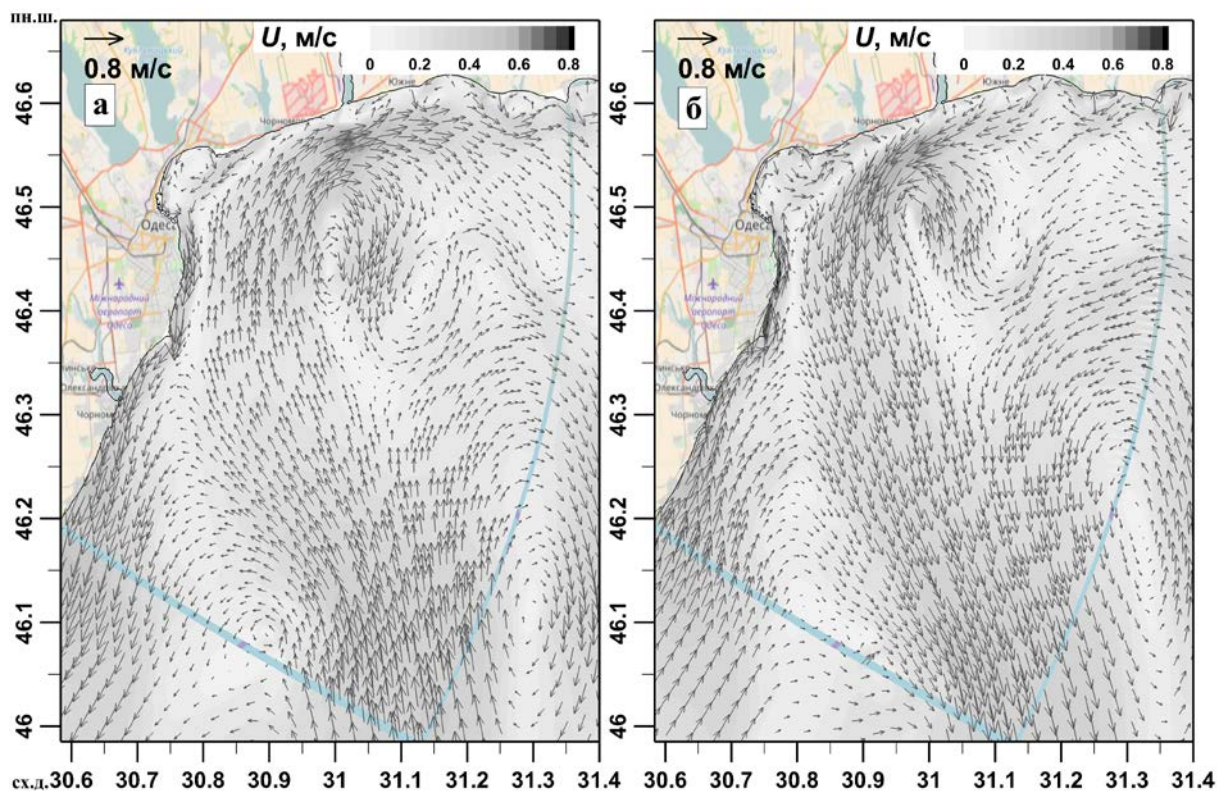


Рисунок 3.11 – Поля векторів* та модулю швидкості баротропних течій, м/с, за умов стаціонарного вітру швидкістю 20 м/с **північного** (а) та **південного** (б) напрямків для району трикутника портів Чорноморськ – Одеса – Південний.

* Вектори проріджені з кроком $0,025^\circ$ для зручності читання

приведеного до середнього рівня моря, Па, на рівномірній $0,25^\circ$ -градусній сітці, які були зчитані з архіву прогнозів глобальної моделі прогнозу погоди GFS (Global Forecast System) через веб-сервіс NOMADS (National Operational Model Archive and Distribution System) [26, 27]. Усі вироблені за останні декілька років прогнози зберігаються в історичному архіві GFS-прогнозів на відповідному веб-ресурсі (NCEP GFS 0,25 Degree Global Forecast Grids Historical Archive) [28] Національного центру атмосферних досліджень США (National Center for Atmospheric Research, NCAR) і можуть бути вільно зчитані.

При верифікації моделі застосовувалась наведена нижче процедура зчитування вхідних даних з архіву GFS-прогнозів для моделювання. При кожному запуску моделі GFS протягом доби (в 00:00, 6:00, 12:00 та 18:00 UTC) генеруються прогностичні поля метеорологічних величин на період від 0 до 240 год з 3-х годинною часовою дискретністю. Оскільки на цьому етапі роботи архів GFS-прогнозів використовувався для верифікації

чисельних математичних моделей Delft3D-FLOW і SWAN, то в кожен з основних строків запуску моделі GFS (4 рази на добу) зчитувався прогноз тільки на найближчі 6 годин.

При виконанні розрахунків із використанням комплексу інтегрованих моделей Delft3D-FLOW + SWAN, модель SWAN працювала в нестационарному режимі для всіх ділянок розрахункових областей, з метою адекватного моделювання параметрів вітрового хвилювання при штормових вітрах. Часовий крок рішення рівнянь моделі Delft3D-FLOW становив 30 с, моделі SWAN – 600 с, а часовий інтервал інтеграції моделей – 60 хв. Кутова деталізація в моделі SWAN дорівнювала 10° . Для частотної координати застосовувалась сітка з 24 вузлами в діапазоні частот 0,05-1,0 Гц. Коефіцієнт Маннінга для розрахунку донного тертя в моделі Delft3D-FLOW задавався неоднорідно для модельованої акваторії в діапазоні значень 0,018-0,022. Для параметризації донного тертя в моделі SWAN була обрана модель JONSWAP, а коефіцієнт донного тертя C_b приймався рівним 0,038 для всієї розрахункової області.

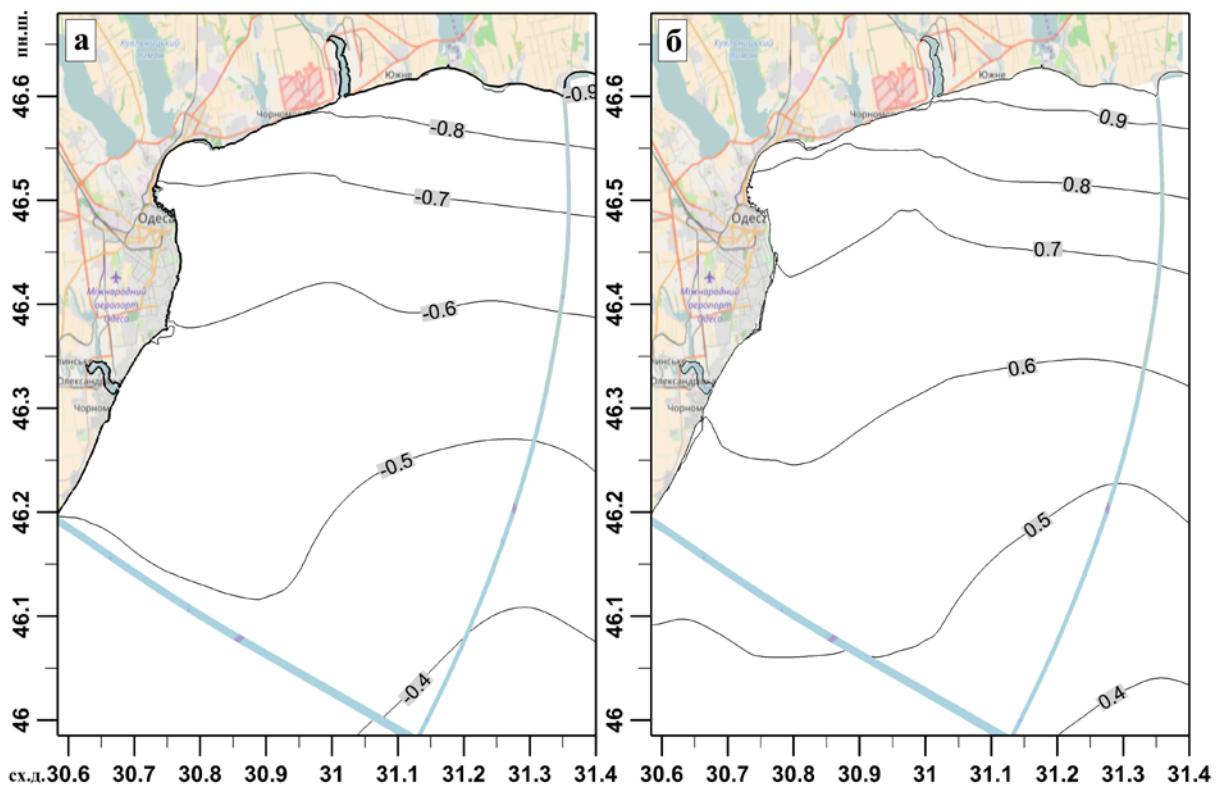


Рисунок 3.12 – Поля відхилень рівня моря, м, від незбуреного стану за умов стаціонарного вітру швидкістю 20 м/с **північного** (а) та **південного** (б) напрямків для району трикутника портів Чорноморськ – Одеса – Південний

3.2.2 Результати верифікації модельного комплексу Delft3D-FLOW + SWAN та їх обговорення

Верифікація комплексу моделей проводилась шляхом порівняння результатів моделювання з даними спостережень за мінливістю рівня моря на морських гідрометеорологічних станціях (МГС) Гідрометцентру Чорного та Азовського морів в портах Чорноморськ («ГМБ Чорноморськ», код станції 98008), Одеса (МГС «Одеса-порт», код станції 98013), Південний (МГС «порт Південний», код станції 980091) і даними реєстрації швидкості і напрямку вітру, дрейфових течій, характеристик вітрового хвилювання на гідрометеорологічному буї SW Midi-185 (виробництва Fugro OCEANOR, Норвегія), стаціонарно встановленому в акваторії Одеської затоки ДУ «Держгідрографія» в точці з координатами (46,484° пн.ш., 30,785° сх.д.) [29].

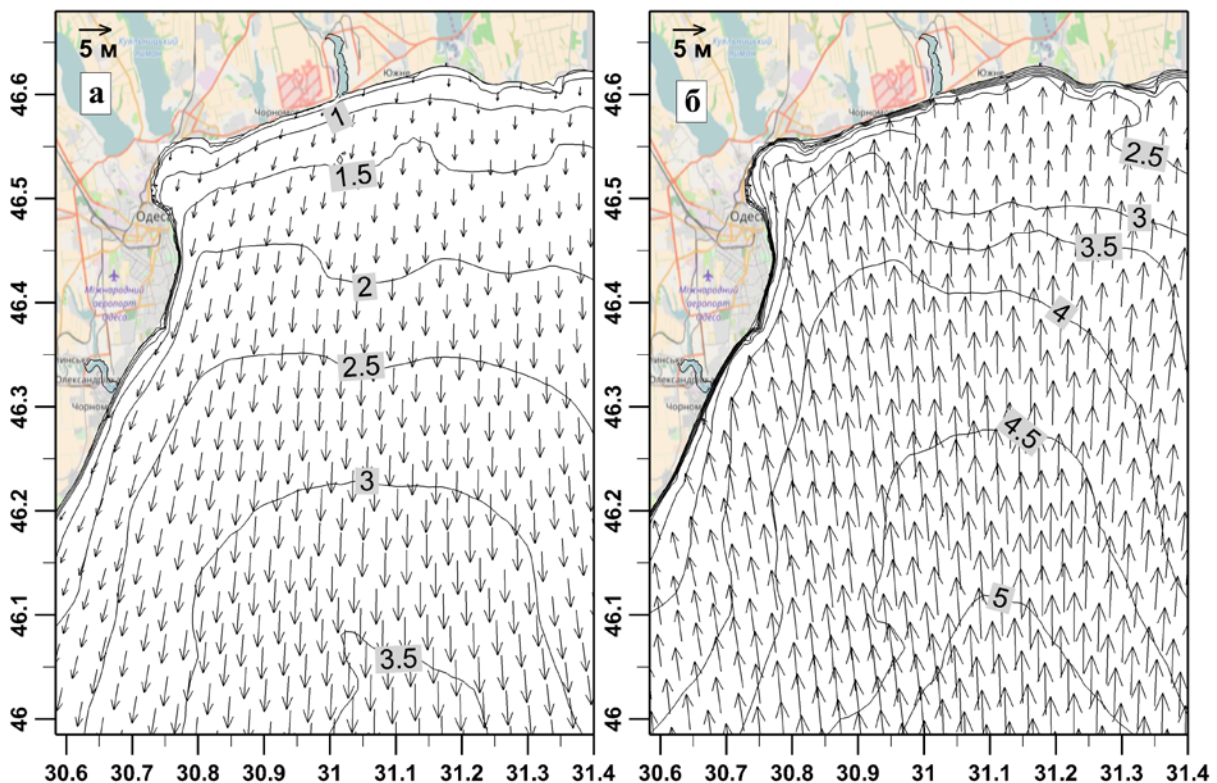


Рисунок 3.13 – Поля розподілу значних висот хвиль та векторів* середнього напрямку хвилювання за умов стаціонарного вітру швидкістю 20 м/с північного (а) та південного (б) напрямків для району трикутника портів Чорноморськ – Одеса – Південний.

*Вектори проріджені з кроком 0,025° для зручності читання

Оскільки результати моделювання визначаються точністю завдання мінливості вітрових умов над акваторією, яка моделюється, то спочатку був проведений порівняльний аналіз даних щодо мінливості швидкості та напрямку вітру, завантажених з архіву прогнозів GFS, з даними автоматизованих спостережень за вітром (з дискретністю 1 год) на гідрометеорологічному буї у відповідні періоди часу. Результати порівняння, наведені на рис. 3.14, свідчать про високий ступінь збігу вказаних даних, особливо за модулем швидкості вітру, хоча в окремих випадках відзначалось зміщення за часом моментів різкої зміни напрямку вітру або відсутність їх за даними спостережень.

На рис. 3.15-3.16 показані результати моделювання викликаних вітром відхилень рівня моря від середнього незбуреного вітром стану в портах Одеського району ПнЗЧМ. Змодельовані відхилення рівня моря порівнювались з їх значеннями в портах Чорноморськ, Одеса, Південний, розрахованими як різниця між поточним спостереженим значенням та середньою відміткою рівня моря, визначеною за розрахунковий період.

Наведені результати свідчать про те, що модель добре відтворює часову динаміку рівня моря в період штормових вітрів. У деяких випадках відзначались систематичні похибки в абсолютних значеннях денівеляцій рівня моря, що пояснюються неточністю визначення незбуреної вітром позначки рівня моря, яка умовно приймалась рівною середній за розрахунковий період позначці. В цілому, похибка при відтворенні рівня моря в портах Одеського району ПнЗЧМ не перевищує 0,1 м. Час пристосування моделі до початкових умов моделювання становить близько 2-х діб.

Просторовий розподіл викликаних вітром денівеляцій рівня моря в період відгінних штормових вітрів у жовтні та грудні 2016 р. наведений на рис. 3.17-3.19. Через те, що порти Чорноморськ, Одеса, Південний розташовані на узбережжі досить недалеко один від одного, то у всіх розглянутих штормових ситуаціях різниця денівеляцій рівня між ними не перевищувала 0,1 м.

Оскільки гідрометеобуй SWMidi-185 обладнаний доплерівським вимірювачем швидкості і напрямку течії (Aquadopp, Nortek), то було проведено порівняння дрейфових течій (по модулю (рис. 3.20а, б) і значенням складових вектора швидкості), розрахованих за моделлю та виміряних в точці розташування буя. Отримані результати дозволяють зробити висновок про те, що ступінь подібності часової мінливості

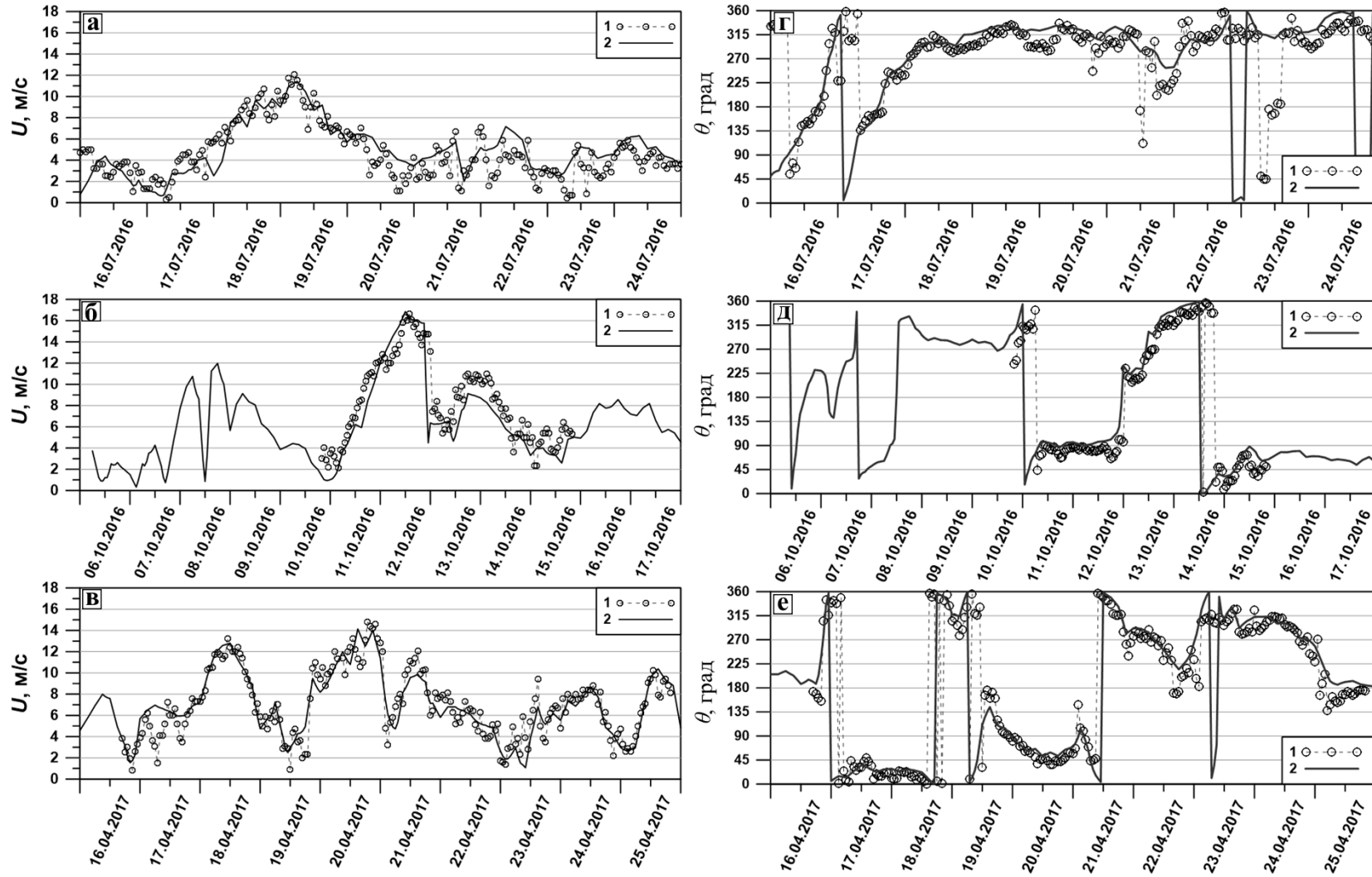


Рисунок 3.14 – Часова мінливість модуля швидкості вітру, м/с, (а-в) та напрямку вітру, град., (г-е) на протязі часових періодів, обраних для верифікації моделі: (1 – дані гідрометеорологічного буя; 2 – архівні прогностичні дані моделі GFS на сітці 0,25°)

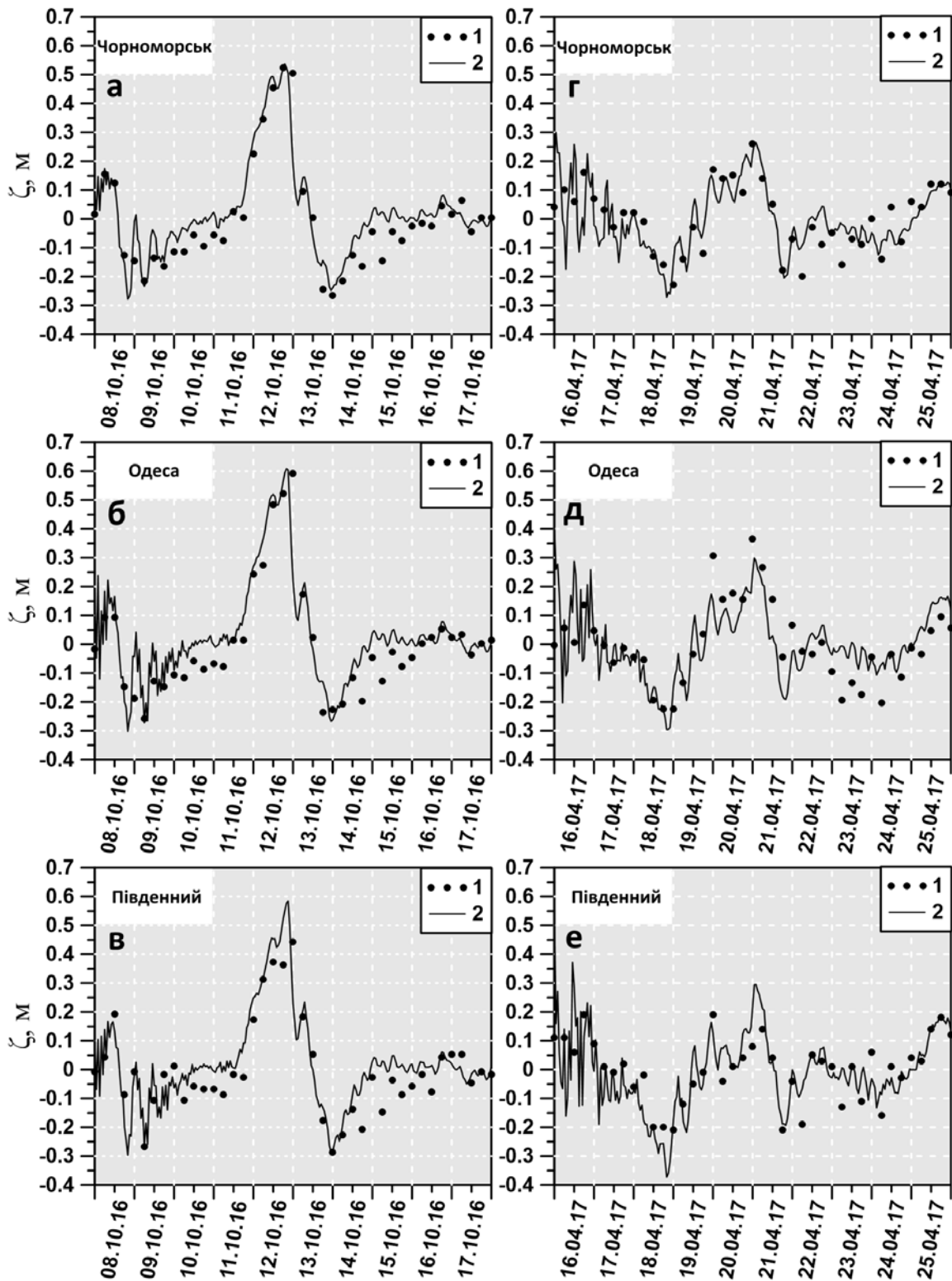


Рисунок 3.15 – Мінливість викликаних вітром денівеляцій рівня моря, м, за даними спостережень (1) в портах Чорноморськ (а, г), Одеса (б, д), Південний (в, е) і отримана в результаті моделювання (2) в розрахункові періоди 08.10 - 18.10.2016 р. (а-в) та 16.04 - 25.04.2017 р. (г-е)

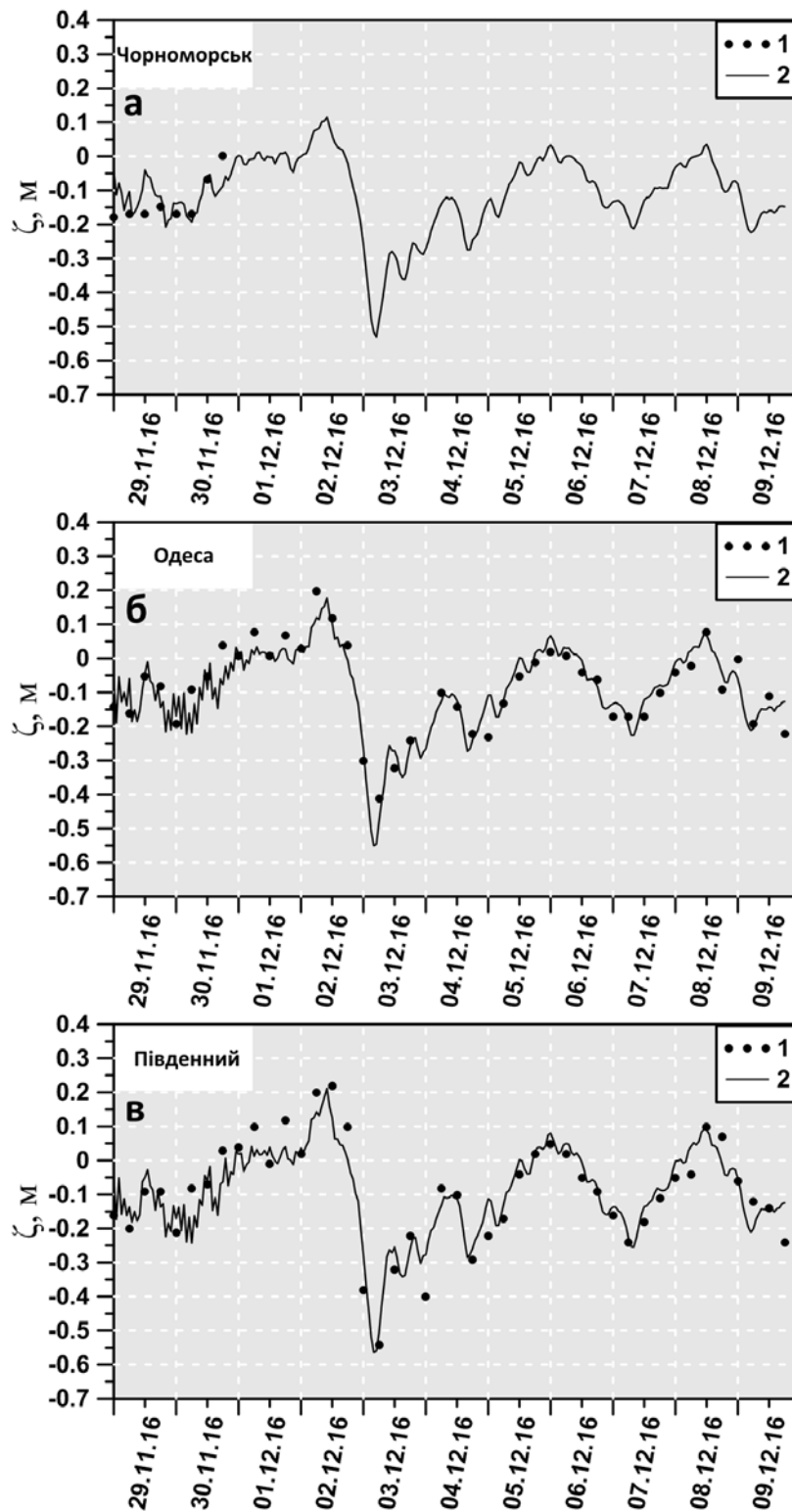


Рисунок 3.16 – Мінливість викликаних вітром денівеляцій рівня моря, м, за даними спостережень (1) в портах Чорноморськ (а), Одеса (б), Південний (в) і отримана в результаті моделювання (2) в розрахунковий період 16.04.2017 р.-25.04.2017 р.

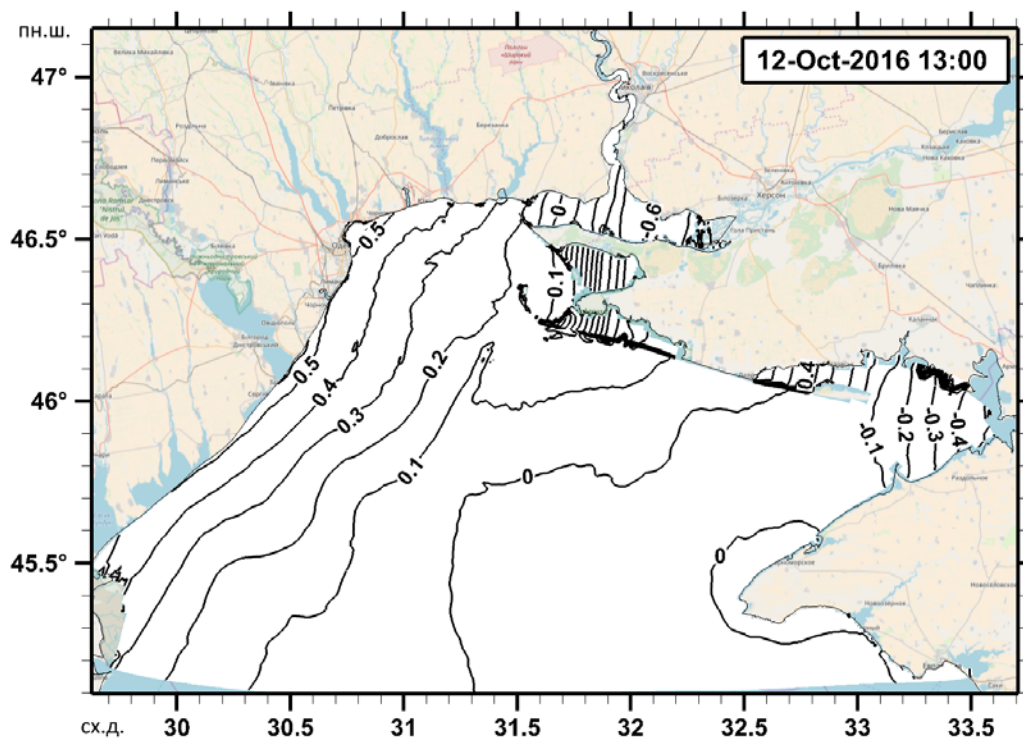


Рисунок 3.17 – Поле денівеляцій рівня моря, м, отримане при моделюванні для акваторії ПнЗЧМ в момент часу 12.10.2016 р. 13:00

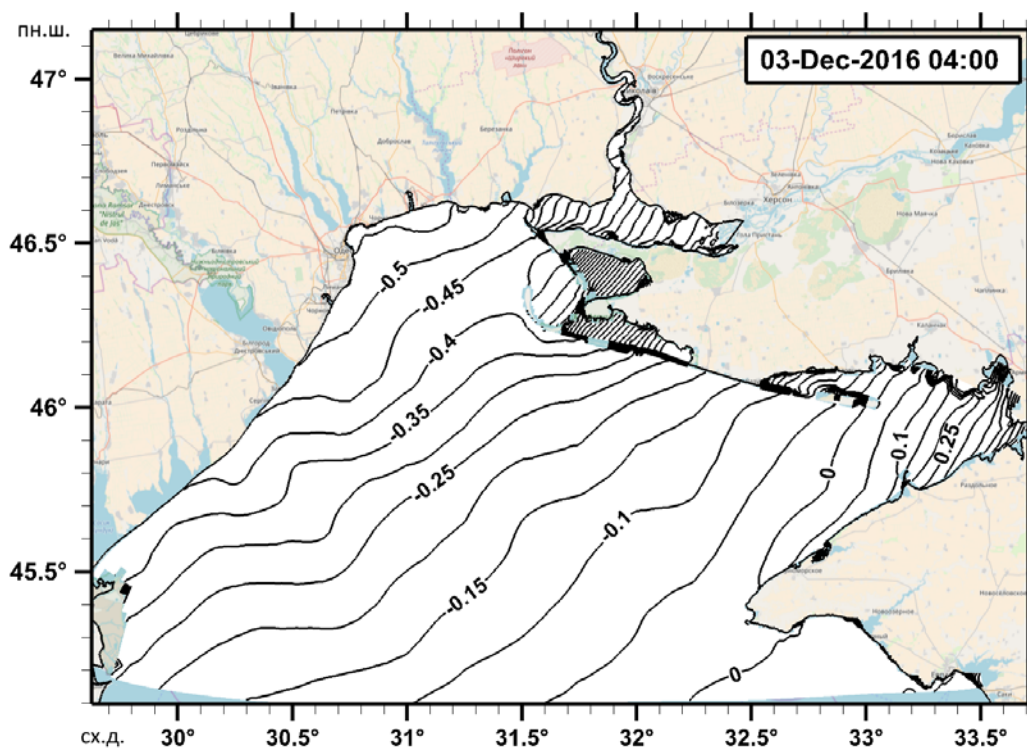


Рисунок 3.18 – Поле денівеляцій рівня моря, м, отримане при моделюванні для акваторії ПнЗЧМ в момент часу 03.12.2016 р. 4:00

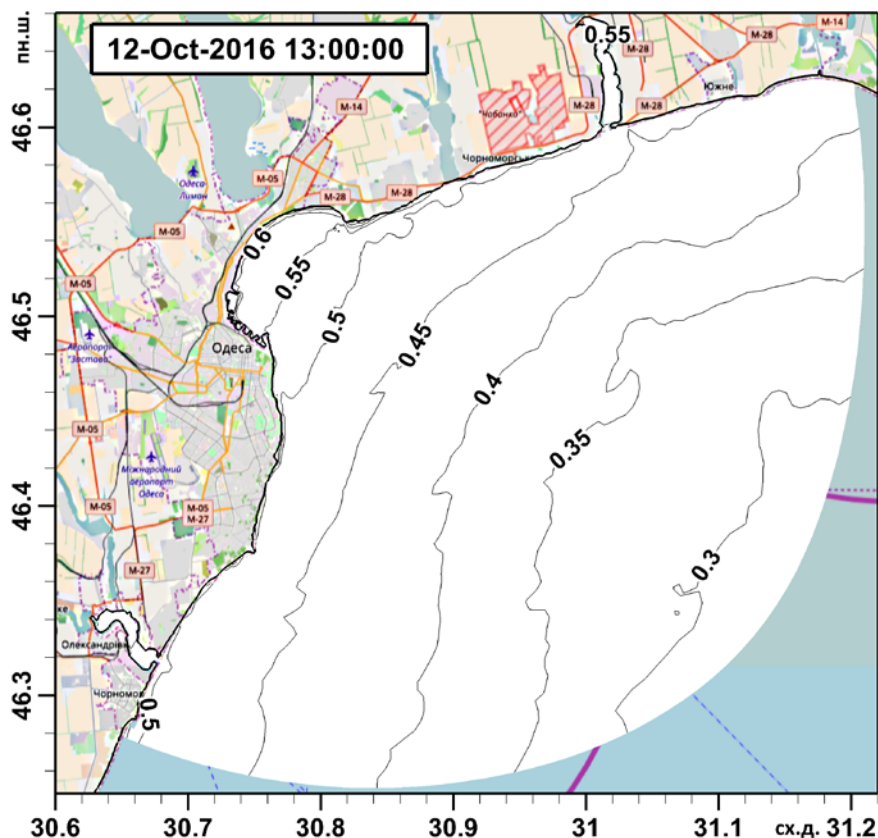


Рисунок 3.19 – Поле денівеляцій рівня моря, м, отримане при моделюванні для акваторії Одеської затоки в момент часу 12.10.2016 р. 13:00

вимірних і розрахованих течій досить висока. Деякі відмінності, які відзначалися, пояснюються тим, що течії, які спостерігаються, на відміну від розрахованих за моделлю, складаються як з вітрової, так і з густинної складових. У періоди слабкого вітру та/або весняного проникнення трансформованих вод річкового стоку в розрахункову область, внесок густинних течій у формування сумарних збільшується, і, відповідно, збільшуються розбіжності між вимірними і змодельованими течіями.

Результати верифікації моделі SWAN по відтворенню часової мінливості висот і напрямку вітрових хвиль в точці розташування гідрометеорологічного буя при домінуванні вітрів хвиленебезпечних напрямків показані на рис. 3.20в-е.

Розраховані за моделлю значення відповідних характеристик вітрового хвилювання порівнювались з даними вимірів гідрометеорологічного буя в обрані розрахункові періоди. Видно, що результати моделювання добре узгоджуються зі значеннями, які

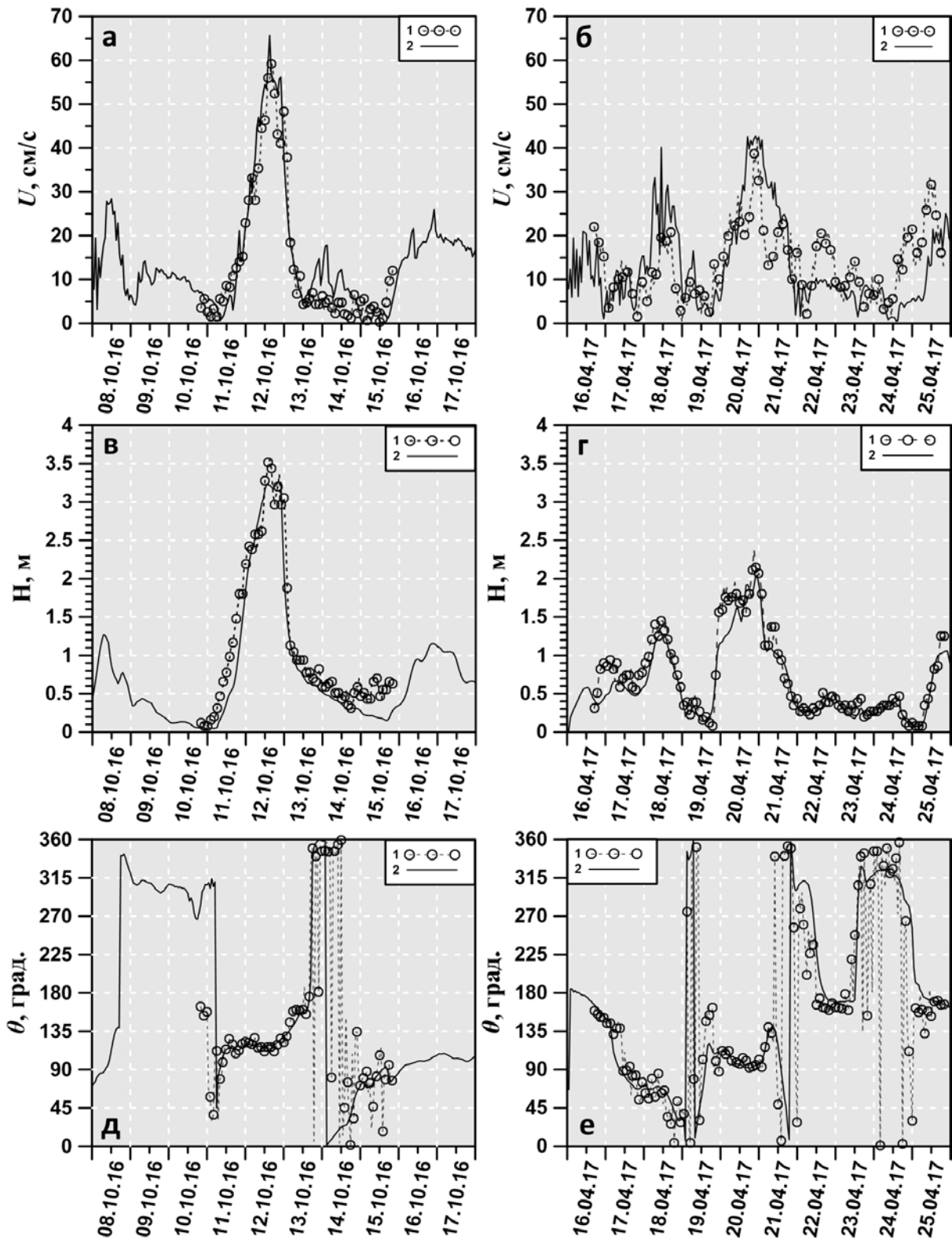


Рисунок 3.20 – Часова мінливість швидкості дрейфової течії (а, б), см/с, висот (в, г), м, і напрямку поширення вітрових хвиль (д, е), град, в розрахункові періоди 08.10-18.10.2016 р. та 16.04-26.04.2017 р. (1 – за даними вимірів на гідрометеорологічному буї; 2 – отримана в результаті моделювання)

спостерігались. Уявлення про просторовий розподіл висот значних хвиль та середнього напрямку поширення хвилювання в Одеському районі ПнЗЧМ, який отримується при моделюванні, дають рис. 3.21-3.22. Просторова мінливість зазначених характеристик вітрового хвилювання в районах розташування морських портів Чорноморськ, Одеса, Південний обумовлена, перш за все, особливостями трансформації і рефракції вітрових хвиль при входженні їх в зони малих глибин з відкритого моря.

На рис. 3.23-3.27 приведені результати випробувального використання інтегрованої моделі Delft3D-FLOW + SWAN для відтворення мінливості рівня моря і вітрового хвилювання в акваторії Азовського моря в період 19-30 листопада 2019 р., який характеризувався наявністю

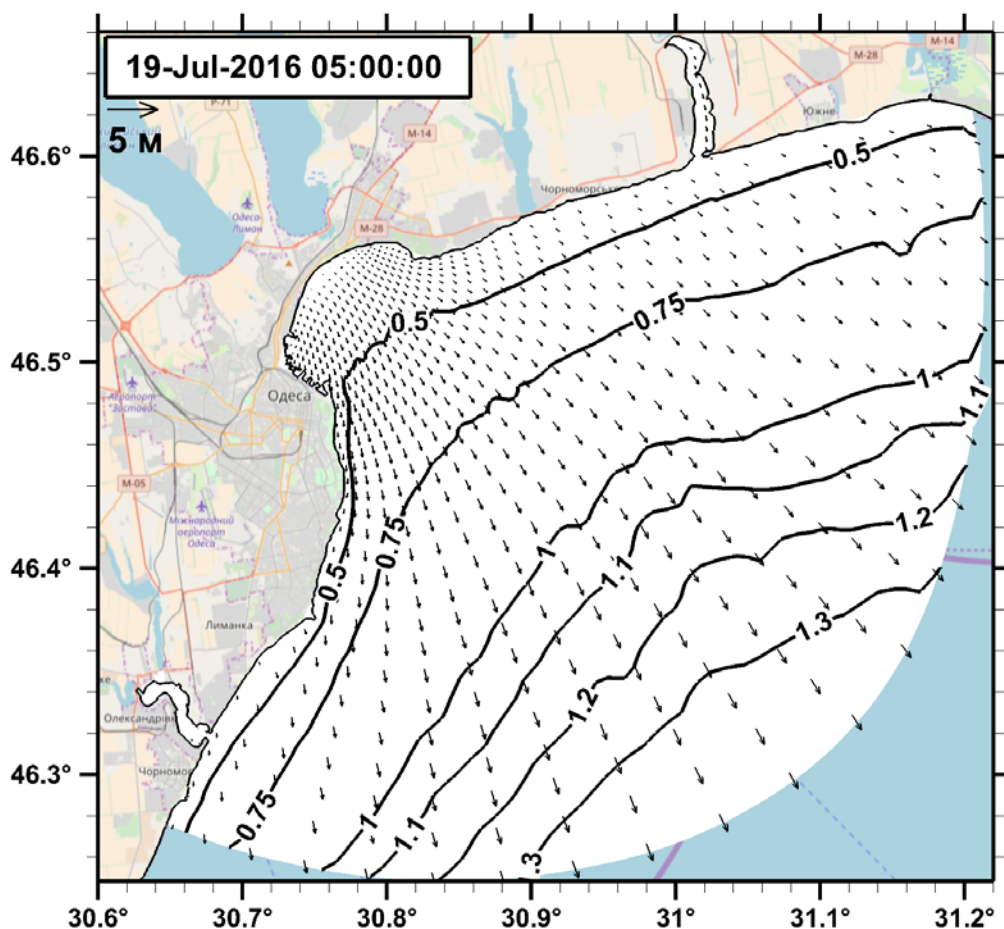


Рисунок 3.21 – Поле висот значних хвиль, м, і векторів середнього напрямку поширення хвиль*, в акваторії Одеського району ПнЗЧМ, отримане при моделюванні для моменту часу 05:00 19.07.2016 р.

* Вектори проріджені з кроком $0,085^\circ$ для зручності читання

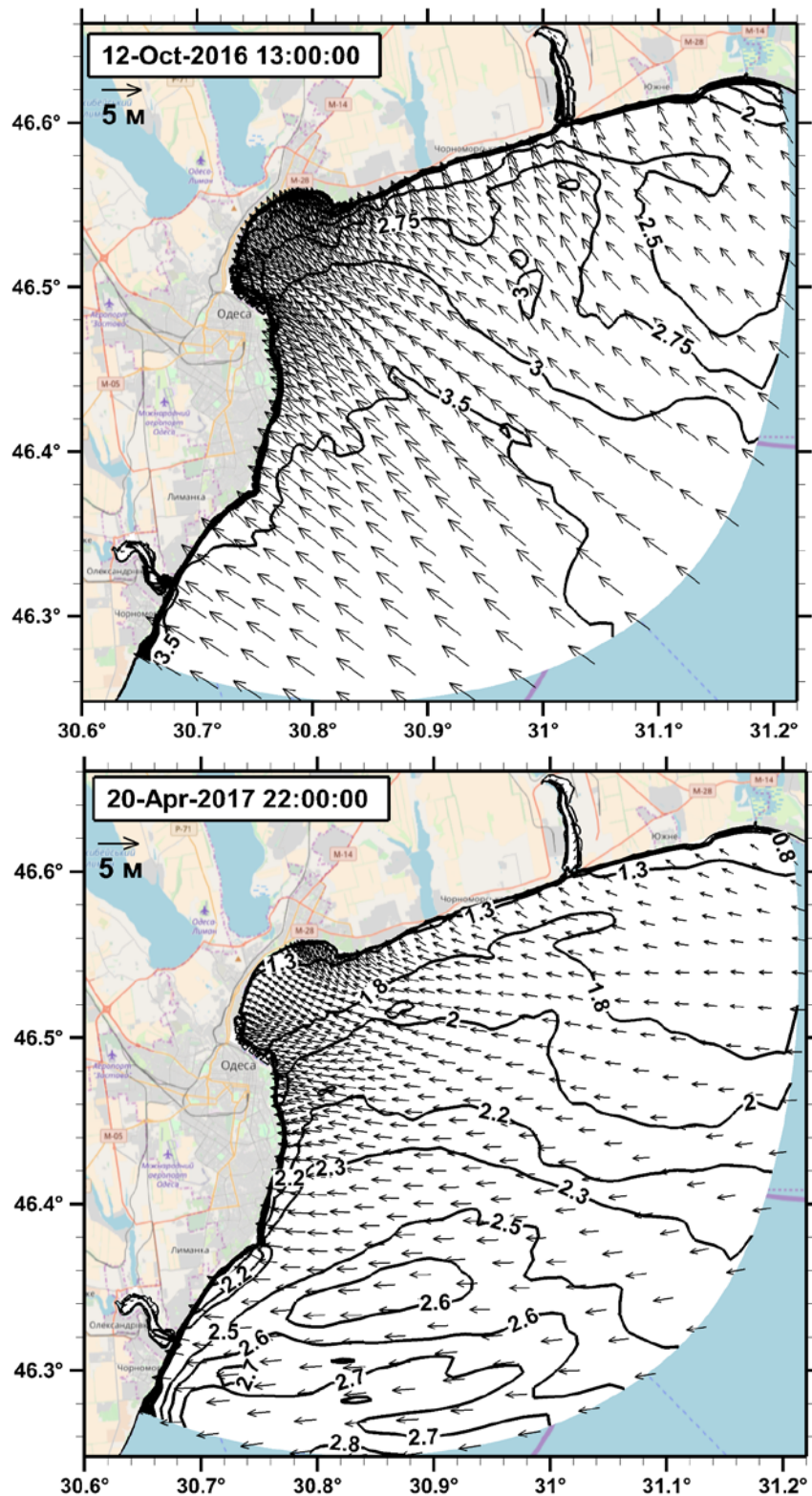


Рисунок 3.22 – Поле висот значних хвиль, м, і векторів середнього напрямку поширення хвиль*, в акваторії Одеського району ПнЗЧМ, отримане при моделюванні для моментів часу: 13:00 12.10.2016 р.; 22:00 20.04.2017 р.

*Вектори проріджені з кроком $0,085^\circ$ для зручності читання

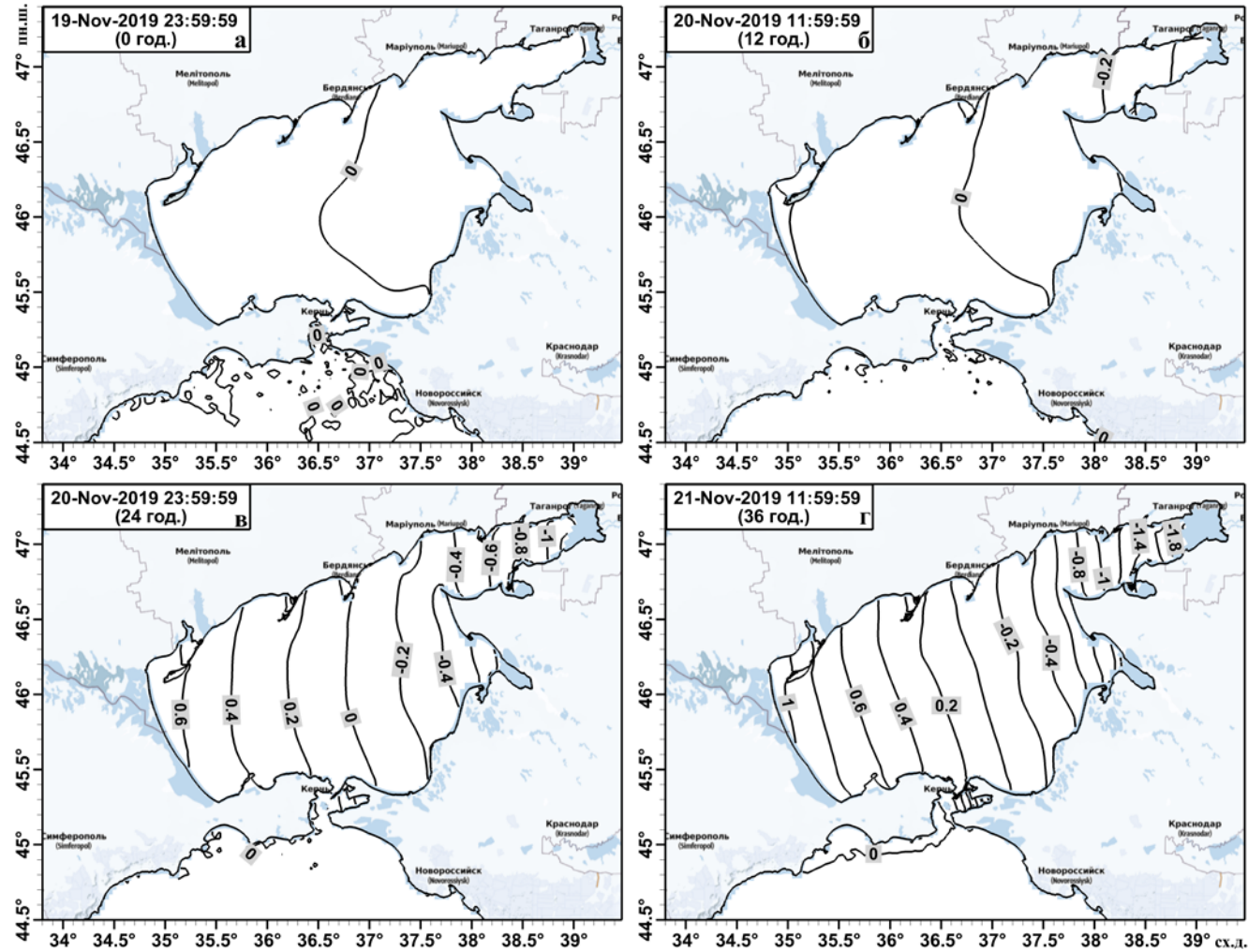


Рисунок 3.23 – Викликані вітровою дією денівеляції рівня моря, м, отримані в результаті моделювання для Азовського моря у різні моменти часу: а – 00:00 20.11.2019 р.; б – 12:00 20.11.2019 р.; в – 00:00 21.11.2019 р.; г – 12:00 21.11.2019 р.

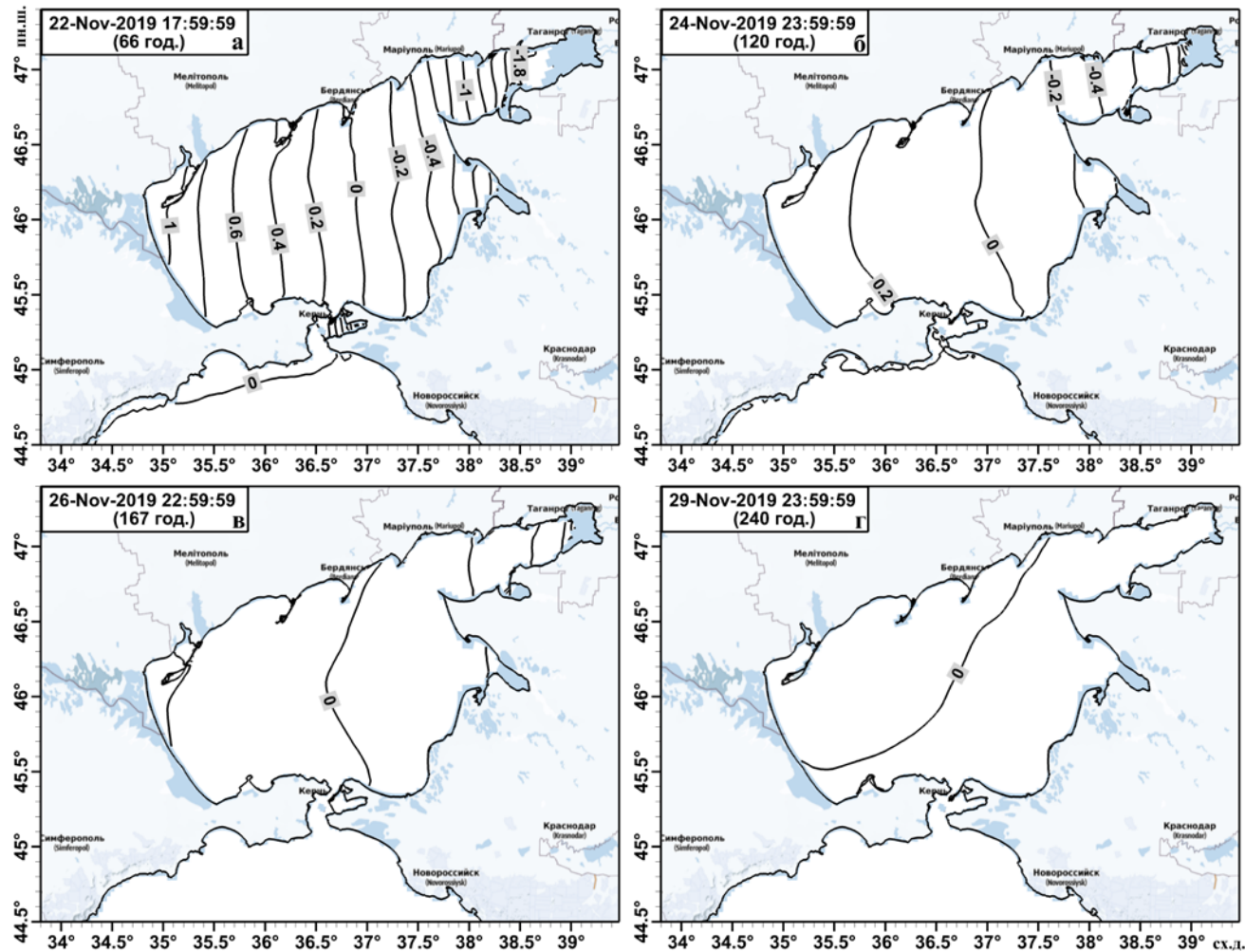


Рисунок 3.24 – Викликані вітровою дією денівеляції рівня моря, м, отримані в результаті моделювання для Азовського моря у різні моменти часу: а – 18:00 22.11.2019 р.; б – 00:00 25.11.2019 р.; в – 23:00 26.11.2019 р.; г – 00:00 30.11.2019 р.

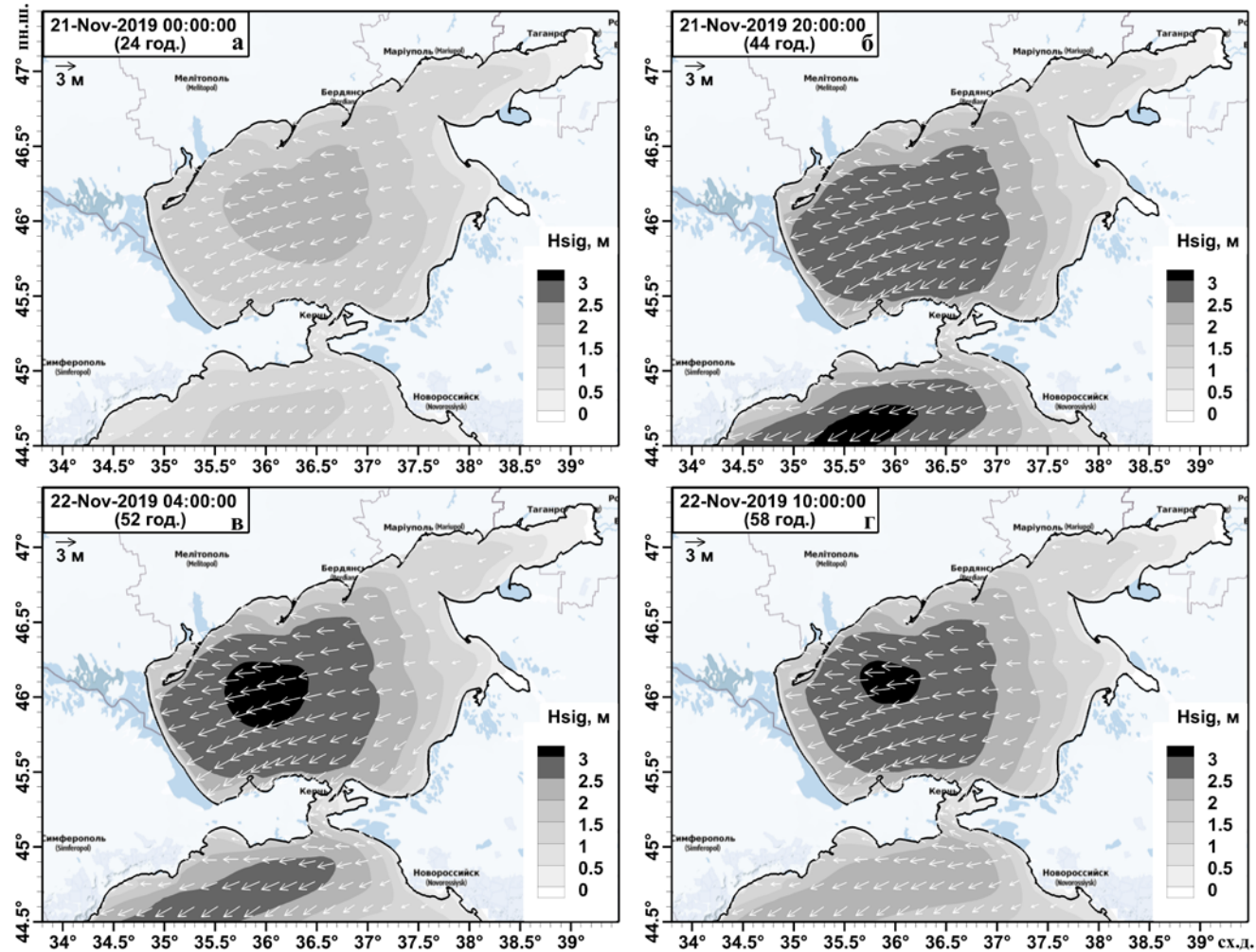


Рисунок 3.25 – Висоти значних хвиль, м, та вектори середнього напрямку морського хвилювання, отримані в результаті моделювання для Азовського моря у різні моменти часу: а – 13:00 20.11.2019 р.; б – 00:00 21.11.2019 р.; в – 12:00 21.11.2019 р.; г – 12:00 22.11.2019 р.

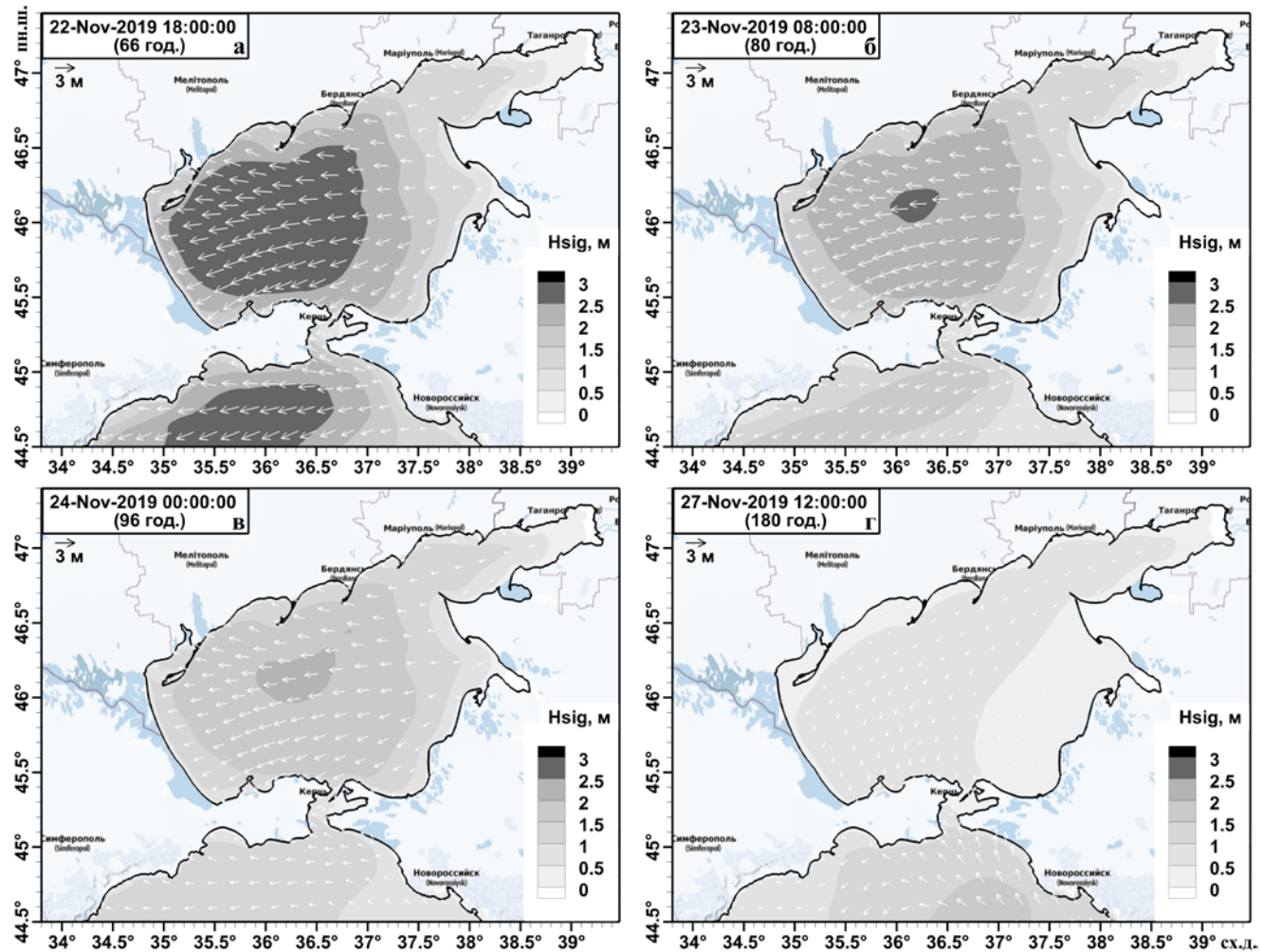


Рисунок 3.26 – Висоти значних хвиль, м, та вектори середнього напрямку морського хвилювання, отримані в результаті моделювання для Азовського моря у різні моменти часу: а – 18:00 22.11.2019 р.; б – 00:00 24.11.2019 р.; в – 00:00 26.11.2019 р.; г – 00:00 30.11.2019 р.

екстремально сильного і сталого штормового вітру східного напрямку. Так 21.11.2019 р. швидкість вітру протягом доби становила 24 м/с, 22.11.2019 р. – 20 м/с, а 23-24.11.2019 р. – 16 м/с. Видно (рис. 3.23, 3.24), що в результаті відгону рівень моря в Таганрозький затоці впав на 2,0 м, відбулося оголення її дна на ділянці значної протяжності. В той же час, в районі Генічеська підвищення рівня моря в результаті вітрового нагону перевищило 1,0 м (рис. 3.27). В західній половині Азовського моря висоти значних вітрових хвиль досягали значень 2,5 – 3,0 м (рис. 3.25, 3.26). Отримані результати добре узгоджуються з даними інших джерел [30-32].

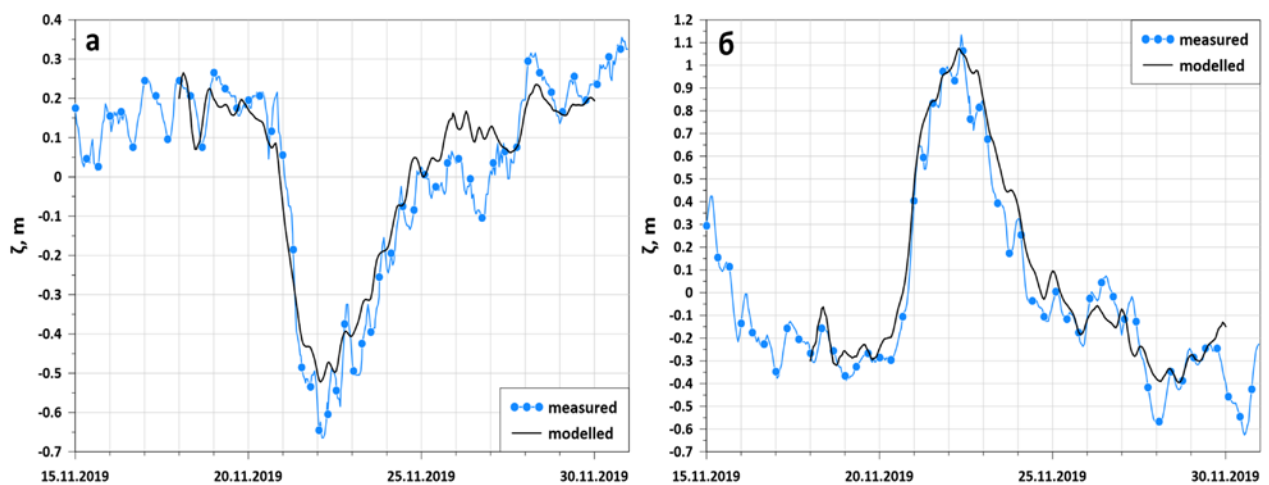


Рисунок 3.27 – Викликані вітровою дією денівеляції рівня моря, м, в портах «Маріуполь» (а) та «Генічеськ» (б) за даними натурних спостережень* (точки) та отримані в результаті моделювання (криві). * Використовувались значення, приведені до середнього по посту у цей період

3.2.3 Випробування роботи комплексу чисельних математичних моделей Delft3D-FLOW + SWAN у прогностичному режимі

Випробування прогностичної здатності (валідація) модельного комплексу здійснювалось шляхом вирішення задач прогнозування з різною завчасністю викликаних штормовими вітрами відгінно-нагінних коливань рівня моря та висот вітрових хвиль в акваторії Одеського району північно-

західної частини Чорного моря і порівняння їх зі спостереженими значеннями.

Для застосування моделі суто у прогностичному режимі використовувались вхідні прогностичні поля метеорологічних величин, зчитані з архіву прогнозів атмосферної моделі GFS NOAA для обраних періодів моделювання 2016-2017 рр. (рис. 3.28). На відміну від імітаційних розрахунків з метою верифікації моделі, застосовувалась наступна процедура зчитування метеорологічних даних з архіву GFS-прогнозів [27]. Прогноз відгінно-нагінних коливань рівня моря та параметрів вітрового хвилювання надавався на 10 діб. Для відтворення модельним комплексом передісторії прогнозу викликану вітровою дією мінливості океанографічних характеристик та адаптації моделі до вхідних метеоданих, які передують даті прогнозу, зчитування даних з архіву GFS-прогнозів здійснювалось за процедурою, яка використовувалась при верифікації моделі, описаною у підрозділі 3.2.1. Далі, для вироблення прогнозу на наступні прогностичні 10 діб, зчитувались суто прогностичні дані з інтервалом у часі 3 години та з просторовим розділенням координатної сітки 0,25 градусів за широтою та довготою.

Окремі результати випробування модельного комплексу у прогностичному режимі, із використанням даних синоптичного прогнозу мінливості вітрових умов над Чорним морем, отриманих за глобальною атмосферною моделлю GFS, наведені на рис. 3.29-3.31. Результати випробувань свідчать, що прогноз викликаних вітром денівеляцій рівня моря, висот вітрових хвиль із завчасністю до 4 діб добре узгоджується з даними спостережень у разі відсутності значних похибок в метеорологічному прогнозі, зокрема, вітрових умов за моделлю GFS.

Наведені результати свідчать, що комплекс інтегрованих моделей Delft3D-FLOW + SWAN має хороші перспективи використання в системі оперативного прогнозу мінливості океанографічних параметрів стану морського середовища української частини акваторії Азово-Чорноморського басейну в варіанті із засвоєнням прогностичної метеорологічної інформації, одержуваної за допомогою глобальної атмосферної моделі GFS.

Для використання користувачами, модельний комплекс Delft3D-FLOW + SWAN був оснащений сервісною оболонкою з графічним інтерфейсом. Ця оболонка автоматизує процедуру зчитування метеорологічної інформації з веб-сервісу NOMADS, її фільтрації та

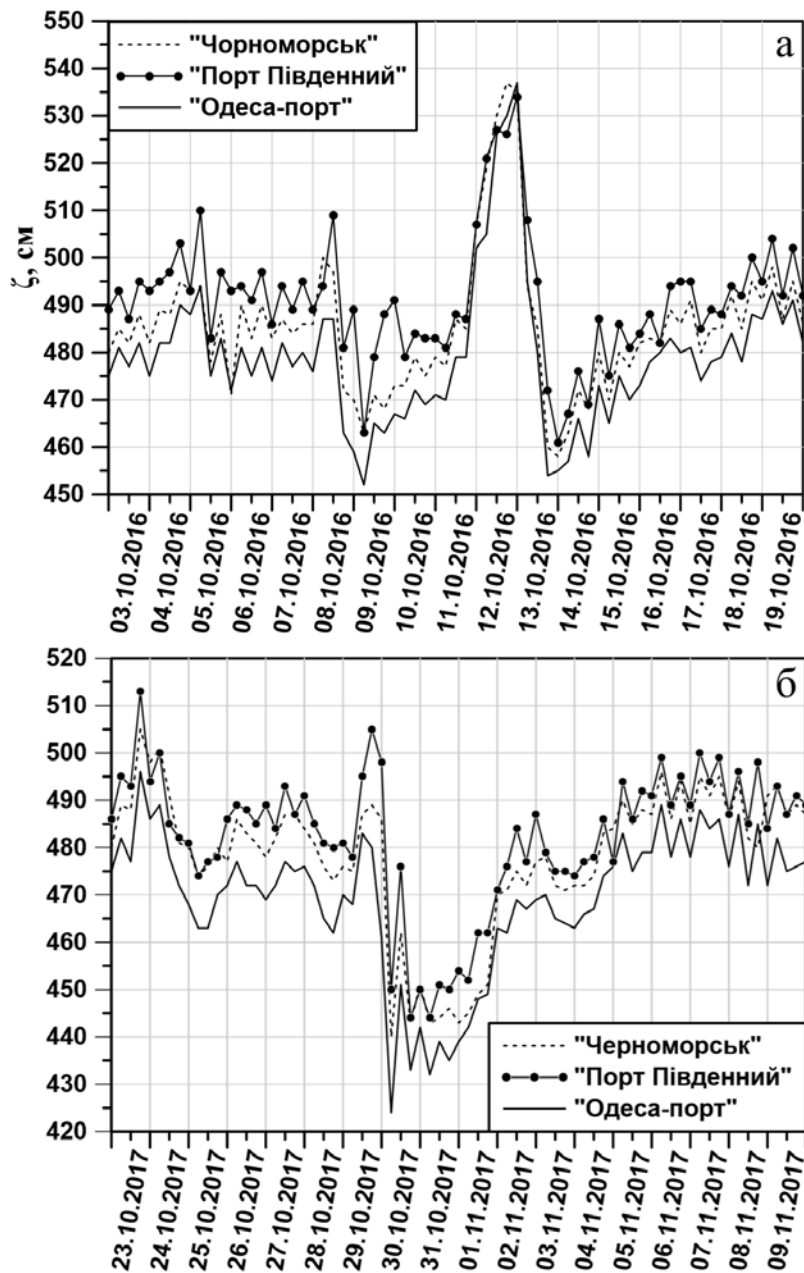


Рисунок 3.28 – Часова мінливість відміток рівня моря, см, спостережених у різні періоди 2016 (а) та 2017 (б, в) років на прибережних ГМС «ГМБ Чорноморськ», «порт Південний», «Одеса-порт»

підготовки до використання при моделюванні океанографічних параметрів, максимально спрощує для користувача процедури особистого налаштування роботи програмних модулів Delft3D-FLOW та Delft3D-WAVE (SWAN), розрахунків за ними на вкладених деталізованих у просторі сітках (процедура NESTING), візуалізації вхідних

метеорологічних даних та результатів оперативного прогнозування океанографічних характеристик (із використанням програмного модуля QUICKPLOT).

До набору океанографічних даних, які можуть бути отримані із використанням актуальної версії автоматизованого модельного комплексу Delft3D-FLOW + SWAN, відносяться: вітрові умови, відхилення рівня моря від незбуреного стану під дією вітру в прибережних зонах моря (які визначають поточні глибини), просторова-часова мінливість параметрів вітрового хвилювання, циркуляції вод (течій) в прибережних районах моря з урахуванням впливу вітрових хвиль.

Актуальна версія автоматизованого модельного комплексу передана для випробувального використання в оперативній прогностичній практиці в Гідрометцентр Чорного і Азовського морів ДСНС України, а також може бути використана в інтересах навігаційно-гідрографічного забезпечення Збройних Сил України [33].

Архітектура графічного інтерфейсу дозволяє включити в розрахунки додаткові гідрофізичні процеси, пов'язані з просторово-часовою мінливістю температури та солоності води. Це дозволить отримувати оцінки мінливості вертикальної стратифікації вод (глибини верхнього квазіоднорідного шару перемішування вод, розташування та характеристики пікноклину), враховувати окремо густині та сумарні (густині + вітрові) течії, розраховувати акустичні характеристики на ділянках акваторії моря, що моделюються.

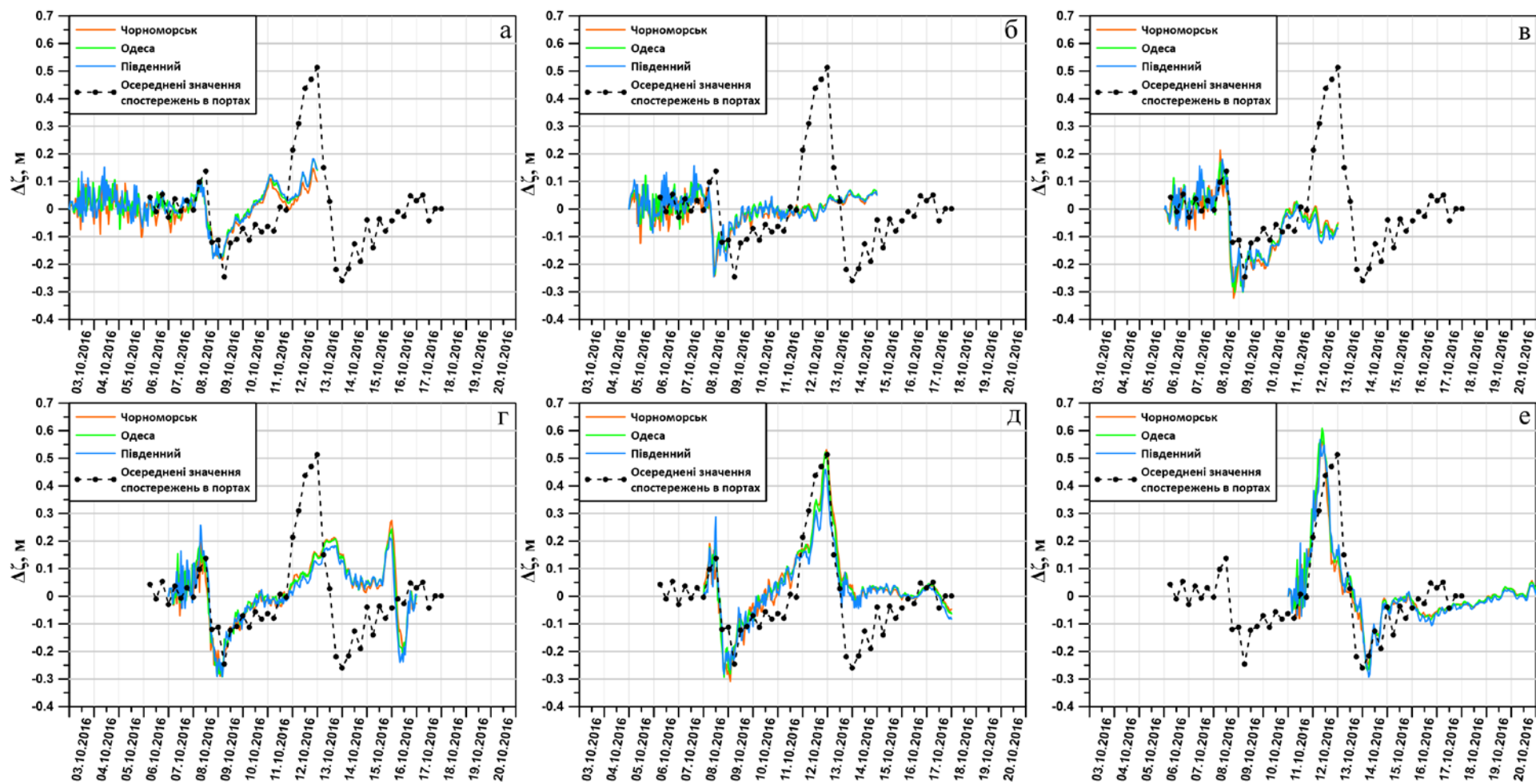


Рисунок 3.29 – Мінливість коливань рівня моря, м, за результатами моделювання (криві) та за даними спостережень (точки) (відхилення від середнього значення за період) для прогнозів з різною упередженістю: а – з 03.10.2016 р.; б – з 05.10.2016 р.; в – з 06.10.2016 р.; г – з 07.10.2016 р.; д – з 08.10.2016 р.; е – з 11.10.2016 р.

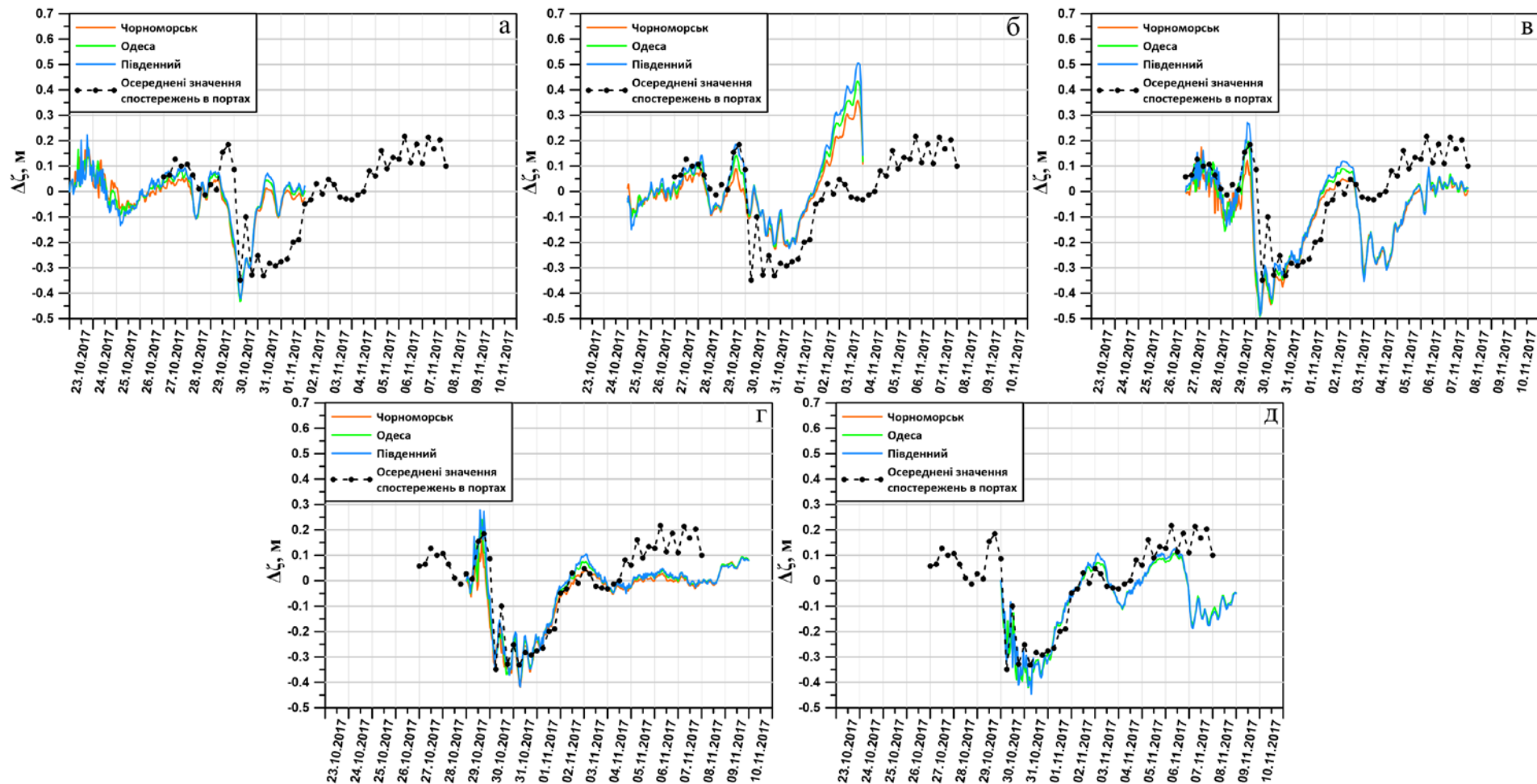


Рисунок 3.30 – Мінливість коливань рівня моря, м, за результатами моделювання (криві) та за даними спостережень (точки) (відхилення від середнього значення за період) для прогнозів з різною упередженістю: а – з 23.10.2017 р.; б – з 25.10.2017 р.; в – з 27.10.2017 р.; г – з 29.10.2017 р.; д – з 30.10.2017 р.

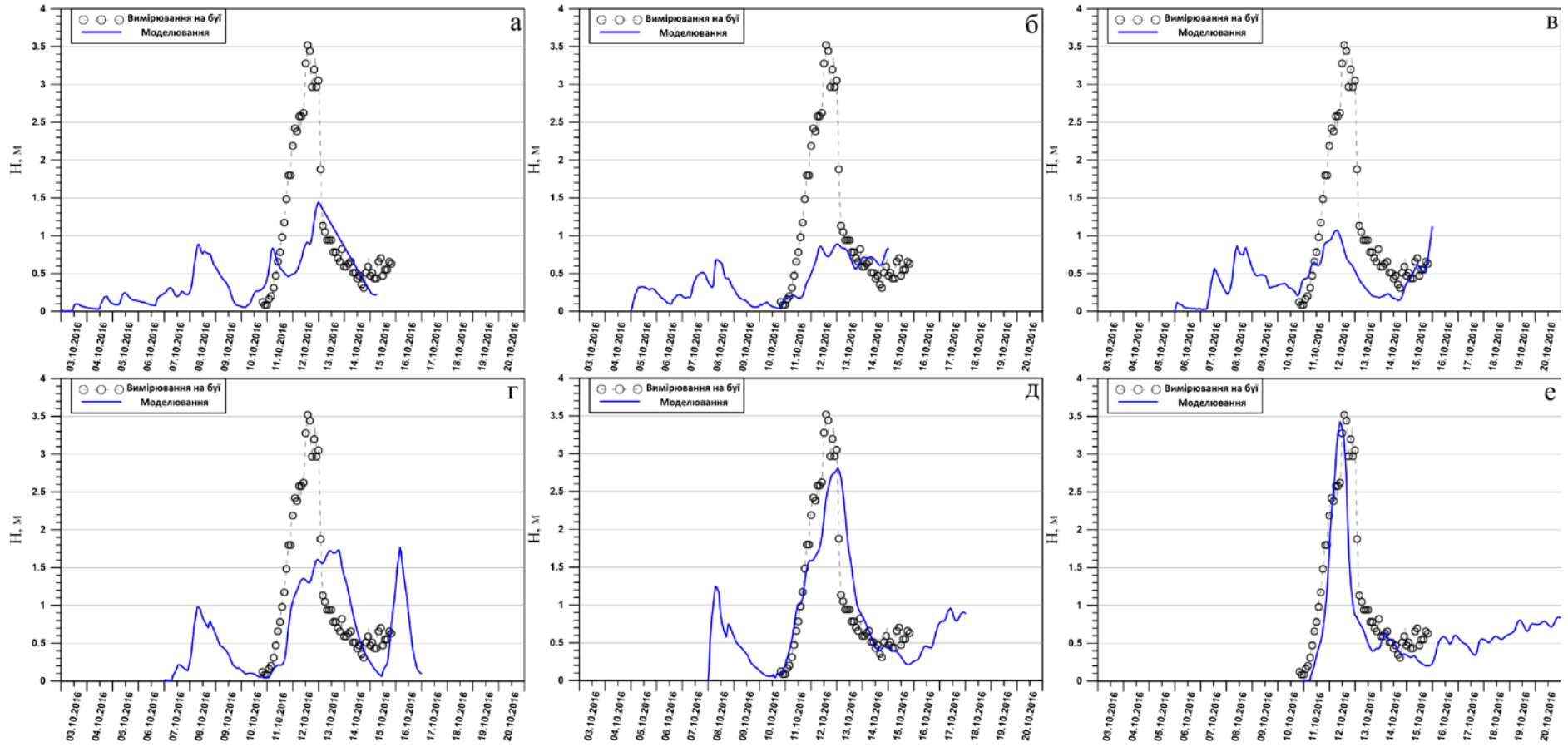


Рисунок 3.31 – Мінливість значних висот хвиль, м, за результатами моделювання (криві) та за даними спостережень (точки) на гідрометеорологічному буї для прогнозів з різною упередженістю: а – з 03.10.2016 р.; б – з 05.10.2016 р.; в – з 06.10.2016 р.; г – з 07.10.2016 р.; д – з 08.10.2016 р.; е – з 11.10.2016 р.

РОЗДІЛ 4

МЕТОДИ ПРОГНОЗУ ЛЬДОВИХ ЯВИЩ В ПОРТАХ УКРАЇНСЬКОЇ ЧАСТИНИ АЗОВО-ЧОРНОМОРСЬКОГО БАСЕЙНУ

4.1 Огляд літературних джерел щодо кліматичних змін льодового режиму в північно-західній частині Чорного моря та в Азовському морі

Льодовий покрив є одним з найбільш важливих факторів, який визначає стан поверхні моря. Дослідження та прогнозування його параметрів представляє не тільки науковий, але й великий практичний інтерес для морських галузей господарства. Навіть на частково замерзаючих Чорному та Азовському морях льодова обстановка буває доволі складною і потребує використання криголамів. Урахування фактичних та прогностичних льодових умов суттєво зменшує ризик плавання суден в льодах та оптимізує використання криголамів.

В численних наукових дослідженнях представлені результати досліджень льодового режиму морів і аналізуються його зміни в сучасний кліматичний період [1-4]. В роботі [5], яка опублікована в 2014 р., наведено результати аналізу змін льодових умов в Чорному і Азовському морях за ХХ ст., останні 30 років і 12 років ХХІ ст. Розглянемо деякі з цих результатів.

Льодові умови тісно пов'язані з сумою негативних середніх добових температур повітря – сумою градусів днів морозу $\sum (-t_a)$ над морем за льодовий сезон. Для Чорного моря, в залежності від цього значення, зими поділяються на три типи: м'які – $\sum (-t_a)$ менш за -200 °С, помірні – $\sum (-t_a)$ знаходиться в межах від -200 °С до -400 °С, і суворі – $\sum (-t_a)$ більша за -400 °С. Для Чорного моря сума градусів морозу розраховується за спостереженнями на трьох прибережних гідрометеорологічних станціях – Одеса, Очаків і Хорли. Для Азовського моря розрахунки виконуються за спостереженнями на станції Генічеськ; зими поділяють на м'які, якщо $\sum (-t_a)$ менша за -90 °С, помірні – якщо ця величина знаходиться в межах від -90 °С до -330 °С, та суворі, якщо вона більша за -330 °С. Після 1991 року суворість зим на Азовському морі оцінюють також за даними спостережень

в Ростові-на-Дону: м'які зими – якщо $\sum (-t_a)$ менша за -260°C , помірні – в межах від -260°C до -560°C , суворі – більша за -560°C .

Необхідно відзначити, що критерії суворості зими, як і інші статистичні характеристики, не є постійними. Ці критерії розраховуються таким чином: до помірних зим відносяться ті, для яких сума градусів-днів морозу потрапляє в інтервал від середнього значення до плюс або мінус 20% від амплітуди мінливості цієї величини. При цьому, як найменш характерні, виключаються дві крайні зими – сама холодна і сама тепла. Для суворих зим сума градусів-днів перевищує цей інтервал, а м'яких – нижче інтервалу.

В таблиці 4.1 наведено середні, максимальні і мінімальні значення сум градусів-днів морозу за ХХ ст., останні 30 років і 12 років ХХІ ст., розраховані для Чорного моря (за даними станції Одеса) і Азовського моря (за даними на станції Ростов-на-Дону).

Таблиця 4.1 – Середні, максимальні і мінімальні значення сум градусів-днів морозу ($^\circ\text{C}$) в Чорному та Азовському морях в різні періоди [5]

Море	ГМС	ХХ століття			Останні 30 років			За 12 років ХХІ століття		
		Серед.	Макс.	Мін.	Серед.	Макс.	Мін.	Серед.	Макс.	Мін.
Чорне	Одеса	146	639	0	100	472	0	100	327	0
		400	1277	0	273	668	19	255	524	19
Азовське	Ростов –на-Дону									

За останні 30 років середні суми градусів-днів морозу зменшились в Чорному морі на 46°C , а в Азовському морі – на 127°C . В перші 12 років сучасного століття процес потепління відбувався більш активно в Азовському морі, де середні значення зменшились на 145°C в порівнянні з ХХ ст. Результати також свідчать про те, що за останні 30 років на Чорному і Азовському морях не був пережитий максимум ХХ ст. по сумі градусів-днів морозу, а в перші 12 років ХХІ ст. не спостерігалось ні одного максимуму останнього 30-річного періоду. За останні 110 років зимовий температурний режим характеризується зменшенням значень суми градусів-днів морозу зі середньою швидкістю $-2,39^\circ\text{C}$ на рік для Азовського моря і $-0,96^\circ\text{C}$ на рік – для Чорного моря.

Кількісні характеристики наслідків цього процесу показані в табл. 4.2, де наведено повторюваності (%) зим різної інтенсивності за такі ж самі періоди [5].

Аналіз показує, що в останні 30 років досліджуваного періоду кількість м'яких зим зросла в обох морях на 34 %, а за 12 років XXI ст. – на 82-90 %, відповідно. Повторюваність суворих зим за останні 30 років навпаки зменшилась в Чорному морі на 44 %, а в Азовському – на 68 %. За 12 років XXI ст. зменшення більш значне – в Чорному морі на 65 % і тільки зима 2002-2003 рр. вважається суворою, а в Азовському морі жодна з зим не була суворою.

Таблиця 4.2 – Повторюваність (%) м'яких (М), помірних (П) і суворих (С) зим за різні періоди в Чорному і Азовському морях [5]

Море	ГМС	XX століття			Останні 30 років			За 12 років XXI століття		
		М	П	С	М	П	С	М	П	С
Чорне	Одеса	23	54	23	33	54	13	42	50	8
Азовське	Ростов-на-Дону	22	56	22	33	60	7	42	58	0

Зменшення суворості зим призводить до зрушення (в часі) початку льодових фаз – дат появи льоду (ПЛ), дати очищення від льоду (ОЛ), а також до зменшення льодового періоду (ЛП). Кількісні характеристики змін цих характеристик з [5] наведено в таблиці 4.3.

Як видно з таблиці, в останні роки в льодових фазах спостерігаються зрушення у бік полегшення льодових умов. Особливо помітні зміни в тривалості льодового періоду: в Чорному морі зменшення досягає 2,5 - 3 тижні, а в Азовському – 2-4 тижні.

Зміни льодових умов в Чорному і Азовському морях можна показати також на основі аналізу розрахованих нами статистичних характеристик мінливості дат появи льоду і дат очищення від льоду за даними спостережень на станціях Миколаїв (за період 1990-2016 рр.) і Маріуполь (за періоди 1985-1988 рр. і 1996-2017 рр.), які порівнювались з нормами

наведеними в [3, 4]. Результати розрахунків для станцій Миколаїв і Маріуполь представлені в табл. 4.4, 4.5, відповідно.

Таблиця 4.3 – Зрушення (в днях) середніх дат початку льодових фаз і тривалості льодового періоду в Чорному і Азовському морях [5]

Море	Зрушення, дні					
	За останні 30 років			За 12 років ХХІ століття		
	Дати ПЛ в сторону пізньої дати	Дати ОЛ в сторону ранньої дати	Льодовий період в сторону зменшення	Дати ПЛ в сторону пізньої дати	Дати ОЛ в сторону ранньої дати	Льодовий період в сторону зменшення
Чорне	2-9	7-10	9-19	8-18	7-11	17-23
Азовське	2-8	6-10	8-14	7-21	7-14	14-28

Таблиця 4.4 – Статистичні характеристики мінливості дат появи і очищення від льоду на ст. Миколаїв за досліджуваний період і за нормою [4]

Льодова фаза	Середня дата	Стандартне відхилення (дні)	Пізня дата	Рання дата	Розмах (дні)
Дата очищення від льоду за дослідж. період	1 березня	17	3 квітня 1996р.	31 січня 2009р.	63
Дата очищення від льоду за нормою	12 березня	–	17 квітня	23 січня	84
Дата появи льоду за дослідж. період	22 грудня	16	31 січня 2005р.	24 листопада 1998р.	68
Дата появи льоду за нормою	16 грудня	–	3 лютого	9 листопада	80

За досліджуваний період на станції Миколаїв лід з'являється в середньому 22 грудня, в той час, як за нормою – 16 грудня, тобто на 6 днів пізніше. Очищення від льоду за нормою відбувається 12 березня, а за досліджуваний період – 1 березня, що на 12 днів раніше. Розмах коливань дат появи льоду становить 68 днів, а дат очищення від льоду – 63 дні. Тривалість льодового періоду за досліджуваний період склала 68 днів, а за нормою – 86 днів, тобто зменшення становить 18 днів.

Середня дата появи льоду на станції Маріуполь за розрахунковий період настає на два дні пізніше середньої дати за багаторічними даними. Рання дата появи льоду спостерігалася пізніше на 14 днів, а сама пізня дата – раніше на 12 днів. Середня дата очищення моря від льоду за останні роки змістилися на 8 днів раніше за норму. Сама рання дата спостерігалася на місяць раніше, а пізня дата – на 13 днів раніше за норму. Тривалість льодового періоду на станції Маріуполь за досліджуваний період склала 78 днів, а за нормою – 88 днів, тобто зменшення становить 10 днів.

Таблиця 4.5 – Статистичні характеристики мінливості дат появи і очищення від льоду на ст. Маріуполь за досліджуваний період і за нормою [3]

Льодова фаза	Середня дата	Стандартне відхилення (дні)	Пізня дата	Рання дата	Розмах (дні)
Дата очищення від льоду за дослідж. період	6 березня	19	11 квітня 2012 р.	1 лютого 2002 р.	70
Дата очищення від льоду за нормою	14 березня	–	24 квітня	1 березня	54
Дата появи льоду за дослідж. період	18 грудня	19	24 січня 2007 р.	22 листопада 2016 р.	63
Дата появи льоду за нормою	16 грудня	–	5 лютого	8 листопада	89

Наведені результати як з літературних джерел, так і з власних досліджень свідчать про суттєві кліматичні зміни льодового режиму в Чорному і Азовському морях за останні роки, причинами яких є зміни макроциркуляційних атмосферних процесів і зростання температури повітря, особливо помітне в зимовий період. В науковій літературі зміни льодових умов на морях пояснюються впливом різних форм циркуляції атмосфери (W, E і C форм Вангенгейма-Гірса для Євро-Атлантичного сектору) [6] або змінами індексів Північно-Атлантичного коливання, які відображають кількість, траєкторії і інтенсивність атлантичних циклонів, що визначають погодні умови в Європі [2]. В роботі [7] показано, що починаючи з 1991 року ми живемо в умовах W+E епохи, яка є найбільш м'якою з усіх епох в плані льодових умов на всіх європейських морях, включно з Чорним і Азовським морями. Для цієї епохи характерним є підвищення повторюваності і інтенсивності штормів в безльодовий період, підвищення повторюваності легких льодових умов і не типовість розвитку льодових умов відносно стереотипів 50-80 років ХХ ст. Відмічається також, що макроциркуляційні епохи тривають від 10 до 25 років. Якщо потепління є результатом циклічності природних процесів, то найближчим часом слід очікувати його закономірної зміни похолоданням. Тому слід розглядати полегшення льодових умов у зв'язку з глобальним потеплінням як тимчасове явище.

4.2 Огляд фізико-статистичних методів прогнозу льодових явищ в Чорному і Азовському морях

Гідрометеорологічне і льодове обслуговування морських галузей господарства базується на реалізації комплексного підходу, що полягає у використанні кліматичних уявлень, даних спостережень гідрометеорологічних станцій, супутникової та прогностичної інформації.

Для вирішення стратегічних навігаційних задач велике значення має урахування можливих льодових умов на майбутню навігацію. Такі питання обговорюються на рівні морських адміністрацій портів та судноплавних компаній, що потребує використання короткострокового, середньострокового і довгострокового льодового прогнозу із завчасністю від 2-3 діб до 2-х місяців.

В науковій літературі докладно представлено методи прогнозування характеристик льодового режиму моря, які розроблено переважно в 80-х роках минулого століття [8, 9], а також деякі нові методи [7, 10]. Розглянемо методи прогнозів льодових явищ різної завчасності.

4.2.1 Короткострокові прогнози льодових явищ

Процес льодоутворення починається з того моменту, коли вода в результаті охолодження досягає температури кристалізації льоду. Він настає тим скоріше, чим більша тепловіддача води (визначається, перш за все, температурою повітряної маси, яка знаходиться над акваторією моря) та чим менше теплонакопичення за попередній весняно-літній період (визначається температурою води). В свою чергу, температура повітряної маси визначається особливостями макроциркуляції атмосфери та океану, інтенсивністю та положенням центрів дії атмосфери та іншими факторами. Саме ці фактори враховують при розробці методів прогнозу осінніх льодових явищ.

В мілководних районах моря за період, який передує льодоутворенню, конвективне переміщення досягає дна, перенос тепла течіями незначний, а роль хвилювання та коливань рівня невелика. Такі умови є характерними для прибережних районів, закритих бухт та заток, де, як правило, розташовані морські порти. Тому короткострокові прогнози появи льоду для них представляють особливу значимість, так як замерзання акваторій портів обмежує строки навігації.

Для прибережних районів прогноз появи льоду базується на врахуванні теплозапасу за попередній період та інтенсивності охолодження моря. В багатьох емпіричних дослідженнях показано, що в холодну частину року втрати тепла через поверхню моря залежать від температури повітря. Тому, в прогностичних рівняннях як аргумент вводиться сума негативних середніх добових температур повітря – сума градусів-днів морозу.

Між сумою градусів-днів морозу $\sum(-t_a)$, яка необхідна для появи льоду, та температурою поверхневого шару моря t_w^0 в момент переходу температури повітря через нуль градусів Цельсія існує тісна взаємозалежність. Чим вища t_w^0 , тим більше повинна бути сума градусів днів морозу $\sum(-t_a)$ для появи льоду. Для більшості прибережних районів

моря на основі натурних даних отримані прогностичні рівняння для короткострокового прогнозу дати появи льоду за сумою градусів-днів морозу, які опубліковані в [9]. За прогнозом температури повітря визначають, коли ця величина досягне значення необхідного для появи льоду.

Строки руйнування льодового покриву та очищення моря від льоду залежать від його стану на початок танення, від висоти снігу на льодовій поверхні, метеорологічних умов та динамічних факторів. Найбільш важливими з них є товщина льоду і снігу та тепловий баланс поверхні льоду. З багатьох спостережень відомо, що товщина льоду значно міняється в просторі і, при обмеженій кількості фактичних вимірювань, важко отримати правильну оцінку середньої товщини льоду. Тому за показник середньої товщини льоду приймається величина суми негативних температур повітря з початку льодоутворення.

При складанні прогнозів весняних льодових явищ необхідно встановити момент, коли лід досягає максимальної товщини та починається його танення. За початок танення льоду приймається момент стійкого переходу температури повітря через нуль градусів у бік позитивних значень в 13 годину дня. Між цим моментом та датою досягнення максимального значення товщини льоду існує тісна залежність.

В [9] наведено статистичні рівняння для прогнозу дат очищення моря від льоду для більшості районів моря. Аргументами в рівняннях є суми негативних температур повітря з початку льодоутворення і дати переходу температури повітря через нуль градусів у бік позитивних значень в 13 годину дня.

Аналіз методів короткострокових прогнозів льодових явищ дозволяє зробити такі висновки. Для прогнозу дат появи льоду необхідно використовувати метеорологічний прогноз, на основі якого постійно розраховувати суму градусів-днів морозу. Так як метеорологічний прогноз має певну похибку, це впливатиме на похибку льодового прогнозу.

4.2.2 Середньострокові прогнози льодових явищ

Середньостроковий прогноз має завчасність від 10 до 15 діб, а метод прогнозування для Чорного і Азовського морів представлений в [7, 9].

Основна концепція методу полягає в наступному. На підставі прогнозу погоди на 7 діб можна визначити дату переходу температури повітря через 0 °С для відповідного порту. Вважається, що температура води в день переходу температури повітря через 0 °С в значній мірі визначається температурою повітря за деякий інтервал часу, що передує цій даті. Оптимальний інтервал часу визначений на основі кореляційного аналізу і становить для Чорного і Азовського морів 20 діб. Осереднена температура повітря за 20-добовий попередній інтервал є характеристикою тепловмісту води до початку льодоутворення. Таким чином, для осередненої за 20 діб температурою повітря і дати переходу її через нуль градусів отримано прогностичні рівняння для різних портів.

Для прогнозу весняних льодових явищ (дати очищення моря від льоду) як провісники приймаються максимальна товщина льоду за зимовий період і дата стійкого переходу температури повітря через 0 °С в 15 годин за Московським часом.

Для портів Чорного моря (Одеса і Миколаїв) і Азовського моря (Маріуполь) рівняння представлені в [9].

В запропонованих рівняннях регресії можна не використовувати прогностичну метеорологічну інформацію, а тільки фактичні данні. Так як ці рівняння отримані в 80-х роках минулого століття, то потрібна перевірка їх на матеріалах спостережень останніх років і визначення можливості використання в майбутньому.

4.3 Перевірка за архівними матеріалами рівнянь регресії середньострокового прогнозу льодових явищ для морських гідрометеорологічних станцій Миколаїв, Одеса і Маріуполь

В [7, 9] представлено метод середньострокового прогнозу дат появи льоду і дат очищення від льоду для портів Чорного і Азовського морів – Одеса, Миколаїв і Маріуполь, який має завчасність від 10 до 15 діб.

Рівняння для прогнозу дат появи льоду є такими:

$$\text{Одеса: } D_{nl} = 0,92 \cdot T_a^{20} + 0,90 \cdot \Delta T_{a(o)} + 33, \quad (4.1)$$

$$\text{Миколаїв: } D_{nl} = 0,62 \cdot T_a^{20} + 0,74 \cdot \Delta T_{a(o)} + 35, \quad (4.2)$$

$$\text{Маріуполь: } D_{nl} = 0,66 \cdot T_a^{20} + 0,93 \cdot DT_{a(o)} + 40, \quad (4.3)$$

де D_{nl} – дата появи льоду у відхиленнях від 1 вересня;

T_a^{20} – осереднена за попередні 20 діб до дати переходу через 0 °С температура повітря;

$DT_{a(o)}$ – дата переходу температури повітря через 0 °С у відхиленнях від 1 вересня.

Для прогнозу весняних льодових явищ (дати очищення моря від льоду) як провісники приймаються максимальна товщина льоду за зимовий період і дата стійкого переходу температури повітря через 0 °С в 15 годин за Московським часом. Прогностичні рівняння є такими:

$$\text{Одеса: } D_{oc} = 0,93 \cdot H_{max} + 0,18 \cdot DT_{a(o)} + 122, \quad (4.4)$$

$$\text{Миколаїв: } D_{oc} = 0,47 \cdot H_{max} + 0,35 \cdot DT_{a(o)} + 119, \quad (4.5)$$

$$\text{Маріуполь: } D_{oc} = 1,06 \cdot H_{max} + 0,03 \cdot DT_{a(o)} + 164, \quad (4.6)$$

де D_{oc} – дата очищення моря від льоду у відхиленнях від 1 вересня;

$DT_{a(o)}$ – дата стійкого переходу температури повітря через 0 °С в 15 годин за Московським часом;

H_{max} – максимальна за зимовий період товщина льоду, в см.

Для перевірки прогностичних рівнянь і виконання розрахунків достатньо використовувати дані стандартних спостережень таблиць ТГМ-1 і ТГМ-2. Перевірка виконувалась для наступних рядів спостережень: Миколаїв – 1990-2016 рр., Одеса – 1984-2014 рр., Маріуполь – 1985-1988рр. і 1996 - 2017рр. Нажаль, в таблицях за деякі роки були відсутні дані щодо температури повітря і товщини льоду, що скоротило довжину рядів і зумовило неможливість перевірки.

Допустима помилка при оцінках прогнозів дат осінніх і весняних льодових явищ, згідно з [11], залежить від завчасності прогнозів і приймалася в 5 або 6 днів.

Результати прогнозів за наведеними рівняннями, які представлені в роботі [12], виявились такими. Для станції Одеса прогноз дати появи льоду можна вважати виправданим лише в одному випадку, тобто забезпеченість склала всього 8 %. Для станції Миколаїв забезпеченість прогнозу склала 56 %, що також є незадовільним. Для станції Маріуполь помилка прогнозів складала від 19 до 36 днів, тобто забезпеченість дорівнювала 0 %. При цьому

забезпеченість прогнозів за інерційним та кліматичним методами знаходилась в межах від 23 % до 50 %.

Для дат очищення від льоду перевірка прогнозів виконувалась для станцій Миколаїв і Маріуполь. Забезпеченість прогнозу для станції Миколаїв склала 33 %, а для станції Маріуполь – 29 %. Забезпеченість за інерційним і кліматичним методами склала 10-30 %.

Данні таблиць ТГМ-2 для станції Одеса, показують, що продовж зимового періоду відбувається неодноразова поява і танення льоду без створення припаю, тому спостереження за товщиною льоду не проводяться і такі данні в таблицях відсутні. Крім цього, для станції Одеса найбільш частіше лід з'являється в результаті його принесення з Дніпровського лиману, а очищення затоки від льоду відбувається в результаті його виносу у відкрите море під дією вітру. Тому виконати розрахунки дати очищення за рівнянням (4.4) виявилось неможливим.

Ці результати свідчать про незадовільні результати прогнозів за визначеними раніше рівняннями. Тому за архівними рядами визначались нові, модифіковані рівняння, тобто без зміни провісників визначались нові коефіцієнти рівнянь. Нові прогностичні рівняння, а також результати прогнозування представлено в [12].

Для прогнозу дат появи льоду рівняння мають вигляд:

$$\text{Одеса: } D_{пл} = -0,26 \cdot T_a^{20} + 0,638 \cdot DT_{a(o)} + 62,438, \quad (4.7)$$

$$\text{Миколаїв: } D_{пл} = 0,654 \cdot T_a^{20} + 0,963 \cdot DT_{a(o)} + 8,79, \quad (4.8)$$

$$\text{Маріуполь: } D_{пл} = 0,65 \cdot T_a^{20} + 1,0 \cdot DT_{a(o)} + 4,1. \quad (4.9)$$

Для прогнозу дат очищення від льоду рівняння є такими:

$$\text{Миколаїв: } D_{оч} = 0,007 \cdot H_{max} + 0,81 \cdot DT_{a(o)} + 43,806, \quad (4.10)$$

$$\text{Маріуполь: } D_{оч} = 0,279 \cdot H_{max} + 0,924 \cdot DT_{a(o)} + 16,64 \quad (4.11)$$

За модифікованими рівняннями виконувались розрахунки прогнозів і визначалась їх забезпеченість. Результати розрахунків представлені в таблиці 4.6. Коефіцієнти множинної регресії модифікованих рівнянь досягають 0,89 - 0,95. Забезпеченість прогнозів дат появи льоду для станцій Маріуполь і Миколаїв склала 92 % і 94 % відповідно, а дат очищення від льоду – 76 % і 81 % відповідно. Для станції Одеса забезпеченість прогнозу

дати появи льоду склала 70 %, що обумовлено недостатньою довжиною ряду спостережень.

Таблиця 4.6 – Прогностичні рівняння, коефіцієнти множинної регресії (R), забезпеченість (%), показники ефективності методу ($S \cdot \sigma^{-1}$) прогнозу дат появи і очищення від льоду на станціях Маріуполь, Миколаїв і Одеса

Станція, льодова фаза	Рівняння регресії	R	Забезпеченість прогнозу. (%)	$S \cdot \sigma^{-1}$	Забезпеченість кліматичного (1) і інерційного (2) прогнозів (%)	
					1	2
Маріуполь, дата появи льоду, ($n=24$)	$D_{пн} = 0,65 \cdot T_a^{20} + 1 \cdot ДТa(o) + 4,1$	0,98**	92	0,16	29	25
Маріуполь, дата очищення від льоду, ($n=21$)	$D_{оч} = 0,28 \cdot H_{max} + 0,92 \cdot ДТa(o) + 16,64$	0,95**	76	0,32	29	10
Миколаїв, дата появи льоду, ($n=16$)	$D_{пн} = 0,65 \cdot T_a^{20} + 0,96 \cdot ДТa(o) + 8,79$	0,97**	94	0,20	50	27
Миколаїв, дата очищення від льоду, ($n=21$)	$D_{оч} = 0,007 \cdot H_{max} + 0,81 \cdot ДТ(o) + 43,81$	0,96**	81	0,31	24	30
Одеса, дата появи льоду, ($n=13$)	$D_{пн} = 0,64 \cdot ДТa(o) - 0,26 \cdot T_a^{20} + 62,44$	0,89*	70	0,51	23	23

Примітка: * і ** значущість коефіцієнту кореляції R на рівні 0,05 і 0,01 відповідно.

Для оцінки методу крім забезпеченості повинна визначатися і друга важлива величина, яка має назву ефективність. Ця величина показує вигреш, який дає розглянутий метод прогнозу в порівнянні з інерційним, або кліматичним методами.

Критерієм ефективності є величина $S \cdot \sigma^{-1}$, де S – середня квадратична похибка прогнозу, а σ_u – стандартне відхилення:

$$S = \sqrt{\frac{\sum (u - u_p)^2}{n - m}}, \quad (4.12)$$

$$\sigma_u = \sqrt{\frac{\sum (u - \bar{u})^2}{n - 1}}, \quad (4.13)$$

де m – число ступенів свободи, яке дорівнює кількості постійних величин в рівнянні регресії, n – кількість членів ряду, u , \bar{u} , u_p – фактичні, середні і розрахункові значення, відповідно.

Згідно з [9, 14], для короткострокових і середньострокових прогнозів при різних значеннях довжини ряду n критерії ефективності є такими:

$$S \cdot \sigma^{-1} \leq 0,57, \text{ при } n \leq 15;$$

$$S \cdot \sigma^{-1} \leq 0,62, \text{ при } 15 < n \leq 25;$$

$$S \cdot \sigma^{-1} \leq 0,67, \text{ при } n > 25.$$

Результати розрахунків показників ефективності представлені в таблиці 4.6. Для всіх модифікованих прогностичних рівнянь показники ефективності методу відповідають встановленим критеріям, а забезпеченість прогнозів значно перевищує забезпеченість кліматичного і інерційного прогнозів. Все це дозволяє зробити висновок про можливість апробації модифікованих рівнянь для середньострокового прогнозу дат появи льоду і очищення від льоду для акваторій портів Чорного і Азовського морів в оперативній практиці.

4.4 Перевірка прогнозів льодових явищ в Чорному і Азовському морях за модифікованими рівняннями на незалежних рядах спостережень

Для визначення можливості використання модифікованих прогностичних рівнянь в практиці необхідна їх перевірка на незалежному ряді спостережень. Перевірка прогнозів виконувалась для станцій Миколаїв і Маріуполь за матеріалами спостережень за останні роки, які розглядаються як незалежні ряди спостережень (такі, що не входять до рядів, за якими отримані модифіковані рівняння). За модифікованими рівняннями складалися прогнози дат появи льоду і дат очищення від льоду і оцінювалась їх виправданість. Найбільш тривалий незалежний ряд спостережень був для дати появи льоду на станції Миколаїв – з 2010-2011 рр. по 2018-2019 рр. Розрахунки виконані за рівнянням (4.8), а результати представлені в таблиці 4.7, з якої видно, що лише в одному випадку помилка прогнозу перевищує допустиму (5 днів). Додатково для перевірки визначалося рівняння регресії для усього ряду спостережень – з зимового сезону 1990-1991 рр. по зимовий сезон 2018-2019 рр., довжиною 25 років.

Рівняння має вигляд :

$$D_{пл} = 0,824 \cdot T_a^{20} + 0,934 \cdot DT_{a(o)} + 10,737 \quad (4.14)$$

Коефіцієнти рівняння регресії незначно змінилися в порівнянні з (4.8), а множинний коефіцієнт цього рівняння декілька підвищився і дорівнює $R = 0,977$. Розрахунки за цим рівнянням показали, що виправданість прогнозів складає 96 %. Ці результати свідчать про надійність модифікованого рівняння і можливість його використання в практиці.

Для станції Маріуполь перевірка прогнозу дати появи льоду виконувалась для двох зимових сезонів: 2017-2018 рр. і 2018-2019 рр. Результати розрахунків за рівнянням (4.9) представлені в таблиці 4.8. Помилки прогнозів не перевищують 1 день.

Також для незалежних рядів спостережень – з 2016 по 2019 рр. складалися прогнози дат очищення від льоду для станцій Маріуполь за рівнянням (4.11). Результати прогнозів представлені в таблиці 4.9 і демонструють дуже добрі результати – помилки прогнозів не перевищують 2 дні.

Для станції Миколаїв прогнози дат очищення від льоду також складались для ряду спостережень 2016-2019 рр. за рівнянням (4.10), а результати наведені в таблиці 4.10. Результати розрахунків свідчать, що лише в одному випадку прогноз є незадовільним і помилка досягає 8 днів.

Узагальнюючи результати випробувальних прогнозів дат появи льоду і дат очищення від льоду на станціях Миколаїв і Маріуполь, можна зробити висновки, що в цілому за всіма розрахунками виправданість прогнозів склала 88 %, що свідчить про надійність модифікованих прогностичних рівнянь і обумовлює можливість рекомендувати для впровадження їх в оперативну практику.

Таблиця 4.7 – Вихідні дані і результати перевірки прогнозу дати появи льоду на ст. Миколаїв на незалежному ряді спостережень 2010-2019 рр.

№	Сезон, роки	Фактична дата появи льоду		Дата переходу темп. повітря через 0°C		Середня температура повітря за попередні 20 днів, °C	Прогностична дата появи льоду		Помилка, дні
		Календарна	Відх. від 1.09	Календарна	Відх. від 1.09		Календарна	Відх. від 1.09	
1	2010-2011	30.12.10	121	29.12.10	120	1.06	3.01.11	125	-4
2	2011-2012	16.01.12	138	14.01.12	136	2.66	19.01.12	141	-3
3	2012-2013	18.12.12	109	13.12.12	104	4.29	21.12.12	112	-3
4	2013-2014	11.12.13	102	3.12.13	94	4.83	11.12.13	102	0
5	2014-2015	4.12.14	95	22.11.14	83	5.97	2.12.14	93	2
6	2015-2016	17.12.15	108	15.12.15	106	2.41	21.12.15	112	-4
7	2016-2017	8.12.16	99	29.11.16	90	2.75	2.12.16	93	6
8	2017-2018	15.01.18	137	10.01.18	132	4.56	11.01.18	133	4
9	2018-2019	2.12.18	93	28.11.18	89	0.86	1.12.18	92	1

Таблиця 4.8 – Вихідні дані і результати перевірки прогнозу дати появи льоду на ст. Маріуполь на незалежному ряді спостережень 2017-2019 рр.

№	Сезон, роки	Фактична дата появи льоду		Дата переходу темп. повітря через 0 °С		Середня температура повітря за попередні 20 днів, °С	Прогностична дата появи льоду		Помилка, дні
		Календарна	Відх. від 1.09	Календарна	Відх. від 1.09		Календарна	Відх. від 1.09	
1	2017-2018	16.01.18	138	10.01.18	132	1.51	15.01.18	137	1
2	2018-2019	4.12.18	95	29.11.18	90	-0,16	3.12.18	94	1

Таблиця 4.9 – Вихідні дані і результати перевірки прогнозу дати очищення від льоду на ст. Маріуполь на незалежному ряді спостережень 2016-2019 рр.

№	Сезон, роки	Фактична дата очищення від льоду		Дата переходу темп. повітря через 0 °С		Максимальна товщина льоду, (см)	Прогностична дата очищення від льоду		Помилка, дні
		Календарна	Відх. від 1.09	Календарна	Відх. від 1.09		Календарна	Відх. від 1.09	
1	2016-2017	6.03.17	187	21.02.17	174	32	4.03.17	185	2
2	2017-2018	13.03.18	194	7.03.18	188	12	12.03.18	193	1
3	2018-2019	4.02.19	157	29.01.19	151	10	5.02.19	158	-1

Таблиця 4.10 – Вихідні дані і результати перевірки прогнозу дати очищення від льоду на ст. Миколаїв на незалежному ряді спостережень – 2016-2019 рр.

№	Сезон, роки	Фактична дата очищення від льоду		Дата переходу темп. повітря через 0 ⁰ C		Максимальна товщина льоду, (см)	Прогностична дата очищення від льоду		Помилка, дні
		Календарна	Відх. від 1.09	Календарна	Відх. від 1.09		Календарна	Відх. від 1.09	
1	2016-2017	5.03.17	186	17.02.17	170	9	1.03.17	182	4
2	2017-2018	13.03.18	194	6.03.18	187	26	15.03.18	196	-2
3	2018-2019	4.02.19	157	28.01.19	150	11	12.02.19	165	-8

ВИСНОВКИ

Наведені в монографії результати досліджень є кроком до розбудови в Україні сучасної національної системи оперативного прогнозу океанографічних параметрів стану морського середовища української частини акваторії Азово-Чорноморського басейну для забезпечення потреб морегосподарського комплексу, морської транспортної інфраструктури, Військово-Морських Сил України, замість втраченої у 2014 році внаслідок окупації Російською Федерацією Кримського півострова.

Одна з гіпотез, яка була підтверджена в ході досліджень, полягала в тому, що наявні фізико-статистичні методи прогнозу характеристик рівневого та льодового режимів в північно-західній частині Чорного моря та в Азовському морі, які були розроблені у ХХ ст., але досі застосовуються в оперативній прогностичній практиці, не враховують кліматичні зміни гідрометеорологічних чинників за останні десятиріччя і тому дають незадовільний результат прогнозування.

На основі статистичного аналізу даних натурних спостережень на прибережних морських гідрометеорологічних станціях, отримано та перевірено на прогностичну здатність нові прогностичні фізико-статистичні рівняння для оперативного короткострокового прогнозування відгінно-нагінних коливань рівня моря в портах північно-західної частини Чорного моря, середньострокового прогнозування дат появи льоду і очищення від льоду в портах Одеса, Миколаїв і Маріуполь, які забезпечують набагато більшу, у порівнянні з наявними, виправданість і ефективність прогнозів.

Оновлені фізико-статистичні методи прогнозу перевірялись із використанням даних натурних спостережень, виконаних на прибережних морських гідрометеорологічних станціях в останні 10 років, тобто з урахуванням кліматичних змін гідрометеорологічного режиму, що відбуваються.

В результаті дослідження отримані рівняння регресії для розрахунку відгінно-нагінних змін рівня моря портах Чорноморськ і Південний за прогнозованими на 30 годин вперед вітровими умовами. Множинні коефіцієнти кореляції між розрахованими за рівняннями та спостереженими значеннями вітрових денівеляцій рівня моря знаходяться в межах від 0,71 до

0,80 та є значущими на рівні не нижче 95%. Забезпеченість розрахунків рівня моря на залежному ряді спостережень за отриманими рівняннями склала 61-91 %.

Перевірка прогнозів дат появи льоду і дат очищення від льоду для станцій Миколаїв і Маріуполь за модифікованими рівняннями на незалежному ряді спостережень показала, що виправданість прогнозів склала 88%, що свідчить про їх надійність і обумовлює можливість рекомендувати для впровадження в оперативну практику.

На даному етапі розбудови національної системи морських прогнозів для оперативного прогнозування викликаних штормовими вітрами значних короткочасних коливань рівня моря в портах північно-західної частини Чорного моря було запропоновано використовувати авторську спрощену чисельну гідродинамічну модель, яка заснована на вирішенні рівнянь теорії «мілкої води» у 2D наближенні, через її невибагливість до наявних комп'ютерних ресурсів. Результати верифікації моделі в імітаційному режимі та валідації в прогностичному режимі, із використанням даних синоптичного прогнозу мінливості вітрових умов над акваторією північно-західної частини Чорного моря отриманих за глобальною атмосферною моделлю GFS, свідчать про можливість її застосування для прогнозування викликаних штормовими вітрами значних відгінно-нагінних коливань рівня моря в портах Чорноморськ, Одеса, Південний із завчасністю до 4 діб.

Забезпеченість імітаційних розрахунків за моделлю значних денівеляцій рівня моря складає 84-91 %. При завчасності прогнозу ≈ 2 доби, середня абсолютна помилка прогнозу амплітуди денівеляцій рівня моря склала 7-8 см при допустимому її значенні 15 см, а середня відносна помилка прогнозу амплітуди – 15,9-18,5%. Однак, спрощена математична структура моделі обумовлює її високу чутливість до точності метеорологічного прогнозу вітру, від якого значною мірою залежить якість прогнозу розвитку відгінно-нагінних коливань рівня моря.

Моделльний комплекс, оснащений інтерфейсом споживача, переданий для випробувального використання в Гідрометцентр Чорного та Азовського морів Державної служби з надзвичайних ситуацій України.

Вперше для відтворення та прогнозування мінливості океанографічних характеристик в Чорному та Азовському морях був застосований комплекс інтегрованих між собою чисельних математичних моделей Delft3D-FLOW

(гідродинамічна) та SWAN (вітрового хвилювання). На відміну від попередніх моделей, застосовується метод «телескопізації» криволінійних розрахункових сіток з різною просторовою деталізацією, для забезпечення необхідної роздільної здатності у просторі результатів прогнозування. Моделі Delft3D-FLOW і SWAN інтегровані між собою, тобто розрахунки за ними проводяться паралельно з обміном інформацією для врахування зворотних зв'язків між гідродинамічними процесами, що дозволяє значно збільшити точність розрахунків для прибережних районів моря та частково замкнених акваторій.

Результати верифікації та валідації комплексу інтегрованих чисельних математичних моделей Delft3D-FLOW + SWAN свідчать про те, що даний комплекс має добрі перспективи використання в системі оперативного прогнозу мінливості океанографічних параметрів стану морського середовища української частини акваторії Азово-Чорноморського басейну із завчасністю 1-4 доби, у варіанті із використанням прогностичної метеорологічної інформації, яка одержується за допомогою глобальної атмосферної моделі GFS.

Оперативна океанографічна інформація, яка може бути отримана в результаті застосування автоматизованого програмного комплексу Delft3D-FLOW + SWAN, сприяє підвищенню безпеки навігації, особливо в мілководних прибережних та пригирлових районах моря, на підходах до морських портів та районів базування кораблів ВМС ЗС України, підвищенню ефективності пошуково-рятувальних операцій через врахування поточних (оперативних) та очікуваних гідрометеорологічних умов, і, особливо, картини розподілу течій, які визначають переміщення у просторі об'єктів із різною плавучістю, включно з вітровим дрейфом.

Точність океанографічного прогнозу значною мірою визначається точністю метеорологічного прогнозу за моделлю GFS, яка може бути підвищена у разі застосування мезомасштабних метеорологічних моделей з високою просторовою роздільною здатністю, інтегрованих з глобальними атмосферними моделями прогнозу погоди – американського оперативного прогностичного комплексу GFS-WRF або європейського ARPEGE/IFS-Harmonie.

Практична цінність отриманих результатів для суспільства та економіки полягає в тому, що достовірні морські прогнози сприяють мінімізації втрат та збитків від несприятливих погодних умов і максимізують вигоду за рахунок

раціонального використання сприятливих факторів морського середовища. Чим ретельніше використовується інформація про погоду і стан морського середовища у всіх сферах економіки, пов'язаних з використанням ресурсів моря, тим стійкіше буде економіка прилеглих до моря областей України до всіх проявів природної стихії. Світова статистика свідчить, що якщо довіряти гідрометеорологічній інформації та адекватно на неї реагувати, то можна запобігти від 30 до 40 % соціально-економічних втрат від стихії, які визначаються сотнями та мільйонами гривень, і повністю уникнути людських жертв.

Від гідрометеорологічної інформації, яка міститься в морських прогнозах залежить економічна ефективність та безпека функціонування морського транспорту, портово-промислових і рекреаційних комплексів, розташованих на морському узбережжі, промислового рибальства та господарств морської аквакультури, об'єктів видобутку корисних копалин з морського шельфу, успішність виконання навчальних та бойових завдань Військово-Морських Сил України. Виконане дослідження сприяє утвердженню України як незалежної морської європейської держави, оскільки активна й ефективна морська діяльність України є однією з важливих умов гарантування економічної, військово-політичної та національної безпеки.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

До вступу

1. Black Sea coastal forecasting system / Kubryakov A.S., Korotaev G.K., Dorofeev V.L. et al. *Ocean Sci.* 2012. 8. P.183-196.
2. Архитектура и результаты работы международного Черноморского центра морских прогнозов, созданного на базе МГИ НАН Украины в рамках проекта Европейского Союза «Мой Океан» / Коротаев Г.К., Демышев С.Г., Дорофеев В.Л. и др. *Екол. безпека прибер. та шельф. зон та компл. викор. ресурсів шельфу.* 2013. Вип. 27. С. 128-133.
3. Deltares (2020). Delft3D-FLOW, User Manual: Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flow sand transport phenomena, including sediments. 682 p. URL: https://content.oss.deltares.nl/delft3d/manuals/Delft3D-FLOW_User_Manual.pdf (дата звернення 06.10.2020 р.).
4. Deltares (2020). Delft3D-WAVE, User Manual: Simulation of short-crested waves with SWAN. 196 p. URL: https://content.oss.deltares.nl/delft3d/manuals/Delft3D-WAVE_User_Manual.pdf (дата звернення 06.10.2020 р.).
5. The GFS Atmospheric Model. URL: <http://www.emc.ncep.noaa.gov/gmb/moorthi/gam.html> (дата звернення: 15.04.2018).
6. NOAA, National Operational Model Archive and Distribution System (NOMADS). URL: <https://nomads.ncep.noaa.gov/> (дата звернення 07.03.2020).
7. Автоматизований модельний комплекс для забезпечення діяльності Військово-Морських Сил України оперативними прогнозами океанографічних умов / Тучковенко Ю. С., Кушнір Д. В., Гончаренко Р. В. та ін. *Збірник наукових праць Центру воєнно-стратегічних досліджень Національного університету оборони України ім. І.Черняхівського.* 2020. № 3(70). С.75-83

До розділу 1

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Санкт-Петербург, 1991. 430 с.
2. Абузьяров З. К., Думанская И. А., Нестеров Е. С. Оперативное океанографическое обслуживание. Москва, 2009. 275 с.
3. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 2. Черное море. / Ильин Ю. П., Репетин Л. Н, Белокопытов В. Н. и др. Севастополь, 2012. 420 с.
4. Горячкин Ю. Н., Иванов В. А. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее / под ред. В. Н. Еремеева. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. 210 с.
5. Руководство по морским гидрологическим прогнозам / под ред. З. К. Абузьярова. Санкт-Петербург: Гидрометиздат, 1994. 526 с.
6. Гаврилюк Р. В., Ювченко Н. М. Згінно-нагінні коливання рівня моря в портах Южний і Чорноморськ та оцінка можливості їх прогнозування. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2018. №22. С. 100-106.
7. Гаврилюк Р. В., Корнилов С. В. Изменчивость уровня в северо-западной части Черного моря. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2016. № 20. С. 69-77.
8. Meteoweb, интернет-журнал: веб-сайт. URL: <http://meteoweb.ru/>
9. *Oil spil assident in the Kerch Strait in November 2007. Report of the commission for the protection of the Black Sea Against Pollution* / Ilyin Y., Fomin V., Diakov N., Repetin L. et all. Moscow, 2011. 284 p.

До розділу 2

1. Лонин С. А., Тучковенко Ю. С. Имитация сгонно-нагонных колебаний уровня моря в портах северо-западной части Черного моря. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. Севастополь : МГИ НАН Украины, 1999. С. 58-66.
2. Коморин В. Н., Тучковенко Ю. С. Использование численной гидродинамической модели для прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня моря в портах северо-западного шельфа Черного моря. *Метеорологія, кліматологія та гідрологія*. 2002. № 46. С. 324-331.

3. Вольцингер Н. Е., Пяковский Р. В. Теория мелкой воды. Океанологические задачи и численные методы : монография. Ленинград : Гидрометеиздат, 1977. 207 с.
4. Герман В. Х., Левиков С. П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря: монография. Ленинград : Гидрометеиздат, 1988. 231 с.
5. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря : монография / Блатов А. С., Булгаков Н. П., Иванов В. А. и др. Ленинград : Гидрометеиздат, 1984. 240 с.
6. NOAA, National Operational Model Archive and Distribution System (NOMADS). URL: <https://nomads.ncep.noaa.gov/> (дата звернення 07.03.2020).
7. Lui S. K., Leendertse J. J. Multidimensional numerical modeling of estuaries and coastal seas. *Adv.Hydrosci.* 1978. No 11. Pp. 95-164.
8. Тучковенко Ю. С. Імітаційне моделювання відгінно-нагінних коливань рівня моря в портах Одеського району північно-західної частини Чорного моря. *Український гідрометеорологічний журнал*, 2019, № 23. С. 109-120. <https://doi.org/10.31481/uhmj.23.2019.10>
9. NOAA. Global Forecast System (GFS). GFS Analysis. URL: <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets/global-forecast-system-gfs> (дата звернення 15.07.2016)
10. NCAR. Research Data Archive at the Computational and Information Systems Laboratory. *NCEP GFS 0.25 Degree Global Forecast Grids Historical Archive*. URL: <https://rda.ucar.edu/datasets/ds084.1/> (дата звернення 25.11.2019).
11. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть III. Служба морских гидрологических прогнозов. Росгидромет, 2011, 193 с.
12. NOMADS. *Data Transfer: NCEP GFS Forecasts (0.25 degree grid)*. URL: http://nomads.ncep.noaa.gov/cgi-bin/filter_gfs_0p25.pl (дата звернення 25.11.2019).
13. Иванов С. В., Рубан И. Г., Тучковенко Ю. С. Преимущества использования атмосферной мезомасштабной модели Harmonie для воспроизведения динамики вод в прибрежных районах моря. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2018. 22. С. 107-114. <https://doi.org/10.31481/uhmj.22.2018.10>

До розділу 3

1. Deltares, 2017. Delft3D-FLOW – Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments – User Manual, Hydro-Morphodynamics, version 3.15, revision 53790. Deltares systems, Delft, the Netherlands. 708 p.
2. UNESCO, 1981a. Background papers and supporting data on the international equation of state 1980. Tech. Rep. 38, UNESCO, 1980. 324 p.
3. Deltares, 2008. Validation Document Delft3D-FLOW - A software system for 3D flow simulations / H. Gerritsen, E.D.de Goede, F.W. Platzek et al. URL: <https://www.researchgate.net/publication/301363924> (дата звернення: 12.05.2020).
4. Mellor G.L., Blumberg A.F. Modelling vertical and horizontal diffusivities and the sigma coordinate system, Monthly Weather Review. 1985. Vol. 113, Pp.1379-1383.
5. Wu Jin. The sea surface is aerodynamically rough even under light winds. Boundary layer Meteorology. 1994. No 69. Pp.149-58.
6. Nikuradse J. Laws of flow in rough pipes. Tech. Rep. Forschungsheft 361, Forschung auf dem Gebiete des Ingenieurwesens, VDI Verlag, Berlin, Germany, 1933. In German (Strömungsgesetze in rauhren rohren) English translation: Laws of flow in rough pipes, NACA TM 1292, 1950.
7. Gill A.E. Atmosphere-Ocean Dynamics. International Geophysics Series. Academic Press, 1982. Vol. 30. 680 p.
8. Lane A. The heat balance of the North Sea. Tech. Rep. 8, Proudman Oceanographic Laboratory. 1989. 243, 254.
9. Deltares, 2020. Delft3D-WAVE, User Manual: Simulation of short-crested waves with SWAN. 196 p. URL: https://content.oss.deltares.nl/delft3d/manuals/Delft3D-WAVE_User_Manual.pdf (дата звернення 06.10.2020 p.).
10. Measurements of wind wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) / Hasselmann K., Barnett T.P., Bouws E. and other. *Dtsch. Hydrogr. Z. Suppl.* 1973. No 12. A8.
11. Collins J.I. Prediction of shallow water spectra. *J. Geophys. Res.* 1972. 77, 15. Pp. 2693-2707.

12. Madsen O.S., Poon Y.-K., Graber H.C. Spectral wave attenuation by bottom friction: Theory. *Proc. 21th Int. Conf. Coastal Engineering, ASCE*. 1988. Pp.492-504.
13. Bouws E., Komen G.J. On the balance between growth and dissipation in an extreme, depth-limited wind-sea in the southern North Sea. *J. Phys. Oceanogr.* 1983. No 13. Pp.1653-1658.
14. Hasselmann K. On the spectral dissipation of ocean waves due to whitecapping. *Bound.-layer Meteor.* 1974. 6, 1-2. Pp.107-127.
15. Komen G.J., Hasselmann S., Hasselmann K. On the existence of a fully developed wind-sea spectrum. *J. Phys. Oceanogr.* 1984. No 14. Pp.1271-1285.
16. Gunther H., Hasselmann S., Janssen P.A.E.M. The WAM model Cycle 4 (revised version). Hamburg, Germany: Deutsch. Klim. Rechenzentrum, Techn. Rep. No. 4. 1992.
17. Janssen P.A.E.M. Wave induced stress and the drag of air over sea waves. *J. Phys. Oceanogr.* 1989. No 19. Pp.745-754.
18. Janssen P.A.E.M. Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting. *J. Phys. Oceanogr.* 1991. No 21. Pp.1631-1642.
19. Wu J. Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane. *J. Geophys. Res.* 1982. 87, C12. Pp.9704-9706.
20. Andrews D.G., McIntyre M.E. 1978. «An exact theory of nonlinear waves on a Lagrangian-mean flow.» *Journal of Fluid Mechanics*. 1982. 89 (4). Pp. 609–646.
21. Карта-схема нарізки морських навігаційних карт видання ДУ «Держгідрографія». URL: http://charts.gov.ua/images/narezka_3001.png (дата звернення: 01.09.2019 р.).
22. Казаков А. Л. Об использовании различной информации по ветру в прикладных исследованиях. *Метеорологія, кліматологія та гідрологія*. 2005. № 49. С.190-203.
23. Кліматичний кадастр України. Київ: Державна гідрометеорологічна служба та ін., 2006. URL: <http://www.cgo.kiev.ua/index.php?dv=pos-klim-kadastr> (дата звернення: 10.09.2017 р.).
24. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод: монография \ пер. с англ. Москва: Мир, 1988. 324 с.
25. Океанографические таблицы. Ленинград: Гидрометеиздат, 1975. 277 с.

26. The GFS Atmospheric Model. URL: <http://www.emc.ncep.noaa.gov/gmb/moorthi/gam.html> (дата звернення: 15.04.2018).
27. NOAA, National Operational Model Archive and Distribution System (NOMADS). URL: <https://nomads.ncep.noaa.gov/> (дата звернення 07.03.2020).
28. NCAR. Research Data Archive at the Computational and Information Systems Laboratory. *NCEP GFS 0.25 Degree Global Forecast Grids Historical Archive*. URL: <https://rda.ucar.edu/datasets/ds084.1/> (дата звернення 25.11.2019).
29. Голодов М., Попов Ю., Матвеев А. Результати порівняльних спостережень гідрологічних та метеорологічних характеристик за даними вимірювань гідрометеорологічного буя SWMid-185 та пунктів спостережень Гідрометеорологічного бюро порту Іллічівськ у 2015 році. *Вісник Держгідрографії*. 2016. №1 (50). С. 2-5.
30. Дьяков Н.Н., Фомин В.В. Синоптические условия возникновения аномальных колебаний уровня Азовского моря. *Труды УкрНИГМИ*. 2002. С. 332–341.
31. СКАНЭКС. Ветровой стон воды и осушка Таганрогского залива Азовского моря. 02.12.2019. URL: <https://www.scanex.ru/company/news/vetrovoy-sgon-vody-i-osushka-taganrogskego-zaliva-azovskogo-morya/> (дата звернення 10.05.2021 р.).
32. Атлас волнения, течений и уровня Азовского моря / Морское отделение УкрНИГМИ; под ред. В.В. Фомина. Киев:Феникс. 2012. 238 с.
33. Автоматизований модельний комплекс для забезпечення діяльності Військово-Морських Сил України оперативними прогнозами океанографічних умов / Тучковенко Ю. С., Кушнір Д. В., Гончаренко Р. В. та ін. *Збірник наукових праць Центру воєнно-стратегічних досліджень Національного університету оборони України ім. І.Черняхівського*. 2020. № 3(70). С.75-83

До розділу 4

1. Горбач С. Б., Дьяков Н. Н., Тимошенко Т. Ю., Левицкая О. В. Ледовый режим северо-западной части Черного моря. *Экологическая безопасность*

- прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* Севастополь: НАН Украины, МГИ. 2009. Вып. 18. С. 296-304.
2. Ильин Ю. П. Климатические изменения гидрометеорологических условий Черного моря. *Глобальные и региональные изменения климата: монография.* Киев, 2011. С. 322-333.
 3. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 2: Черное море. Севастополь, 2012. 421 с.
 4. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т.1: Азовское море. Севастополь, 2009. 402 с.
 5. Думанская И. О. Долгосрочный прогноз ледовых характеристик морей европейской части России и их изменения на рубеже XX-XXI вв. *Труды ГМЦ России.* 2014. Вып. 350. С. 98-119.
 6. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Труды ААНИИ. 1952. Т.34. 314 с.
 7. Абузаров З. К., Думанская И. О., Нестеров Е. С. Оперативное океанографическое обслуживание / под ред. Е. С. Нестерова. Москва: Обнинск: ИГ-СОЦИН. 2009. 288 с.
 8. Абузаров З. К., Кудрявая К. И., Серяков Е. И., Скриптунова Л. И. Морские прогнозы. Ленинград: Гидрометеиздат. 1988. 320 с.
 9. Руководство по морским гидрологическим прогнозам / под. ред. З. К. Абузарова. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1994. 526 с.
 10. Думанская И. О., Котилевская А. М. Оценка возможности использования прогностических методик XX века в современной практике ледового обслуживания мореплавания на неарктических морях России. *Труды ГМЦ России.* 2009. Вып. 343. С. 61-79.
 11. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть 3. Служба морских гидрологических прогнозов. Ленинград: Гидрометеиздат. 1982. 143 с.
 12. Гаврилюк Р. В., Ювченко Н. М. Льодові явища в Чорному і Азовському морях та їх прогнозування в умовах кліматичних змін. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2019. № 24. С. 92-104.

Tuchkovenko Yu. S., Gavriilyuk R. V., Kushnir D. V. Forecasting of the oceanographic parameters in the Ukrainian part of the Azov-Black Sea basin: monograph. Odessa State Environmental University, 2021

SUMMARY

The monograph presents the results of research serving as another step towards building a modern national system of operational forecasting of oceanographic parameters of the marine environment in the Ukrainian part of the Azov-Black Sea basin. The purpose of such system consists in meeting the needs of the marine economic complex, maritime transport infrastructure, the Ukrainian Naval Forces and replacing the system lost in 2014 after occupation of the Crimean Peninsula by the Russian Federation.

According to one of the hypotheses confirmed in the course of research, the existing physical and statistical methods for forecasting the sea level and ice regimes' characteristics in the north-western part of the Black Sea and in the Sea of Azov, which are still used in operational forecasting practice though they were developed in the 20th century, do not take into account any climatic changes of hydrometeorological factors over the last decades and therefore give unsatisfactory forecasting results.

Based on statistical analysis of field observations at coastal marine hydrometeorological stations, new prognostic physical and statistical equations were obtained and tested for their forecasting efficiency. The equations are intended for operational short-term forecasting of the sea level upsurges and downsurges in the ports of the north-western part of the Black Sea, medium-term forecasting of dates of ice occurrence and clearing in the ports of Odesa, Mykolaiv and Mariupol, and provide a much greater justification and effectiveness of forecasts compared to the existing ones.

The updated physical and statistical forecasting methods were tested using field observations made at coastal marine hydrometeorological stations over the last 10 years, i.e. taking into account the currently occurring climatic changes of the hydrometeorological regime.

At the present stage of development of the national system of marine forecasts for operational prediction of significant short-term wind-induced sea level fluctuations in the ports of the north-western part of the Black Sea it was proposed to use a simplified authorial numerical hydrodynamic model based on 2D shallow water equations, owing to its modest requirements to the available computer resources. The results of the model verification in the simulation mode and its validation in the forecasting mode, using the data of synoptic forecast of wind conditions variability over the water area of the north-western part of the Black Sea, received from the global weather model GFS, indicate the possibility of its use for predicting the storm-

induced significant sea level upsurges and downsurges in the ports of Chornomorsk, Odesa, Pivdennyi with an up to 4 days lead time.

A set of integrated numerical mathematical models Delft3D-FLOW (hydrodynamic model) and SWAN (wind wave model) was used for the first time to reproduce and predict the variability of oceanographic characteristics in the Black Sea and in the Sea of Azov. In contrast to the previous models, these ones employ the method of telescoping curvilinear computational grids, which support variable resolution in space thus ensuring a required spatial detail of forecasting results. The Delft3D-FLOW and SWAN models are integrated with each other, i.e. their computations take place simultaneously with exchange of information in order to consider the feedback between hydrodynamic processes. This ensures a significant increase of computation accuracy for coastal water areas and partly enclosed bodies of water.

The results of verification and validation of the set of integrated numerical models Delft3D-FLOW + SWAN indicate that this set has promising prospects for use in the system of operational forecasting of variability of oceanographic parameters in the Ukrainian part of the Azov-Black Sea basin with 1-4 days lead time, using the predictive meteorological information received from the global weather model GFS.

The practical significance of the research is determined by the fact that re-establishing of the modern system of operational forecasting of oceanographic parameters of the marine environment in the Ukrainian part of the Azov-Black Sea basin will meet the needs of economic facilities of the Ukrainian maritime complex. The hydrometeorological information retrieved via marine forecasts is vital for economic efficiency and safety of waterborne transport, port-industrial and recreational complexes located on the sea coast, industrial fishing and marine aquaculture farms, mining facilities operating on the sea shelf.

The results of the work, such as automated modelling complexes, were transferred to the Hydrometeorological Centre of the Black and Azov Seas of the State Emergency Service of Ukraine for trial use during operational forecasting routines.

Keywords: The Black and Azov Seas, oceanographic parameters, forecasting, physical and statistical methods, numerical modelling

Наукове електронне видання

ТУЧКОВЕНКО Юрій Степанович,
ГАВРИЛЮК Раїса Володимирівна,
КУШНІР Дмитро Валентинович

**ПРОГНОЗУВАННЯ ОКЕАНОГРАФІЧНИХ
ХАРАКТЕРИСТИК В УКРАЇНСЬКІЙ ЧАСТИНІ
АЗОВО-ЧОРНОМОРСЬКОГО БАСЕЙНУ**

Монографія

Видавець і виготовлювач

Одеський державний екологічний університет

вул. Львівська, 15, м. Одеса, 65016

тел./факс: (0482) 32-67-35

Е-mail: info@odeku.edu.ua

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи

ДК № 5242 від 08.11.2016