МОРСЬКА ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЯ ТА ОКЕАНОГРАФІЯ

Ю.П. Ільїн
ORCID: 0000-0002-7717-6472
ypilyin@gmail.com

Український гідрометеорологічний інститут ДСНС України та НАН України, Київ

УДК 551.465+551.468.6 DOI: https://doi.org/10.15407/Meteorology2023.04.062

ПОШИРЕННЯ ЕКСТРЕМАЛЬНОГО ВИНОСУ ВОД З ДНІПРОВСЬКОГО ЛИМАНУ В ЧОРНЕ МОРЕ У ЧЕРВНІ 2023 РОКУ ЗА ДАНИМИ СУПУТНИКОВИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ

Проаналізовано серію супутникових зображень Північно-західної частини Чорного моря, зареєстрованих сканерами MODIS та VIIRS у видимому діапазоні спектра з 4 червня по 1 липня 2023 року. Отримано опис аномального поширення дніпровської води у морі після підриву греблі Каховського водосховища. Виділено три інтервали часу й відповідних динамічних режими поширення виносу. Розраховані кількісні показники динаміки річкових вод в морі на першому етапі їх поширення на основі оцінки середніх витрат води за 3 доби після вибуху греблі. Отримано висновок, що аномальні витрати Дніпра (20,5 тис. м^3/с) продукують незвичайний режим динаміки річкових вод в морі, а саме — надкритичний потік з Кінбурнської протоки та утворення плавучого плюму, який взаємодіє з дном на глибині не більше 6 м. За даними супутникових спостережень, шлейф мутних річкових вод просувався на шельфі зі швидкістю понад 50 см/с і швидко досягнув Одеської затоки, утворивши вихрову антициклонічну структуру, яка у подальшому збільшилася у попереку до більш ніж 40 км. У першому наближенні припущено, що після вибуху греблі у Чорне море надійшло близько 700 тон розчиненого неорганічного фосфору та більше 1000 тон розчиненого неорганічного азоту. Така незвичайно велика кількість поживних речовин вочевидь могла спричинити вибухове розмноження (цвітіння) фітопланктону. На якісному рівні окреслено негативні екологічні наслідки для морського довкілля аномального виносу забруднювальних та біогенних речовин (гіпертрофування водної екосистеми, заморні явища на шельфі, порушення сезонного циклу розвитку компонент трофічного ланцюга тощо).

Ключові слова: *супутникові спостереження, підрив Каховської ГЕС, річковий стік, перехідні води, плавучий шлейф, морські течії, забруднення довкілля.*

ВСТУП

Близько 3 години ночі 6 червня 2023 року через злочинний підрив російськими військами було зруйновано греблю Каховської ГЕС, що спричинило масштабну техногенну катастрофу, соціально-економічні та екологічні наслідки які ще й досі повністю не з'ясовані. Накопичені у Каховському водосховищі величезні маси води створили небачену досі повінь у пониззі Дніпра, повністю затопили Дніпровсько-Бузький лиман (ДБЛ) і винесли суміш прісної води та розчинених й завислих речовин у прилегле море, разом з купами різноманітного сміття, змитого з сільських та урбанізованих ділянок суходолу. Таким чином виник аномальний річковий винос, який за своїм обсягом і особливостями поширення не вкладається у середні багаторічні уявлення про гідрологічний режим Північно-західної частини Чорного моря (ПЗЧМ).

У серпні 2023 р., з'явилася наукова стаття з описом гідрологічних та екологічних аспектів катастрофи, у тому числі попередньої оцінки її впливу на природне довкілля Чорного моря (Vyshnevskyi et al., 2023). Через безсумнівно негативне враження, яке ця подія справила на міжнародну громадськість її оперативне вивчення здійснила дослідницька група ООН, оприлюднивши восени 2023 року опис катастрофи та результати оцінки наслідків руйнації дамби (UNEP, 2023).

Метою цієї роботи є аналіз кінематичних, гідродинамічних та екологічних аспектів аномального виносу річкової води з Дніпровсько-Бузького лиману у Чорне море на основі даних доступних

супутникових спостережень у видимому діапазоні спектру.

Нещодавній аналіз попередніх досліджень поширення і трансформації річкових вод у Чорному морі, а також застосування до цієї тематики сучасних уявлень про структуру і динаміку плавучих плюмів (шлейфів) розпріснених вод річок та естуаріїв ("перехідних вод" за термінологією Рамкової директиви по воді ЄС та Водного кодексу України) наведено у статті (Ільїн, 2023). Результати цієї роботи слугуватимуть відправною точкою для аналізу параметрів шлейфу, утвореного аномальним виносом води після вибуху Каховської ГЕС.

Вже наприкінці написання даної роботи була опублікована стаття (Тучковенко та ін., 2023), також присвячена аналізу впливу підриву греблі Каховської ГЕС на довкілля Чорного моря за допомогою чисельного моделювання поширення і трансформації дніпровської води за конкретних метеорологічних умов червня 2023 року. Використовувалися такі ж супутникові зображення, що і в цій роботі, для оцінки якості відтворення модельних полів солоності та хлорофілу ПЗЧМ та їх мінливості. Отримані результати моделювання майже повністю співпадають з даними супутникових спостережень, що підтверджує не тільки якість моделі та її регіонального втілення, але й користь та інформативність самих супутникових даних видимого діапазону як незалежного джерела інформації про динамічні та біогеохімічні процеси у прибережній смузі та на шельфі Чорного моря.

МЕТОДИКА АНАЛІЗУ ТА ВИКОРИСТАНІ ДАНІ

Головним джерелом інформації для цієї роботи є дані супутникових спостережень середнього розрізнення у видимому діапазоні спектру випромінювання. За відсутності перевірених гідрометеорологічних даних, які надходять у режимі затримки принаймні на рік, додатковою інформацією є опубліковані дані оперативних спостережень за рівнем річкової води, вітром на узбережжі ПЗЧМ та солоністю морської води (UNEP, 2023; Vyshnevskyi et al., 2023).

Як зазначено в роботі (Ільїн, 2023), максимальний річковий стік в ДБЛ спостерігається в травні, а іноді в кінці квітня або на початку червня, тому в ці місяці з космосу можна спостерігати "класичні" шлейфи, особливо під час маловітряних умов або помірного східного вітру. Супутникові спостереження за шлейфами проміжних вод можливі, перш за все, у видимому діапазоні спектру завдяки регіональній кореляції між солоністю поверхневих вод та їх оптичними властивостями — відносною прозорістю та індексом кольоровості (Гришин & Ильин, 1983; Ильин & Гришин, 1988).

Інформативність супутникових вимірювань у видимому діапазоні спектру випромінювання пов'язана з варіаціями гідрооптичних властивостей морської води, тобто вмістом в ній завислих і розчинених речовин. Випромінювання, що виходить з товщі води, утворюється в результаті поглинання сонячного світла одними складовими (чиста вода, жовта речовина, пігменти фітопланктону) і зворотного розсіювання іншими (переважно завислі мінеральні та органічні частинки), тому перехід від дистанційних результатів вимірювань до оцінки вмісту оптично активних домішок є досить складним завданням. Для його вирішення необхідні вимірювання в декількох спектральних інтервалах, що дозволяє відокремити внесок різних факторів, що формують висхідну радіацію, а також врахувати вплив поглинання та розсіювання світла атмосферою (Gordon, 2019).

Відповідно до класифікації, поширеної в практиці оптичного дистанційного зондування, океанічні і морські води поділяються на два типи (Gordon & Morel, 1983). Тип 1 відноситься до вод, оптичні властивості яких визначаються пігментами фітопланктону і характеризуються варіаціями в синій і зеленій областях спектру через поглинання хлорофілом і, власне, чистою водою. Води 2-го типу визначаються переважанням завислих і розчинених речовин, які не пов'язані з хлорофілом, але постачаються річковим стоком, вітрохвильовою ерозією донних відкладів, антропогенними скидами тощо. Цей тип складається з двох підтипів: 2a — з переважанням завислих речовин; 2b — з переважанням розчиненої органіки (жовта речовина). Води типу 2 краще розпізнаються в зелено-червоній смузі спектру. Води відкритих районів Чорного моря можна віднести до типу 1, придатного для застосування алгоритмів, розроблених для картографування хлорофілу-*a* за допомогою діючих супутникових сканерів кольору океану (Hu et al., 2012).

Інший підхід полягає у використанні просторових та спектральних контрастів між морськими водами різного походження на супутникових знімках з метою візуалізації особливостей динаміки води (Гришин & Ильин, 1983; Гришин и др., 1984; Ильин и др., 1986; Ильин & Гришин, 1988). Шлейфи плавучої води, що утворюються річковим стоком через дельти річок і лимани, є найбільш зручними об'єктами для супутникових спостережень. Спираючись на попередні дослідження (Иванов & Ильин, 1995; Ильин, 1999, 2006), ми можемо розглядати Дніпровсько-Бузький лиман як джерело вод 2-го типу і спробувати розпізнати зміни конфігурації шлейфу на по-

Таблиця 1. **Характеристики супутникових каналів спостережень у видимому діапазоні спектру**

Супутники / Прилад / Канали	Aqua, Terra		NOAA-20, Suomi NPP	
	MODIS		VIIRS	
	Довжина хвиль, нм	Розрізнення, м	Довжина хвиль, нм	Розрізнення, м
Червоний	620–670	250	600–680	375
Зелений	545–565	500	545–565	750
Синій	459–479	500	478–498	750

слідовних супутникових знімках з метою їх якісного та кількісного опису.

На даний час у вільному доступі є супутникові зображення, отримані за допомогою сканера Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) з супутників Terra і Aqua, що працюють з початку 2000-х років до цього часу (URL: https://worldview.earthdata.nasa.gov/). На цьому ж ресурсі наявні зображення, зроблені сканером Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (VIIRS) з супутників Suomi NPP та NOAA-20. Спектральні діапазони та роздільна здатність видимих каналів цих приладів представлені у *табл. 1*.

Після попередньої радіометричної корекції вимірювань у каналах сканерів та їхньої геолокації здійснюється геометрична трансформація у прямокутну проєкцію та синтезування кольорових зображень для подальшої тематичної інтерпретації у відповідності до специфічних завдань аналізу. Ці зображення називаються зображеннями у справжніх кольорах або природних кольорах, оскільки комбінація довжин хвиль каналів сучасних супутникових приладів дає зображення, схожі на те, що бачило б людське око (*табл. 1*). Вони є природними зображеннями земної поверхні, океанічних та атмосферних об'єктів.

З метою вивчення еволюції Дніпровсько-Бузького шлейфу після руйнування Каховської ГЕС було відібрано серію безхмарних та малохмарних зображень у природних кольорах, що містять 18 сцен з 4 червня по 1 липня 2023 року, зареєстрованих сканерами MODIS та VIIRS. Для забезпечення найкращого прояву оптичних і динамічних неоднорідностей на морській поверхні усі зображення були покращені за допомогою метода автоматичного вирівнювання гістограми (використовувалося вільно доступне програмне забезпечення обробки зображень Paint.net). Крім того, розглянуто 7 зобра_жень — карт розподілу хлорофілу-а на поверхні ПЗЧМ, обрахованих за методикою (Hu et al., 2012) і також представлених на сайті NASA EOSDIS Worldview (URL: https://worldview.earthdata.nasa.gov/). Ілюстративний матеріал даної роботи складається з 7 найбільш інформативних сцен у природних кольорах та 2 карт полів хлорофілу (перед вибухом та на початку липня).

До оцінок аномалій густини води (плавучості) плюму залучені дані про фонову температуру і солоність морської води на шельфі між Кінбурнською протокою та Одеською затокою з монографії (Ильин и др., 2012). Морфометричні параметри лиману і протоки наведені у статті (Ільїн, 2023).

ОТРИМАНІ РЕЗУЛЬТАТИ ТА ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

Результати супутникових спостережень. На безхмарних зображеннях до 06 червня 2023 спостерігалися наслідки попереднього травневого шлейфу, який утворювався після сезонного збільшення річкового стоку у травні і потім, ймовірно, зруйнованого підчас погіршення погодних умов (посилення вітру). Так, на зображенні MODIS/Terra за 05.06 лише завдяки збільшеному контрасту можна розгледіти залишки плюму на захід від гирла ДБЛ (Кінбурнської протоки), як продовження брунатного кольору каламутних вод лиману на загальному синьому фоні вод ПЗЧМ (*рис. 1, а*). На частково закритому хмарами зображенні VIIRS/Suomi NPP за 07.06 можна розгледіти передній фронт брудних вод, який майже досяг Кінбурнської протоки (КП) з боку дельти Дніпра; середня швидкість його проходження руслом ріки та лиманом склала 122 см/с. На знімку від 08.06 крізь хмари проглядається передній фронт плюму на відстані 49 км уздовж берега від центру КП (повна відстань від КП до порту Одеса 60 км).

09 червня на зображенні VIIRS/NOAA-20 спостерігався (завдяки високому вмісту розчинених у воді та завислих речовин) аномальний шлейф каламутних вод уздовж північного берега, шириною 17–27 км, який досягнув Одеської затоки (*рис. 1, б*). Більше того, у межах цього плюму можна розрізнити антициклонічну вихрову структуру, яка утворилася західним потоком річкової води та компенсаційною уздовж береговою течією, що повертала накопичену масу води знову на схід. Передній

а

б

в

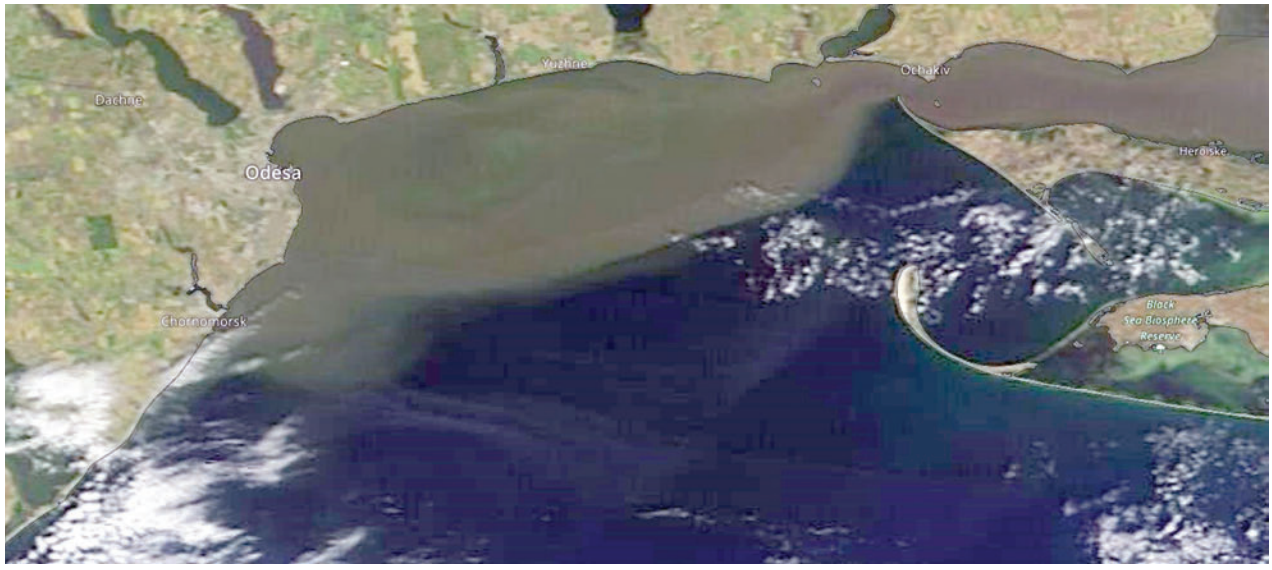

Рис. 1. Супутникові зображення північного району Північно-західної частини Чорного моря у природних кольорах (час UTC): *а* — 05.06.23, 08:18, MODIS/Terra; *б* — 09.06.23, 10:46, VIIRS/NOAA-20; *в* — 10.06.23, 11:06, MODIS/Aqua

фронт цього зворотного струменю досяг траверсу Тилігульського лиману, тобто загальна відстань, яку пройшов фронт розпріснених каламутних вод від КП до Одеської затоки та назад уздовж берега сягнула 100 км за 2 доби від 07.06 (приблизно 50 км за добу від 08.06). Тобто середня швидкість течії на поверхні моря на передньому фронті каламутного шлейфу складала 55 см/с за маловітряної погоди!

На *рис. 1, в* видно, що за даними MODIS/Aqua 10.06 шлейф каламутних вод збільшився у поперечку до 20–29 км, а антициклонічна структура у його межах повністю замкнулася. За даними VIIRS/Suomi NPP того ж дня смуга каламутних вод шириною 5–10 км поширилася уздовж берега від мису Великий Фонтан майже до Дністровського лиману.

Після кількох діб хмарної, вочевидь вітряної погоди, до 15.06 у ПЗЧМ сформувалася область трансформованих каламутних вод річкового походження від північної кінцівки о. Тендра до гирлової області Дунаю. Наступне зображення, за 17.06, можна вважати ілюстрацією максимального поширення Дніпровського виносу уздовж морського узбережжя (*рис. 2, а*).

Такий висновок підтверджується ознаками спектрального контрасту поверхневих вод, якщо вважати на цьому зображенні брунатний колір притаманним водам Дніпровсько-Бузького лиману. Зазвичай, ця область, яка у західній літературі носить назву "зона впливу річкових вод" (ЗВРВ), утворюється в ПЗЧМ переважно за рахунок виносу річкових вод

а

б

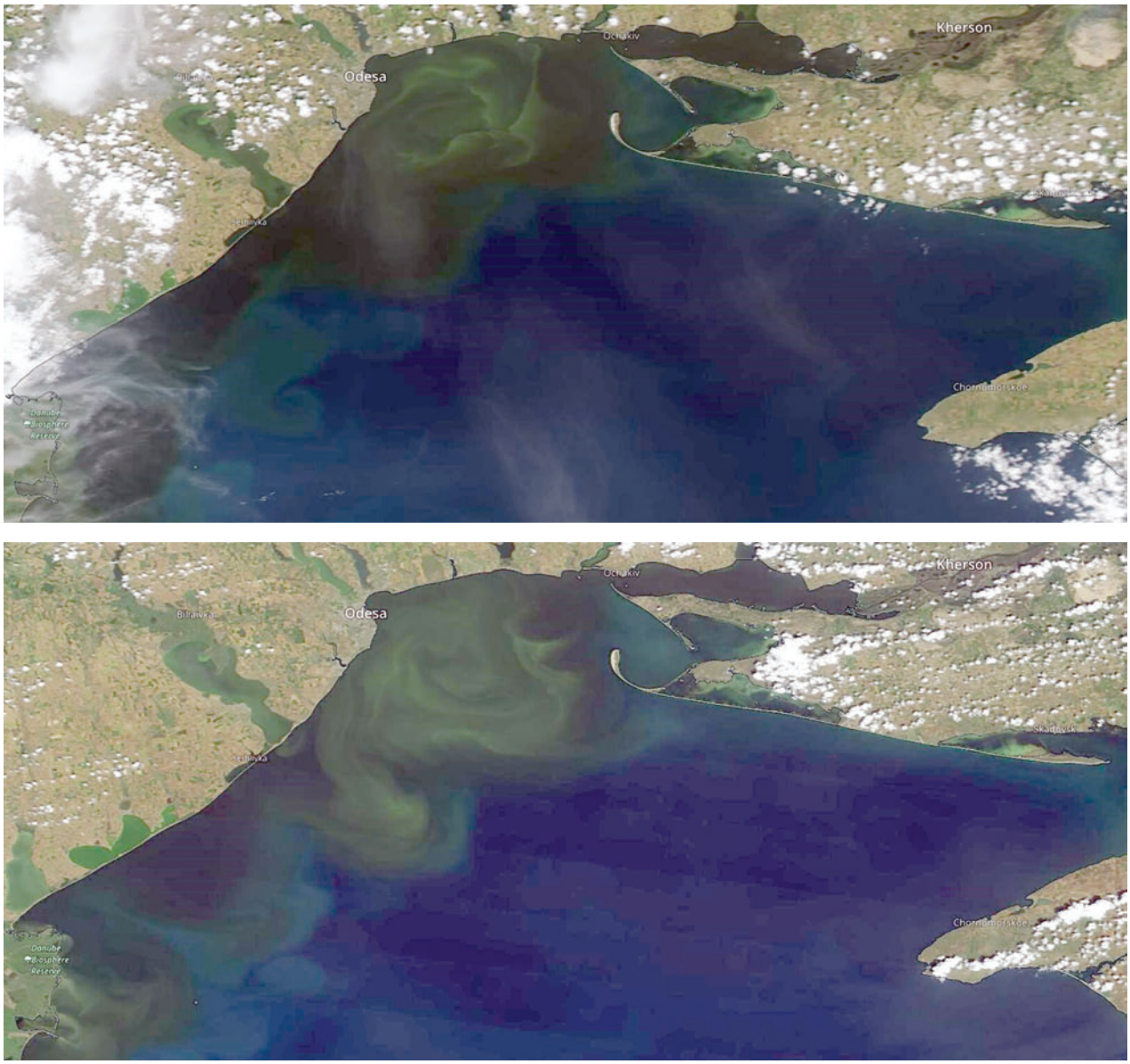

Рис. 2. Супутникові зображення Північно-західної частини Чорного моря у природних кольорах (час UTC): *а* — 17.06.23, 11:10, MODIS/Aqua; *б* — 22.06.23, 08:25, MODIS/Terra

з дельти Дунаю і поширення їх наприкінці весни і влітку не тільки на південь уздовж берегів, а й на схід і північний схід під впливом південного, південно-західного вітру (Ильин, 1999, 2006; Yankovsky et al., 2004). Але на зображеннях *рис. 2, 3* видно, що струмені виносів з водотоків дельти Дунаю мають сіро-зелений колір, тобто до 17 червня головний вплив на формування ЗВРВ здійснювали маси Дніпровської води брунатного кольору, збагачені підвищеним вмістом оптично активних завислих речовин та розчиненої органіки (жовтої речовини).

На зображеннях, отриманих 17 та 22 червня (*рис. 2*) видно подальше поширення зони впливу вод ДБЛ, її злиття з водами придунайського району та розвиток циркуляційних структур у районі на схід та південний схід від Одеської затоки. Їхня візуалізація стала можливою завдяки інтенсивному цвітінню фітопланктону у водах річкового походження з підвищеним вмістом біогенних речовин (сполук азоту і фосфору). У північній частині шельфу, між ДБЛ та Одеською затокою розвинулася і поширилася у діаметрі мілинна вихрова циркуляційна структура вод, яка зібрала у смуги і плями винесене з лиману сміття, а також продукти цвітіння фітопланктону. 15.06 діаметр вихору становив близько 40 км, а станом на 17.06 він досяг 45 км. Розвитку антициклонічної циркуляції сприяло посилення вітру західних румбів.

Процес поширення на схід зони впливу річкових вод (ЗВРВ), сформованої напередодні стоками

а

б

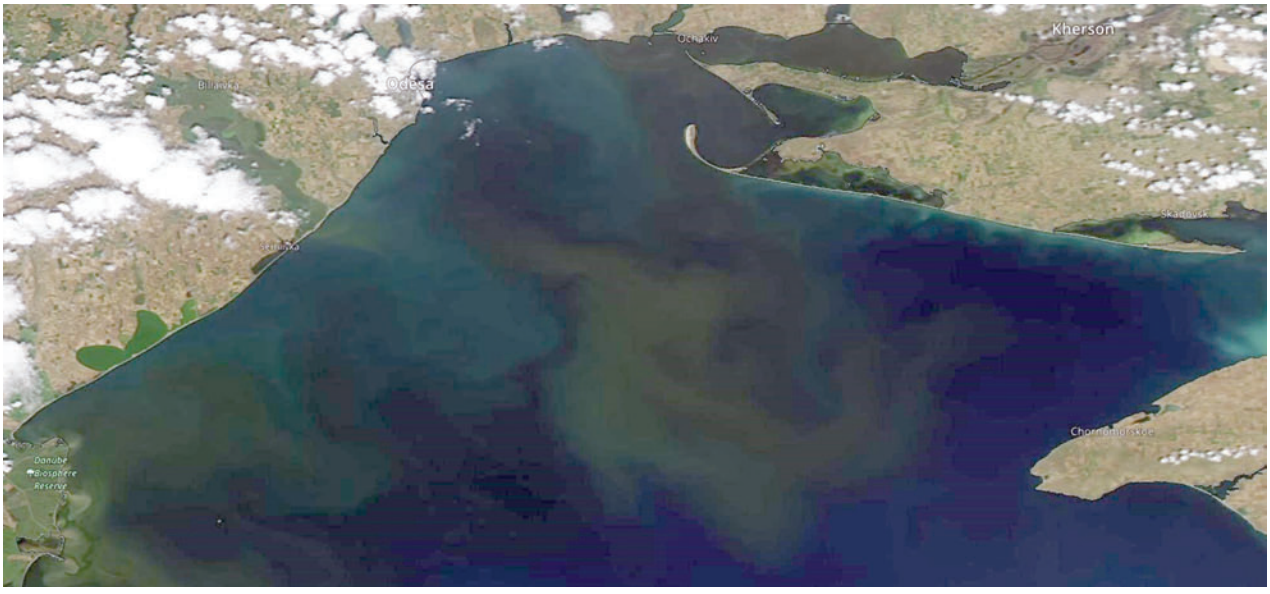

Рис. 3. Супутникові зображення Північно-західної частини Чорного моря у природних кольорах (MODIS/Aqua, час UTC): а — 24.06.23, 11:13; б — 01.07.23, 11:16

Дніпра (переважно), а також Дністра та Дунаю, добре ілюструється зображеннями на *рис. 3*, отриманими MODIS/Aqua. Між 22 та 24 червня над ПЗЧМ посилився південний, південно-західний вітер, що можна відзначити по зміні напрямку струменів з водотоків Кілійського та Сулинського гирл Дунаю (південно-західний кут зображень на *рис. 2, б* і *3, а*). За таких умов на шельфі ПЗЧМ формується система вітрових течій антициклонічної завихореності, яка проявляється у загальному переміщенні ЗВРВ від західного узбережжя на схід — південний схід, у напрямку Каркінітської затоки та Кримського півострова (Ильин, 1999, 2006; Yankovsky et al., 2004).

З 22 по 24 червня основні особливості конфігурації ЗВРВ перемістилися у загальному напрямку на південний схід на 30–40 км, тобто з середньою швидкістю 16–22 см/с. В останній тиждень червня цей процес продовжувався і на 1 липня ЗВРВ у вигляді плями інтенсивного цвітіння фітопланктону витягнулася до входу у Каркінітську затоку, на північ від м. Тарханкут. При цьому брунатна вода Дніпровсько-Бузького лиману була відтиснута на схід від Одеської затоки, у бік Кінбурнської протоки,

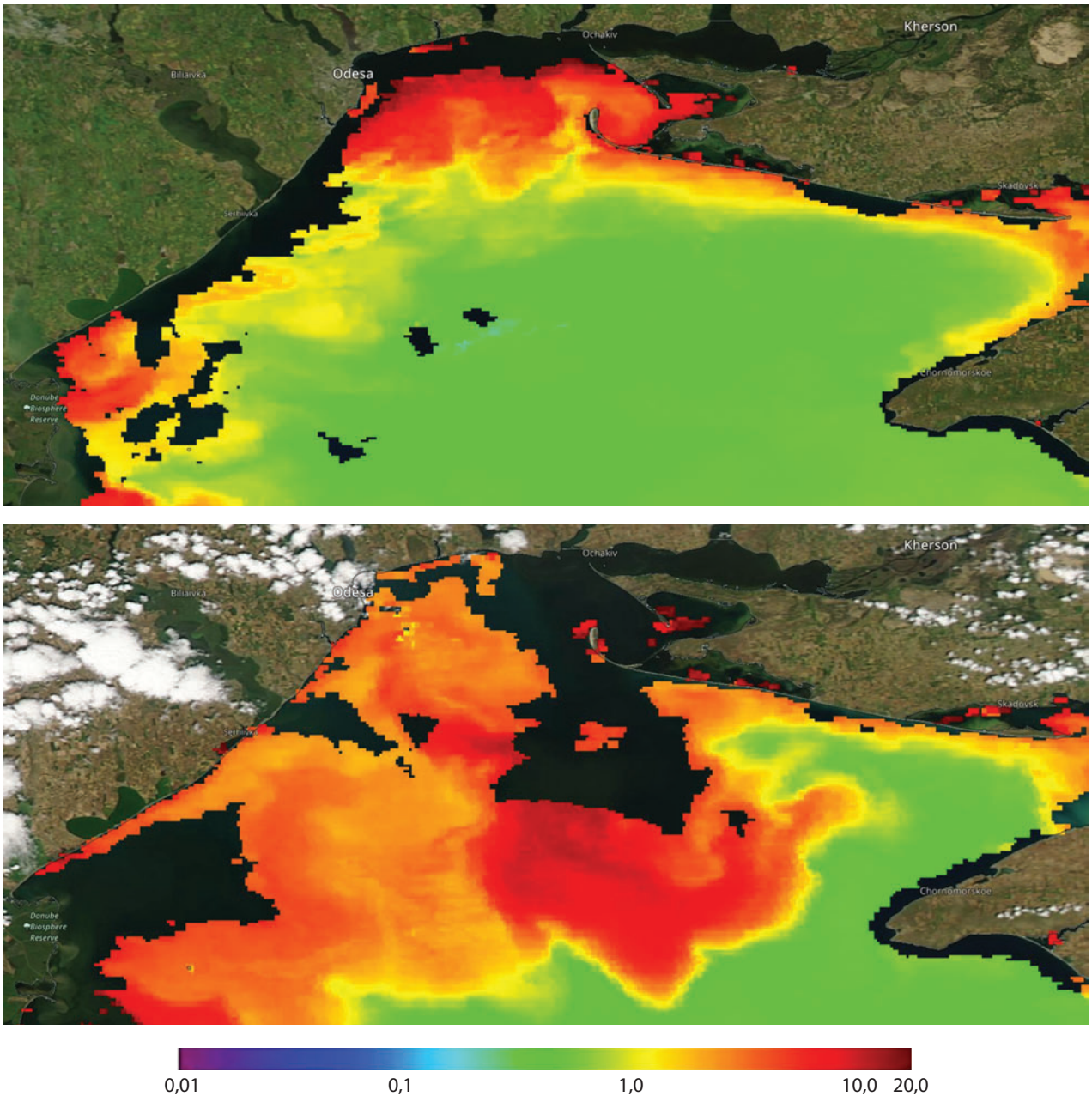

Рис. 4. Поле хлорофілу-а (мг/м3) на поверхні Північно-західної частини Чорного моря за даними MODIS/Aqua (час UTC): *а* — 11:20 05.06.23; *б* — 11:16 01.07.23

і звідти — на південь, в район Тендрівської коси. Натомість уздовж західних берегів ПЗЧМ під впливом вітрового відгону (апвелінгу) утворилися смуги відносно чистої води зелено-блакитного кольору (*рис. 3, б*). Така структура поверхневих вод раніше утворювалася, за даними експедиційних і супутникових спостережень, лише у серпні (Гришин & Ильин, 1983; Гришин и др., 1984; Ильин и др., 1986; Ильин & Гришин, 1988).

Інтегральний динамічний та екологічний ефект аномального виносу за червень 2023 року ілюструється картами розподілу хлорофілу а на поверхні ПЗЧМ за даними MODIS/Aqua (*рис. 4*). Якщо напередодні вибуху греблі Каховської ГЕС еутрофні та гіпертрофні води з концентрацією хлорофілу понад 1,0 мг/м^3 зосереджувалися поблизу берегів після травневого максимуму річкового стоку річок Дунаю, Дністра та Дніпра з Південним Бугом (*рис. 4, а*), то вже станом на 01 липня 2023 більша частина північно-західного шельфу була вражена раннім цвітінням фітопланктону, перш за все, через надмірне постачання біогенних речовин з Дніпровського лиману (*рис. 4, б*). Докладніше це обговорюватиметься далі.

Аналіз динаміки річкового виносу. Відносно поведінки аномального виносу після підриву Каховської ГЕС можна виділити три відтинки часу й відповідних динамічних режими:

1) 6–10 червня: поширення плюму майже розпріснених вод з Кінбурнської протоки у бік Одеської затоки і початок їх просування далі на південний захід; формування антициклонічного вихору у межах плюму. У цей час плюм знаходився у режимі ближнього поля, або первинної трансформації (Ільїн, 2023).
2) 11–17 червня: подальша адвекція надлишків трансформованої Дніпровської води уздовж західного берегу ПЗЧМ до придунайського району і поєднання її з дунайськими водами. У динамічному сенсі плюм знаходився у середньому полі або ж у зоні вторинної трансформації (Ільїн, 2023).
3) 18 червня – 1 липня: поширення ЗВРВ від лінії Одеська затока — Придунайський шельф на схід під впливом антициклонічної системи течій, утвореної вітрами південних і західних румбів, за аналогією з ситуаціями, описаними в (Гришин & Ильин, 1983; Гришин и др., 1984; Ильин и др., 1986; Ильин & Гришин, 1988).

З огляду на наявні дані та існуючі на даний момент можливості, подальший кількісний аналіз буде виконаний лише для першого з окреслених етапів на основі низки розмірних і безрозмірних критеріїв.

Два корисні показники виду і структури плавучого плюму запропоновані в роботі (Yankovsky & Chapman, 1997). Плюм залишається прикріпленим до дна моря до глибини H_b (м), яка задається виразом:

$$H_b = \sqrt{\frac{2Q_{out}f}{g'}}, \qquad (1)$$

де f=2ωsinφ — параметр Коріоліса (ω — частота обертання Землі, с$^{-1}$; φ — географічна широта); g'= $g(\rho_0-\rho)/\rho_0$ — приведена гравітація; g — прискорення сили тяжіння, м/с^2; $(\rho_0-\rho)/\rho_0$ — відносна аномалія густини води або плавучість (ρ — густина води плюму, кг/м^3; ρ_0 — густина фонової морської води); Q_{out} — об'ємний потік води, що витікає з протоки.

Поверхневий прояв циклострофічного плюму, або опуклість ("*bulge*") поширюється від берега на відстань (м):

$$Y = \frac{2R_d\left(3+F^2\right)}{\sqrt{2+F^2}}, \qquad (2)$$

де R_d=$(g'h_s)^{1/2}/f$ — бароклинний радіус деформації Россбі (м); F=$u_s/(g'h_s)^{1/2}$ — безрозмірне число Фруда, яке у даному випадку є співвідношенням швидкості течії води у вихідній протоці та фазової швидкості внутрішніх хвиль, що генеруються просуванням шлейфу; u_s=$Q_{out}/(L_sh_s)$ — швидкість течії на виході з естуарію (у протоці); L_s, h_s — ширина й глибина протоки відповідно. Величини числа Фруда визначають режим потоку: F=1 — критичний; F<1 — докритичний; F>1 — надкритичний. Якщо на виході з естуарію F≥1, плюм радіально розширюється і швидко перемішується з навколишніми морськими водами завдяки зсувній нестійкості та впливу вітру й хвиль (режим ближнього поля), потім переходить в режим середнього поля, де відхиляється силою Коріоліса і спрямовується уздовж берега, переходячи в режим дальнього поля. Якщо ж F<1, то плюм одразу потрапляє під вплив механізмів середнього і дальнього поля, тобто обертання Землі, вітрового і зсувного перемішування та можливого захвату плюму дном.

Обидва масштаби (1), (2) залежать лише від параметрів протоки, об'єму річкового стоку та контрасту густини або солоності води плюму з фоновою морською водою шельфу. Відповідно до теорії Янковського-Чапмена (Yankovsky & Chapman, 1997), за умов слабких або відсутніх вітрів та фонових течій існує три можливих сценарії:

1) Якщо розраховане H_b менше за глибину витікання h_s, то придонний граничний шар не переносить плавучість від берега і формується чисто поверхнево-адвективний плюм, який досягає від-

стані від берега не менш, ніж 4 радіуси деформації Россбі.

2) Якщо ізобата H_b знаходиться далі від берега, ніж Y, то домінує переніс у придонному граничному шарі і формується чисто придонно-адвективний плюм, який лишається захопленим уздовж ізобати H_b.

3) Якщо ізобата H_b глибше ніж глибина втікання h_s, але ближче до берега, ніж Y, то формується проміжний плюм, який відділяється від дна при глибині H_b та поширюється від берега на поверхні до відстані Y.

Експериментальним шляхом встановлено, що для оцінки Q_{out} у Кінбурнській протоці ДЛ можна скористатися простою формулою з моделі Кнудсена (Ільїн, 2023):

$$Q_{out} = \frac{Q_r(\rho_0 - \rho_r)}{(\rho_0 - \rho)}, \qquad (3)$$

де ρ_r — густина прісної річкової води; Q_r — об'єм річкового стоку (витрата води), м^3/с.

Оцінка витрат води після руйнування Каховської ГЕС. З попередніх викладок зрозуміло, що найважливішим показником для кількісних оцінок за формулами (1)–(3) є об'ємний потік (витрата) річкової води, що потрапляє в ДБЛ і безпосередньо впливає на формування шлейфу виносу у море. Нажаль, прямих вимірювань у створі Каховської ГЕС, який є заключним для Дніпровського басейну, не існує через зрозумілі причини. Тому можна скористатися модельними розрахунками (UNEP, 2023), або спробувати отримати непряму оцінку з аналізу супутникових зображень.

Підрив рашистами Каховської греблі призвів до надзвичайно потужного потоку води. Перед руйнуванням греблі водосховище з незрозумілих причин було заповнене до безпрецедентного рівня (UNEP, 2023). Згідно (Vyshnevskyi et al., 2023), рівень води в Нікополі становив 16,76 м над рівнем моря, що відповідає об'єму водосховища 19,8 км^3, тоді як нормальний об'єм резервуару — 18,2 км^3.

Пікові витрати води на момент події за даними кількох числових гідродинамічних моделей оцінено у наступних інтервалах (UNEP, 2023):

- місце прориву Каховської греблі: 30000–50000 м^3/с;
- Херсон: 25000–35000 м^3/с;
- відтік до Дніпровсько-Бузького лиману: 23000–32000 м^3/с.

За даними виконаного в УкрГМІ аналізу зображень високого розділення, отриманих з супутника Sentinel-2A, напередодні вибуху (05.06) площа Каховського водосховища A0 складала 2061 км^2, що відповідає зазначеній величині об'єму резервуару V_0=19,8 км^3. На 09 червня, тобто за 4 доби, площа зменшилася до величини A_1=1508 км^2 (Oreshchenko, 2023). Якщо вважати зміну об'єму після підриву дамби пропорційною зміні площі поверхні водойми, то середню витрату води Q_r за проміжок часу t=4 доби=345000 с можна визначити за простою формулою

$$Q_r = \frac{V_0(1 - A_1/A_0)}{t}. \qquad (4)$$

Якщо об'єм взяти у кубічних метрах, то при наведених вище числових значеннях змінних отримаємо Q_r=15398 м^3/с. Цю цифру можна скоригувати, якщо взяти до уваги, що зазначені зміни відбулися не за 4, а за 3 доби, тобто після вибуху вночі 06 червня 2023. Тоді результат (4) буде інший: $\boldsymbol{Q_r}$**=20495 м^3/с**. Порівняно з оцінкою (UNEP, 2023) для потоку на вході Дніпровсько-Бузького лиману, ця величина здається більш реалістичною, якщо взяти до уваги, що це фактично результат усереднення у часі, а не пікова витрата.

Надалі в розрахунках за формулами (1)–(3) будемо користуватися оцінкою (4), як найбільш придатною для усереднених показників динаміки Дніпровсько-Бузького плюму. Якщо порівняти цю оцінку з відомими величинами середніх і максимальних витрат води за даними вимірювань Каховської ГЕС 1960–2010 років (Ільїн, 2023), то отримаємо наступне. Витрата води (4) при t=3 доби більша у 14,4 раза, ніж середня місячна багаторічна величина (1424 м^3/с); у 10,5 раза — ніж середній місячний багаторічний максимум у сезонному ході, для травня (1958 м^3/с); нарешті, у 2,2 раза більша, ніж максимальна добова витрата, зареєстрована 6 травня 1970 року (9440 м^3/с).

Кількісні величини показників плюму на виході з Дніпровсько-Бузького лиману. Аномально потужний потік дніпровської води вочевидь призвів до того, що за 1–2 доби ДБЛ, принаймні його основний об'єм (за виключенням, можливо, глибинного шару у судноплавному каналі) був заповнений (переповнений) практично прісною водою, тобто можна покласти у формулі (3) $\rho=\rho_r$, тоді отримаємо $Q_{out}=Q_r$, тобто на виході з лиману об'ємний потік води дорівнює витратам річки Дніпро.

Результати оцінок показників у формулах (1), (2) наведено у *табл. 2* як за середніми багаторічними величинами для весняних і літніх місяців та усього року (Ільїн, 2023), так і для аномального виносу 6–9 червня 2023 року (нижній рядок, напівжирний шрифт). На *рис. 5* представлені результати розрахунків по формулах (1), (2) залежності глибини плюму H_b та відстані поширення плюму від берега Y від витрат річкового стоку Q_r в діапазоні 0 — 21000 м^3/с за умови $\rho=\rho_r$.

Таблиця 2. **Середні багаторічні місячні та річні показники динаміки Дніпровсько-Бузького плюму та показники аномального виносу після руйнування греблі Каховської ГЕС**

Терміни	Q_{out}, м³/с	g', м/с²	F	R_d, км	H_b, м	Y, км
Квітень	2440	0,107	0,226	6,409	2,20	27,309
Травень	2359	0,119	0,207	6,745	2,05	28,719
Червень	1636	0,122	0,142	6,846	1,68	29,093
Липень	1208	0,124	0,104	6,886	1,44	29,242
Серпень	1102	0,116	0,098	6,670	1,42	28,322
Рік	1823	0,107	0,169	6,398	1,89	27,215
6–9.06.2023	**20495**	**0,133**	**1,706**	**7,124**	**5,73**	**38,007**

Видно, що при величинах стоку 11000 м³/с і більше плюм з поверхнево-адвективного перетворюється на проміжний (за Янковським-Чапменом), який взаємодіє з дном до ізобати H_b та поширюється від берега на відстань майже до 40 км. Це відповідає оцінкам, зробленим за аналізом супутникових зображень (*рис. 1, 2*).

Таким чином, за 2–3 доби після підриву греблі Каховської ГЕС внаслідок аномального виносу дніпровської води утворився аномальний проміжний плюм ДБЛ, який досяг Одеської затоки та утворив антициклонічний вихор розміром близько 40 км у напрямку нормальному до берегової лінії.

Екологічні наслідки аномального виносу. Як свідчить карта розподілу хлорофілу на поверхні ПЗЧМ за 5 червня 2023 р. (*рис. 4, а*), напередодні вибуху греблі Каховської ГЕС спостерігалася типова структура прибережних вод після максимального сезонного виносу води й біогенних речовин з основних річкових систем регіону. Показники трофності вод у відповідності до вмісту хлорофілу, фосфору та відносної прозорості по диску Секкі наведені у *табл. 3* (Carlson, 1977).

За даними роботи (Ільїн, 2022), середній за 1992–2018 рр. винос з Дніпра до ДБЛ розчиненого неорганічного фосфору складав $178907 \cdot 10^3$ моль (5541,5 т) за рік, при річному об'ємі виносу води 41,709 км³. Відповідна кількість розчиненого неорганічного азоту складає $623697 \cdot 10^3$ моль (8736,1 т) на рік. Ці величини у перерахунку на 3 доби складуть відповідно: 45,547 т фосфору; 71,804 т азоту. Якщо у першому наближенні вважати зміну кількості речовини пропорційною зміні витрати річкової води, і узяти до уваги, що оцінена величина витрат води після вибуху (20495 м³/с) у 15,5 раза більша за середню величину за даними 1992–2018 рр. (1323 м³/с), отримаємо наступні оцінки ймовірного виносу біогенних речовин у ДБЛ і далі у відкрите море. Після підриву греблі у Чорне море надійшло за 3 доби (з 6 по 9 червня) близько 706 т розчиненого неорганічного фосфору та 1113 т розчиненого неорганічного азоту. Така незвичайно велика кількість поживних речовин вочевидь спричинила вибухове розмноження (цвітіння) фітопланктону.

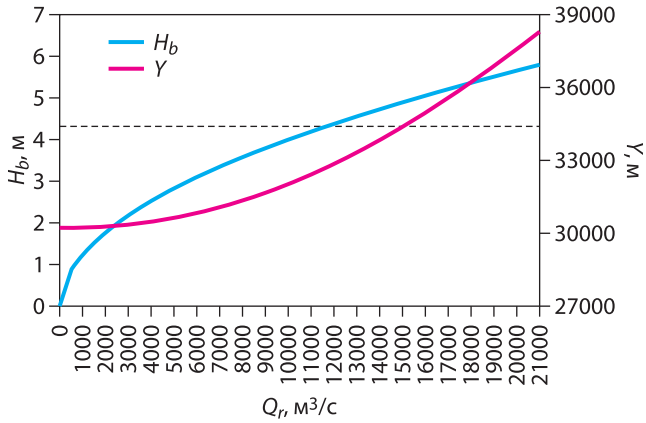

Рис. 5. Залежність глибини плюму H_b та відстані поширення плюму від берега Y від витрат річкового стоку Q_r відповідно до теорії Янковського-Чапмена. Пунктир — середня глибина Кінбурнської протоки 4,3 м

Як видно з карти хлорофілу за 1 липня (*рис. 4, б*), більшість акваторії шельфу ПЗЧМ упродовж червня 2023 року перейшла з класу оліготрофних та мезотрофних вод до еутрофних і гіпертрофних (див. *табл. 3*). Як вже зазначено вище, процес сезонної евтрофікації морських вод під впливом річкового стоку цього року відбувся принаймні на 1 місяць раніше.

Слід також звернути увагу на чорні плями на цій карті, що позначають зони невідповідності супутникових даних обмеженням методики (Hu et al., 2012) для вод типу 1. Це означає, що у відповідних зонах зображень червоного каналу супутникових сканерів видимого діапазону спостерігається підвищений сигнал через велику кількість завислої речовини, яка обумовлює підвищений рівень зворотного розсіяння світла. Порівнюючи карту хлорофілу (див. *рис. 4, б*) та зображення у природних кольорах (див. *рис. 3, б*)

Таблиця 3. **Співвідношення між індексом трофічного стану, хлорофілом, фосфором, глибиною диску Секкі та класом трофності вод**

Індекс трофічного стану	Хлорофіл, мг/м^3	Фосфор, мг/м^3	Глибина диску Секкі, м	Клас трофності вод
<30–40	0–0,26	0–1,2	>8–4	Оліготрофні або гіпотрофні
40–50	0,26–0,73	1,2–2,4	4–2	Мезотрофні
50–70	0,73–5,6	2,4–9,6	2–0,5	Еутрофні
70–100+	5,6–15,5+	9,6–38,4+	0,5–<0,25	Гіпертрофні

за 1 липня 2023 року, можна помітити, що чорні плями, витягнуті на карті у напрямках на південь від Кінбурнської протоки, на північний схід від дельти Дунаю та на схід від Дністровського лиману чітко маркують поширення вод типу 2, збагачених теригенною зависсю та розчиненою органікою, від джерел їхнього виносу з гирлових областей річок ПЗЧМ.

Таким чином, можна вважати, що аномально потужний та швидкий виніс вод Каховського водосховища у ДБЛ та на шельф ПЗЧМ сприяв:

1) надходженню до морського довкілля аномально високої кількості завислих речовин та сміття, яке не може бути (швидко) засвоєне і перероблене морською екосистемою;

2) ранньому та інтенсивному цвітінню фітопланктону, який споживає кисень, розчинений у верхніх шарах моря і запобігає розвиткові інших ланок харчового ланцюга, викликає заморні явища у придонному шарі моря;

3) викривленню сезонного циклу морської екосистеми, яке може виявитися також у подальші роки.

Більш докладні експертні оцінки екологічних наслідків вибуху греблі Каховської ГЕС для морського довкілля наведено в роботах (Тучковенко та ін., 2023; Vyshnevskyi et al., 2023).

ВИСНОВКИ

1. Проаналізовано серію супутникових зображень Північно-західної частини Чорного моря, зареєстрованих сканерами MODIS та VIIRS у видимому діапазоні спектра з 4 червня по 1 липня 2023 року. Отримано опис аномального поширення дніпровської води у морі після руйнування греблі Каховської ГЕС.

2. Відносно поведінки аномального виносу після вибуху Каховської ГЕС виділено три відтинки часу й відповідних динамічних режими поширення плюму.

3. Розраховані кількісні показники динаміки плюму на першому етапі поширення (6-10 червня 2023 р.) на основі оцінки середніх витрат води за 3 доби після вибуху греблі.

4. Отримано висновок, що аномальні витрати Дніпра (20,5 тис. м^3/с) продукують незвичайний режим динаміки плюму, а саме — надкритичний потік з Кінбурнської протоки, радіальне розширення шлейфу та проміжний плюм, захоплений дном до глибини близько 6 м, який просувався на шельфі зі швидкістю більше 50 см/с і швидко досягнув Одеської затоки, утворивши вихрову антициклонічну структуру, яка у подальшому збільшилася у попереку до більш ніж 40 км.

5. У першому наближенні припущено, що після підриву греблі у Чорне море надійшло за 3 доби (з 6 по 9 червня) близько 700 т розчиненого неорганічного фосфору та 1100 т розчиненого неорганічного азоту. Така незвичайно велика кількість поживних речовин вочевидь могла спричинити вибухове розмноження (цвітіння) фітопланктону.

6. На якісному рівні окреслено негативні екологічні наслідки для морського довкілля аномального виносу забруднювальних та біогенних речовин (гіпертрофування водної екосистеми, заморні явища на шельфі, порушення сезонного циклу розвитку компонент трофічного ланцюга тощо).

ПОДЯКА

Дослідження здійснено в УкрГМІ в рамках виконання НДР 9/21 "Динаміка перехідних вод у системах Дністровського та Дніпровсько-Бузького лиманів за даними спостережень та математичного моделювання" (2022–2024 рр., номер державної реєстрації 0122U002444).

ЛІТЕРАТУРА

1. Гришин Г.А., Ильин Ю.П. (1983). Изменчивость океанографических полей северо-западной части Черного моря по данным спутниковых видеоизображений. Методы обработки космической океанологической информации. Севастополь: МГИ АН УССР, 78–83.
2. Гришин Г.А., Ильин Ю.П., Нелепо А.Б. и др. (1984). Дешиф-

рирование космических изображений морской поверхности с использованием комплекса цифровой обработки СВИТ. *Исследования Земли из космоса*, **6**, 28–35.
3. Иванов В.А., Ильин Ю.П. (1995). Атмосферные и гидрологические условия, способствующие распространению речных вод в северо-западной части Черного моря. Комплексные экологические исследования Черного моря. Севастополь: МГИ АН УССР, 68–81.
4. Ильин Ю.П. (1999). Распространение речных вод. Природные условия взморья реки Дунай и острова Змеиный. под ред. В.А. Иванова, С.В. Гошовского. Севастополь: МГИ НАНУ, 59–73.
5. Ильин Ю.П. (2006). Гидрологический режим распространения речных вод в северо-западной части Черного моря. *Наукові Праці УкрНДГМІ*, **255**, 242–251.
6. Ільїн Ю.П. (2022). Середні багаторічні величини та мінливість потоків води, солі та розчинених біогенних речовин в системі Дніпровсько-Бузького лиману. *Метеорологія. Гідрологія. Моніторинг довкілля*, **2**, 71–80. DOI: 10.31481/uhmj.29.2022.05.
7. Ільїн Ю.П. (2023). Середній стан та сезонна мінливість структури і динаміки перехідних вод Дніпровсько-Бузької гирлової області. *Український гідрометеорологічний журнал*, **32**, 63–79. DOI: 10.31481/uhmj.32.2023.05.
8. Ильин Ю.П., Гришин Г.А., Бикбаева Р.А. (1986). Изменчивость поля солености и динамика северо-западной части Черного моря. Неконтактные методы и средства измерений океанографических параметров. Москва: Наука, 171–174.
9. Ильин Ю.П., Гришин Г.А. (1988). Летнее распреснение северо-западной части Черного моря и возможность его контроля по спутниковым видеоданным. Географическая интерпретация аэрокосмической информации. Москва: Наука, 119–125.
10. Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н. и др. (2012). Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2: Черное море. Севастополь: МО УкрНИГМИ. 421 с.
11. Тучковенко Ю.С., Кушнір Д.В., Овчарук В.А. та ін. (2023). Особливості розповсюдження в Чорному морі розпріснених і забруднених перехідних вод з Дніпровсько-Бузького лиману після руйнування греблі Каховського водосховища. *Український гідрометеорологічний журнал*, **32**, 95–114. DOI: 10.31481/uhmj.32.2023.07.
12. Carlson R.E. (1977). A trophic state index for lakes. *Limnology and Oceanography*, **22 (2)**, 361–369.
13. Gordon H.R. (2019). Physical Principles of Ocean Color Remote Sensing. University of Miami. 995. DOI: https:// doi.org/10.33596/ppocrs-19.
14. Gordon H.R., Morel A.Y. (1983). Remote Assessment of Ocean Color for Interpretation of Satellite Visible Imagery (A Review). Springer-Verlag, New York. 114. DOI: https://doi.org/ 10.1029/LN004.
15. Hu C., Lee Z., Franz B. (2012). Chlorophyll a Algorithms for Oligotrophic Oceans: A Novel Approach Based on Three-band Reflectance Difference. J. Geophys. Res., 117, C01011. 25. DOI:10.1029/2011JC007395.
16. Oreshchenko A. (2023). Draining of the Kahovka Water Reservoir Caused by the Russian Blowing of the Hydroelectric Plant Dam. International Conference of Young Scientists on Meteorology, Hydrology and Environmental Monitoring (November 15–16, 2023, Kyiv, Ukraine). Ukraine: Kyiv. 34.
17. United Nations Environment Programme. (2023). Rapid Environmental Assessment of Kakhovka Dam Breach; Ukraine, 2023. Nairobi, Kenya. DOI: 10.59117/ 20.500.11822/43696
18. Vyshnevskyi V., Shevchuk S., Komorin V., et al. (2023). The Destruction of the Kakhovka Dam and its Consequences. Water International, published online. 17. DOI: 10.1080/02508060.2023.2247679.
19. Yankovsky A.E., Chapman D.C. (1997). A Simple Theory for the Fate of Buoyant Coastal Discharges. *J. Phys Oceanogr*, **27**, 1386–1401.
20. Yankovsky A.E., Lemeshko E.M., Ilyin Y.P. (2004). The Influence of Shelfbreak Forcing on the Alongshelf Penetration of the Danube buoyant water, Black sea. *Continental Shelf Research*, **24**, 1083–1098. DOI: 10.1016/j.csr.2004.03.007.

REFERENCES

1. Grishin G.A., Ilyin Y.P. (1983). Variability of oceanographic fields in the northwestern part of the Black Sea based on satellite video data. Methods of the Space Oceanographic Information Processing. Sevastopol: MHI. 78–83. [In Russian].
2. Grishin G.A., Ilyin Y.P., Nelepo A.B., et al. (1984). Interpretation of cosmic images of the sea surface using a digital processing complex SVIT. *Earth Exploration from Space*, **6**, 28–35. [In Russian].
3. Ivanov V.A., Ilyin Y.P. (1995). Atmospheric and hydrological conditions that promote riverine water expansion in the north-western part of the Black Sea. Comprehensive Environmental Studies of the Black Sea. Sevastopol: MHI. 68–81. [In Russian].
4. Ilyin Y.P. (1999). Expansion of the riverine water. Natural conditions of the seaside of the Danube River and the Snake Island. Ivanov V.A., Goshovsky S.V. (eds). Sevastopol: MHI. 5–73. [In Russian].
5. Ilyin Y.P. (2006). Hydrological regime of riverine waters expansion in the North-Western part of the Black Sea. *Scientific works of UHMI*, **255**, 242–251. [In Russian].
6. Ilyin Yu.P. (2022). Average long-term values and variability of water, salt and dissolved nutrient flows in the system of the Dnieper-Bug estuary. *Meteorology. Hydrology. Environmental monitoring*, **2**, 71–80. [In Ukrainian].
7. Ilyin Yu.P. (2023). Average condition and seasonal variability of the structure and dynamics of transitional waters in the Dnieper-Bug estuary region. *Ukrainian Hydrometeorological Journal*, **32**, 63–79. DOI: 10.31481/uhmj.32.2023.05 [In Ukrainian].
8. Ilyin Y.P., Grishin G.A., Bikbaeva R.A. (1986). Salinity Field Variability and Dynamics of the Northwestern Black Sea. Non-Contact Methods and Instruments for the Oceanographic Parameters Measuring. Moscow: Nauka. 171–174. [In Russian].
9. Ilyin Y.P., Grishin G.A. (1988). Summer desalination of the northwestern part of the Black Sea and the possibility of its control by satellite video data. Geographical interpretation of aerospace information. Moscow: Nauka. 119–125. [In Russian].
10. Ilyin Y.P., Repetin L.N., Belokopytov V.N. et al. (2012). Hydrometeorological conditions of the Ukrainian seas. Vol. 2: The Black Sea. Sevastopol: MB UHMI. 421. [In Russian].
11. Tuchkovenko Yu.S., Kushnir D.V., Ovcharuk V.A., et al. (2023). Characteristics of Black Sea dispersion of freshened and polluted transitional waters from the Dnipro-Bug estuary after destruction of the Kakhovka reservoir dam. *Ukrainian Hydrometeorological Journal*, **32**, 95–114. DOI: 10.31481/uhmj.32.2023.07 [In Ukrainian].

12. Carlson R.E. (1977). A trophic state index for lakes. *Limnology and Oceanography*, **22 (2)**, 361–369.
13. Gordon H.R. (2019). Physical Principles of Ocean Color Remote Sensing. University of Miami. 995. DOI: 10.33596/ppocrs-19.
14. Gordon H.R., Morel A.Y. (1983). Remote Assessment of Ocean Color for Interpretation of Satellite Visible Imagery (A Review). Springer-Verlag, New York. 114. DOI: 10.1029/LN004.
15. Hu C., Lee Z., Franz B. (2012). Chlorophyll a Algorithms for Oligotrophic Oceans: A Novel Approach Based on Three-band Reflectance Difference. *J. Geophys. Res*., **117**, C01011. 25. DOI:10.1029/2011JC007395.
16. Oreshchenko A. (2023) Draining of the Kahovka Water Reservoir Caused by the Russian Blowing of the Hydroelectric Plant Dam. International Conference of Young Scientists on Meteorology, Hydrology and Environmental Monitoring (November 15–16, 2023, Kyiv, Ukraine). Ukraine: Kyiv. 34.
17. United Nations Environment Programme. (2023). Rapid Environmental Assessment of Kakhovka Dam Breach; Ukraine, 2023. Nairobi, Kenya. DOI: 10.59117/ 20.500.11822/43696.
18. Vyshnevskyi V., Shevchuk S., Komorin V., et al. (2023). The Destruction of the Kakhovka Dam and its Consequences. Water International, published online. 17. DOI: 10.1080/02508060.2023.2247679.
19. Yankovsky A.E., Chapman D.C. (1997). A Simple Theory for the Fate of Buoyant Coastal Discharges. *J. Phys Oceanogr*., **27**, 1386-1401.
20. Yankovsky A.E., Lemeshko E.M., Ilyin Y.P. (2004). The Influence of Shelfbreak Forcing on the Alongshelf Penetration of the Danube buoyant water, Black sea. *Continental Shelf Research*, **24**, 1083–1098. DOI: 10.1016/j.csr.2004.03.007.

Yuriy Ilyin
ORCID: 0000-0002-7717-6472
ypilyin@gmail.com

Ukrainian Hydrometeorological Institute, Kyiv

SPREADING OF THE EXTREME WATER DISCHARGE FROM THE DNIPRO-BUH ESTUARY INTO THE BLACK SEA IN JUNE 2023 BY SATELLITE OBSERVATIONS DATA

A series of satellite images of the Northwestern part of the Black Sea, recorded by the MODIS and VIIRS scanners in the visible range of the spectrum from June 4 to July 1, 2023, were analyzed. Data from operational observations of the river water level and wind and seawater salinity on the Northwestern coast of the Black Sea were also used. A description of the Dnipro water anomalous distribution of in the sea after the Russian occupiers blew up the Kakhovka reservoir's dam was obtained. Three time intervals and corresponding dynamic modes of the riverine water spreading are allocated. Quantitative indicators of the riverine water dynamics in the sea at the first stage of its expansion are calculated based on the assessment of the average water discharge for 3 days after the dam explosion. It was concluded that the abnormal discharges of the Dnipro (20.5 thousand m3/s) produce an unusual mode of the riverine water dynamics in the sea, namely, the supercritical flow from the Kinburn Strait and the formation of a buoyant plume that interacts with the bottom at a depth of no more than 6 m. According to satellite observations, the plume of turbid riverine waters moved on the shelf at a speed of more than 50 cm/s and quickly reached the Odesa Bay, forming an anticyclonic eddy structure, which later increased to more than 40 km in diameter. As a first approximation, it is accepted that after the dam explosion, about 700 tons of dissolved inorganic phosphorus and more than 1,000 tons of dissolved inorganic nitrogen entered the Black Sea. Such an unusually large amount of nutrients could obviously cause the explosive reproduction (blooming) of phytoplankton. At the qualitative level, the negative environmental consequences for the marine environment of the abnormal input of pollutants and nutrients are outlined.

Keywords: *satellite observations, Kakhovka HPP explosion, river runoff, transitional waters, buoyant plume, marine currents, environmental pollution.*