

УДК 551.465+551.468.6

СЕРЕДНІЙ СТАН ТА СЕЗОННА МІНЛИВІСТЬ СТРУКТУРИ І ДИНАМІКИ ПЕРЕХІДНИХ ВОД ДНІПРОВСЬКО-БУЗЬКОЇ ГИРЛОВОЇ ОБЛАСТІ

Ю. П. Ільїн

Український гідрометеорологічний інститут ДСНС України та НАН України,
пр. Науки, 37, 03038, Київ, Україна, ypilyin@gmail.com

На основі даних багатолітніх берегових та експедиційних спостережень розглянуто структуру і динаміку перехідних вод в системі Дніпровсько-Бузького лиману (ДБЛ) до руйнування Каховської ГЕС як основу для майбутнього опису змін гідрологічного режиму. Побудовано середні річні й сезонні карти та вертикальні розрізи температури і солоності. Проаналізовано головні чинники формування та поширення перехідних вод – річковий стік, контраст солоності (густини) та приземний вітер. Розраховано і проаналізовано низку розмірних й безрозмірних критеріїв та показників динаміки перехідних вод в межах та за межами ДБЛ.

Аналіз попередніх досліджень трансформації річкових вод у Північно-Західній частині Чорного моря (ПЗЧМ) та динаміки плавучих шлейфів в інших районах прибережної смуги Світового океану дозволяє встановити зовнішньою межею перехідних вод ПЗЧМ ізохаліну 14 ‰.

За даними моніторингу 1992 – 2020 років найвищий ступінь розпріснення ДБЛ і виносу перехідної води з Кінбурнської протоки відзначався навесні, в умовах зростання об'єму річкового стоку і переважання вітру зі сходу. При цьому збільшення повторюваності південного вітру сприяло притисканню пльому до узбережжя за межами лиману. Влітку посилювався вплив морських вод на ДБЛ через зменшення річкового стоку та збільшення повторюваності західного вітру. Відповідно до теоретичних критеріїв, за маловітряних умов естуарій продукує поверхнево-адвективний шлейф, який зазнає впливу плавучості та сили Коріоліса, без ефекту тертя у придонному граничному шарі. Відстань, на яку поширюється такий плюм, навіть влітку не перевищує половини шляху від Кінбурнської протоки до Одеської затоки. Потрапляння туди перехідних вод ДБЛ навесні та восени можуть сприяти супутні вітрові течії. Головним чинником літньої динаміки шлейфу стає західний вітер і генеровані ним течії, які перешкоджають поширенню перехідних вод на захід уздовж берега, відтискаючи їх у бік лиману та на південь від нього. Це не заперечує можливості іншої поведінки пльому, обумовленої збільшенням об'єму річкового стоку та синоптичною мінливістю поля вітру в конкретні роки і місяці.

Ключові слова: солоність і температура води; перехідні води; шлейф; плюм; плавучість; річковий стік; вітер; морські течії.

1 ВСТУП

Після руйнування військами РФ греблі Каховської ГЕС 6 червня 2023 року може суттєво змінитися гідрологічний режим гирлової ділянки р. Дніпро, Дніпровсько-Бузького лиману і прилеглих районів Чорного моря. Одна зі складових цього режиму – формування та поширення перехідних (транзитних) вод, які є об'єктом державного моніторингу відповідно до постанови Кабінету Міністрів України № 758 від 19 вересня 2018 р. Для відновлення післявоєнної системи гирлових і морських гідрометеорологічних і

гідрохімічних спостережень, а також аналізу результатів моніторингу необхідно виконати узагальнення попередніх даних і встановити середні показники режиму перехідних вод, які у подальшому будуть базою для порівняння і опису майбутніх змін.

Відповідно до Водного кодексу України, перехідні води – це поверхневі води у межах гирлової ділянки річки, а також лиманів, де відбувається змішування прісних та солоних вод. Таке визначення не відповідає численним результатам вітчизняних і закордонних досліджень, які доводять, що змішування і

трансформація річкових вод відбувається також далеко за межами річкових гирл та естуаріїв (або лиманів), тобто гирлових областей річок.

Особливу роль річковий стік грає у формуванні структури і динаміки вод Чорного моря, зокрема його Північно-Західної частини (ПЗЧМ), де знаходяться гирлові області найбільших рік – Дунаю, Дніпра з Південним Бугом та Дністра. Разом ці джерела постачають у середньому 76 % прісних вод [1], які далі трансформуються у кілька етапів, доки не перетворюються у поверхневу водну масу Чорного моря [2, 3].

Внаслідок взаємодії річкових і морських вод, в лиманах формуються перехідні води, а за межами лиманів утворюються «плюми» або «шлейфи» (обидва терміни є синонімами і використовуватимуться надалі) розпріснених вод, що поширюються уздовж прилеглих ділянок морського узбережжя та, за деяких умов, у бік відкритого моря, утворюючи з морськими прибережними водами локальні гідрологічні фронти.

Порівняно з морськими водами, річкові та перехідні води завжди мають меншу прозорість, більш зелений або жовтий колір через більший вміст завислих і розчинених домішок, включно з біогенними та забруднювальними речовинами. Поширення (адвекція) перехідних вод значно погіршує привабливість відпочинку на прилеглих морських узбережжях. Цей процес також впливає на морське риболовство та аквакультуру. Тому гирлові області річок ПЗЧМ є традиційними об'єктами екологічного моніторингу морського довкілля.

Метою даної роботи є дослідження середньої багаторічної структури і динаміки перехідних вод (включно з їх сезонною мінливістю) в системі Дніпровсько-Бузької гирлової області (ДБГО), яка складається з гирлових ділянок річок Дніпра і Південного Бугу, Дніпровсько-Бузького лиману (ДБЛ) та прилеглих районів ПЗЧМ.

Відповідно до цього побудовано подальший матеріал статті. На початку наведено стислі характеристики вивченості проблеми та географічних умов району дослідження. Далі дано опис методики дослідження та перелік використаних даних спостережень. Побудовано середні річні й сезонні карти та вертикальні розрізи температури і солоності ДБГО. Проаналізовано головні чинники формування та поширення перехідних вод – річковий стік, контраст солоності (густини) та приземний

вітер. Розраховано і проаналізовано низку розмірних й безрозмірних критеріїв та показників динаміки перехідних вод в межах та за межами ДБЛ.

2 ВИВЧЕНІСТЬ ПРОБЛЕМИ

2.1 Огляд публікацій

Питання поширення і трансформації річкових вод у Чорному морі ґрунтовно досліджувалися в монографії [2]. Ця робота базувалася на даних спостережень, накопичених до кінця 1960-х років. Після того отримано набагато більше гідрологічної інформації, а дослідження з даної проблеми не втратили актуальності [3 – 7], перш за все – у зв'язку з кліматичними змінами останніх десятиріч і проблемами екологічного моніторингу річкових і морських вод.

В роботі [3] на основі статистичного аналізу даних про солоність S поверхневих вод ПЗЧМ запропонована класифікація розпріснених (трансформованих) вод та фронтів, які утворюються між ними: 1) Зона первинної трансформації, включно з фронтом первинної трансформації (гідрофронтом), $S = 3 - 10$ ‰. До цієї зони можна додати прісні (~ 0 ‰) води гирлових водотоків річки, де власне починається процес змішування (трансформації). 2) Зона вторинної трансформації між ізохалинами 10 і 14 ‰, що обмежується фронтом вторинної трансформації. 3) Зона повної трансформації, зовнішньою межею якої є фронт повної трансформації (ізохалина $S = 17$ ‰). Води з солоністю на поверхні моря $S > 17$ ‰ вважаються морськими поверхневими водами ПЗЧМ.

Встановлено, що живлення річковим стоком безпосередньо впливає на води перших двох зон, а далі трансформація і поширення розпрісненої води відбувається переважно за рахунок адвекції та турбулентної дифузії у відкритому морі. *Надалі будемо вважати перехідними водами ті, що відносяться до зон початкової та вторинної трансформації річкових вод.*

Феноменологія перехідних вод **складається з двох етапів:**

- перетворення річкової води, що надходить з русла або дельтових водотоків річки, в межах відкритого естуарію (затоки, лиману);
- утворення та поширення шлейфу розпріснених вод як цілісного елементу структури прибережного району моря (поза межами естуарію).

Доступна початкова інформація щодо визначення та типізації естуаріїв, а також

процесів водообміну та перемішування внаслідок взаємодії з океаном викладена в навчальному курсі [8]. Зокрема, там наведені морфологічні типи естуаріїв та їхня класифікація за переважаючими динамічними процесами. Остання запозичена з роботи [9]. Розглянуто також класичні моделі водообміну через протоки у застосуванні до естуарію [10]. Найбільш змістовні огляди стану вивчення фізичних процесів в естуаріях представлені в роботах [11, 12]. Експериментальному та теоретичному вивченню взаємодії естуарію з прилеглим шельфом присвячені, наприклад, роботи [13 – 15].

Загалом можна відзначити, що формування і підтримання структури перехідних вод в естуарії визначається балансом і взаємодією двох головних механізмів: 1) утворенням вертикальної стратифікації (плавучості) шляхом постачання у резервуар, заповнений морською водою, більш легких прісних вод річкового стоку; 2) руйнування стратифікації процесами горизонтального і вертикального перемішування. Відносний внесок цих механізмів обрховується за допомогою естуарного числа Річардсона [16].

Якщо не вдаватися в деталі взаємодії процесів підтримки стратифікації (плавучості) та турбулентного перемішування, а також циркуляції вод в межах естуарію, то можна використовувати інтегральні, або бокс-моделі, які призначені для оцінки результуючих параметрів водообміну з прилеглим морем [17 – 19]. Бокс-модель естуарію (БМЕ) дозволяє також коректно інтерпретувати дані спостережень і формувати реалістичні граничні умови для велико- та мезомасштабних чисельних моделей океанів і морів [18, 20, 21].

Аналіз літературних джерел і наявних даних дозволяє зробити висновок, що, наприклад, для Дністровського лиману можна застосувати нестратифіковану БМЕ, а для Дніпровського і Бузького лиманів доцільно врахувати стратифікацію в рамках двох-шарової БМЕ, якщо розглядати у якості нижнього шару воду у вузькому судноплавному каналі.

Низка досліджень присвячена фізичним механізмам та просторовій структурі шлейфів (плюмів) трансформованих річкових (перехідних) вод, що виходять безпосередньо в море з гирлових водотоків річок (як у випадку дельти Дунаю) або з естуаріїв (таких, як Дніпровсько-Бузький та Дністровський лимани). Це, наприклад, роботи [22 – 29]. Шляхом застосування систем рівнянь руху, нерозривності

і стану морської води та введення характерних масштабів змінних з'ясовані гідродинамічні розмірні та безрозмірні критерії, що визначають характер та подальшу поведінку плюмів після виходу їх з естуарію у відкрите море. Такими критеріями є числа Фруда, Кельвіна та Екмана, бароклінний радіус деформації Россбі та інші. Деякі з них будуть використані далі в цій роботі.

В структурі плюмів розглядаються чотири регіони, які суттєво відрізняються між собою домінуючим динамічним балансом [26]: 1) виток: область в естуарії або всередині гирла річки, де генерується початкова плавучість і імпульс річкового шлейфу; 2) ближнє поле: струменеподібна область початкового розширення шлейфу, де імпульс шару шлейфу домінує над його плавучістю, що призводить до інтенсивного перемішування; 3) Середнє поле: область, де обертання Землі починає домінувати, зупиняючи поширення шлейфу і повертаючи шлейф у напрямку вздовж узбережжя (праворуч у північній півкулі); 4) далеке поле: область за середнім полем, де шлейфова вода втратила будь-яку пам'ять про імпульс втікання, але все ще відрізняється від навколишньої води. Неважко помітити, що ці динамічні райони відповідають зонам первинної, вторинної та повної трансформації прісних вод ПЗЧМ [3], тобто райони витоку та ближнього поля відповідають зонам солоністю 0-10, середнього поля – 10-14, а далекого – 14-17 ‰. І якщо вважати, що перехідними є води, які відчувають вплив початкового імпульсу, заданого витратами річкової води, то отримуємо граничний критерій поширення перехідних вод ПЗЧМ – ізохаліну 14 ‰. На сезонних картах розподілу солоності ПЗЧМ видно, що ця ізохаліна виходить далеко за межі відкритих лиманів, особливо у весняно-літній сезон [5, 6].

Теорія Янковського-Чапмена [29] дає специфічні масштаби довжини та глибини, за допомогою яких можна визначити різновид та поведінку плюму на основі геометричних параметрів протоки, через яку виноситься перехідна вода у море, швидкості течії у протоці та середньої густини (солоності) вод плюму і прилеглого моря. Теорія пояснює структуру та поширення від берега плавучого витоку води (плюму) з ріки або естуарію на шельф в умовах слабого вітру та відсутності фонові течії. Розглядаються два конкуруючі механізми, які рухають плюм від берега: 1) радіальне розширення більш легкої води поверх оточуючих вод, яка далі відхиляється силою Коріоліса і утворює антициклонічний

циклострофічний плум, та 2) переніс від берега у придонному граничному шарі з тертям, який рухає весь плум від берега, поки існує контакт зі дном.

Вплив вітру, який генерує турбулентне перемішування та вітрові течії на поверхні і в товщі морських вод, може сприяти поширенню плуму уздовж берега або притисканню до нього, а також сприяти переносу плуму від берега та повному руйнуванню його структури. Це залежить від напрямку вітру відносно берегової лінії та джерела витoku плуму, а також рельєфу дна у районі [26, 28].

2.2 Географічна характеристика району дослідження

Дніпровсько-Бузька гирлова область складається з гирла р. Південний Буг, Бузького лиману (БЛ), дельти р. Дніпро, Дніпровського лиману (ДЛ) та прилеглого району відкритого моря. ДЛ і БЛ поєднані між собою Сакенською протокою. До БЛ надходять води р. Південний Буг, а до ДЛ – р. Дніпро. ДЛ поєднується з Чорним морем через Кінбурнську протоку. Систематичні гідролого-гідрохімічні дослідження ДБГО виконуються експедиційними суднами та береговими станціями і постами Миколаївського центру з гідрометеорології ДСНС України. На рис. 1 показана карта ДБГО з розташованими в її межах морськими гідрометеорологічними

станціями (МГ) Миколаїв, Очаків, Херсон та постами (МГП) Аджиголю, Парутине, Станіслав, Касперівка, Геройське.

Всебічну інформацію про гідрологічний режим Дніпровсько-Бузького лиману (ДБЛ) наведено в монографії [30]. Питання мінливості окремих показників гідрологічних та гідрохімічних умов системи лиманів та гирл річок, що до них втікають, а також водообміну з прилеглим морем розглянуті, зокрема, в працях [31 – 37]. Приклади чисельного моделювання процесів переносу води й речовин в системі ДБГО наведено в публікаціях [38 – 41].

Морфометричні параметри ДБЛ [30]: площа – 928 км², об'єм – 4,1 км³, середня глибина – 4,4 м.

За оцінками [40], окремі параметри Дніпровського і Бузького лиманів: площа - 764,7 і 163,3 км²; об'єм - 3,27 і 0,83 км³; середня глибина - 4,3 і 5,0 м відповідно.

Довжина ДЛ від краю дельти р. Дніпро до середини Кінбурнської протоки 63 км, середня ширина 12,1 км, середня площа поперечного перетину 52030 м². Довжина БЛ від Варварівського мосту у м. Миколаїв до середини Сакенської протоки 45,4 км; середня ширина 3,6 км; середня площа перетину 18000 м².

Мінімальна ширина Кінбурнської протоки становить 3,7 км, а середня глибина – 4,4 м (максимум у вузькому суднохідному каналі – до 20 м). Сакенська протока має ширину 5,4 км на траверзі мису Сакен, а середню глибину – близько 5 м.



Рис. 1 – Дніпровсько-Бузька гирлова область та мережа гідрометеорологічних станцій і постів. Сині цифри – глибина (м)
Fig. 1 – Dniipro-Bug estuary region and a network of hydrometeorological stations and posts. Blue numbers – water depth (m)

Середня багаторічна величина стоку р. Дніпро за даними замикаючого створу Каховської ГЕС до її руйнування становить (\pm середньоквадратичне відхилення) $41,432 \pm 8,78$, а р. Південний Буг за даними замикаючого створу с. Олександрівка – $2,712 \pm 0,69$ км³/рік. Середні показники солоності (шару від поверхні до дна) за даними моніторингу Гідрометслужби 1992-2020 років: Бузького лиману $6,35 \pm 4,79$ ‰; Дніпровського лиману $6,78 \pm 5,76$ ‰; прилеглої ділянки Чорного моря $12,61 \pm 4,71$ ‰ [40].

3 МЕТОДИКА АНАЛІЗУ ТА ВИКОРИСТАНІ ДАНІ

Перший крок дослідження – побудова за даними гідрологічних спостережень та аналіз карт і розрізів розподілу перехідних вод. Експедиційні роботи у межах ДБГО виконувалися фахівцями Миколаївського ЦГМ на дослідницькому судні «Тайфун» протягом 1992-2020 років. Спостереження та відбір проб на гідрохімічний аналіз проводилися відповідно до щорічних планів експедиційних робіт на мережі визначених океанографічних станцій на заданих горизонтах за допомогою батометричних серій. Залежно від обсягу параметрів, що досліджувалися (категорій станцій у програмі державного моніторингу), дискретність спостережень була у межах від 1 декади до 3 місяців. Брак даних у зимовий сезон (з грудня по лютий) через суворі погодні та льодові умови не дозволяє побудувати гідрологічні карти та розрізи, але для весни (березень – травень), літа (червень – серпень) та осені (вересень – листопад), а також загалом для усього року (без зими) є достатньо інформації для статистично достовірних оцінок середньої багаторічної горизонтальної і вертикальної термохалінної структури вод.

Головним показником перехідної води є солоність, низькі значення якої генерують аномалію густини (плавучість) відносно прибережної морської води. Але у сезонних змінах густини важливу роль відіграє також температура води. Карті і розрізи обох гідрологічних величин побудовано за допомогою програмного комплексу ODV (Ocean Data View), який має у своєму складі програму об'єктивного аналізу полів DIVA (Data-Interpolating Variational Analysis) [42].

Подальший аналіз середніх багаторічних показників структури і динаміки перехідних вод

(включно з їх сезонною мінливістю) проводився у послідовності, яка викладена у оглядовій статті [26]. Перш за все розраховувалися середні річні і місячні величини естуарного числа Річардсона [27]:

$$Ri_e = (g'_r Q_r)/(L_e u^3), \quad (1)$$

де $g' = g(\rho_0 - \rho)/\rho_0$ – приведена гравітація; g – прискорення сили тяжіння, м/с²; $(\rho_0 - \rho)/\rho_0$ – відносна аномалія густини води або плавучість (ρ – густина води, кг/м³; ρ_0 – густина фонові морської води); g'_r – приведена гравітація для $\rho = \rho_r$ (ρ_r – густина прісної річкової води з солоністю $S=0$); Q_r – об'єм річкового стоку (витрата води), м³/с; L_e – середня ширина естуарію, м; u – швидкість течії, м/с (в [27] це середня амплітуда припливних течій; у випадку безприпливного естуарію ДБЛ її можна замінити середнім за глибиною модулем швидкості вітрових течій). Естуарне число Річардсона показує співвідношення між процесом, що підтримує плавучість шляхом надходження річкової води, і турбулентним перемішуванням, яке руйнує стратифікацію. $Ri_e \sim 1$ означає, що ці процеси знаходяться у рівновазі.

Структуру і динаміку плюму на виході з естуарію визначає число Фруда F , яке у даному випадку є співвідношенням швидкості течії води у вихідній протоці та фазової швидкості внутрішніх хвиль, що генеруються у шарі стрибка густини на нижній межі шлейфу:

$$F = u_s/(g'h_s)^{1/2}, \quad (2)$$

де $u_s = Q_{out}/(L_s h_s)$ – швидкість течії на виході з естуарію (у протоці); Q_{out} – об'ємний потік води, що витікає з протоки; L_s , h_s – ширина й глибина протоки відповідно. Для зони витoku відповідне число Фруда F_r буде базуватися на параметрах ρ_r , g'_r та середній глибині естуарію h_e , а замість u_s можна скористатися оцінкою швидкості стокової течії $u_r = Q_r/h_e L_e$.

Експериментальним шляхом встановлено, що для оцінки Q_{out} у Кінбурнській протоці ДЛ можна скористатися простою моделлю Кнудсена [10]:

$$Q_{out} = Q_r(\rho_0 - \rho_r)/(\rho_0 - \rho). \quad (3)$$

Формула (3) справедлива для рівняння балансу води в естуарії $Q_{out} - Q_{in} = Q_r$, де Q_{in} – об'ємний потік води, що втікає з моря до естуарію, якщо знехтувати потоками

атмосферних опадів, випаровування та підземних вод у порівнянні з річковим стоком. Для гирлових областей великих річок їхня величина зазвичай не перевищує помилку визначення витрат річкової води (~10%). Врахування цих потоків потребує додання їхніх величин у праву частину рівняння балансу та підстановки цієї суми замість Q_r в (3). Формула (3) дає відносне відхилення 6-7 % від оцінок, отриманих за допомогою емпіричних залежностей між потоками водообміну у Кінбурнській протоці [34], що є співставним з точністю самих емпіричних формул, апроксимованих за даними багаторічних прямих вимірювань течій.

Величини числа Фруда визначають режим потоку: $F = 1$ – критичний; $F < 1$ – докритичний; $F > 1$ – надкритичний. В [26] пропонується наступна послідовність характеристики плюму.

Якщо в естуарії $F_r < 1$, тоді перевіряється район витoku з естуарія (протока). Якщо гирло річки виходить безпосередньо у море і $F_r \geq 1$, то плюм радіально розширюється і швидко перемішується з оточуючими морськими водами завдяки зсувній нестійкості та впливу вітру й хвиль (режим ближнього поля). Якщо на виході з естуарію $F \geq 1$, плюм переходить у режим ближнього поля, потім в режим середнього поля, де відхиляється силою Коріоліса і спрямовується уздовж берега, переходячи в режим дальнього поля. Якщо ж $F < 1$, то плюм потрапляє під вплив механізмів середнього і дальнього поля, тобто обертання Землі, вітрового і зсувного перемішування та можливого захвату плюму дном. На цьому етапі можна скористатися висновками теорії Янковського-Чапмена [29].

Плюм залишається прикріпленим до дна моря до глибини (м), яка задається виразом:

$$H_b = (2Q_{out}/g')^{1/2}, \quad (4)$$

де $f = 2\omega \sin\varphi$ – параметр Коріоліса (ω – частота обертання Землі, s^{-1} ; φ – географічна широта).

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

$$Y = 2Rd(3+F^2)/(2+F^2)^{1/2}, \quad (5)$$

де $Rd = (g'h_s)^{1/2}/f$ – барокліний радіус деформації Россбі (м).

Формула (4) використовується як критерій взаємодії плюму з дном після того, як за критерієм $F < 1$ з'ясується, що плюмом

керують механізми перемішування середнього та дальнього полів – обертання Землі, градієнти тиску (густини води), екманівський зсув, вітрові хвилі.

Обидва масштаби (4, 5) залежать лише від параметрів протоки, об'єму річкового стоку та контрасту густини (солоності) води плюму з морською водою на шельфі. Відповідно до теорії Янковського-Чапмена, за умов слабких або відсутніх вітрів та фонових течій існує три можливих сценарію:

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

В роботі Уїтні та Гервайна [28] запропоновано оцінювати вплив вітру на плавучі річкові шлейфи за допомогою індексу сили вітру W_s , тобто співвідношення швидкостей течій, які генеруються вітром (u_w) та плавучістю (u_s):

$$W_s = u_w/u_s, \quad (6)$$

Оцінку середньої по глибині швидкості вітрової течії на мілкому шельфі, з урахуванням співвідношення густини повітря і води та числових значень коефіцієнтів тертя вітру на поверхні і тертя води на дні моря, отримано у вигляді [28]:

$$u_w = 0,0265U, \quad (7)$$

де U – швидкість вітру (м/с). Розглядається лише уздовжберегова складова вектору вітру (її знаки: + супутній, – зустрічний напрямки відносно поширення плюму). У випадку ДБГО це, відповідно, східний (направлений на захід) та західний (на схід) напрямки зональної складової вітру. Екманівське відхилення вектору течії від напрямку вітру з глибиною тут знехтуване, тому що за малих глибин існує баланс між поверхневою напругою вітру і тертям води у

дна; це т. зв. фрикційно відрегульований потік (frictionally adjusted flow) [43].

Для обчислення густини води за даними про її температуру і солоність застосовано рівняння стану морської води [44], закладене у програмний комплекс ODV [42].

Середні річні і місячні величини солоності води та швидкості вітру, а також сезонні рози повторюваності вітру за напрямками отримано за даними спостережень 1960-2010 років на МГ Очаків. 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 [6]. Вхідні дані для розрахунків за формулами (1) – (7) зведені в табл. 1. Морфометричні параметри лиману і протоки наведені у попередньому розділі.

4 РЕЗУЛЬТАТИ ТА ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

4.1 Солоність і температура ДБГО

На рис. 2 представлені середні річні та сезонні карти солоності і температури води (без зими) на поверхні Дніпровсько-Бузької гирлової області. Перш за все слід відзначити, що вплив річкового стоку слабо проявляється в полі температури води, а влітку (червень – серпень) поверхнева вода ДБЛ та прилеглого моря практично горизонтально однорідна по температурі.

Можна також помітити, що впродовж року температура змінюється від 14 – 16 °С навесні до 22 – 23 °С влітку, потім до 16 – 18 °С. У середньому за рік (без зими) температура води на поверхні ДБЛ знаходиться на рівні 18 – 20 °С. Ніяких горизонтальних градієнтів температури між лиманом та прилеглим морем на масштабах середньо-багаторічної сезонної мінливості не існує.

Поле поверхневої солоності води ДБЛ, навпаки, демонструє яскравий прояв розпріснення під дією річкового стоку, у першу чергу р. Дніпро. Середньорічний (без зими) розподіл солоності дає уявлення про цілковите поширення майже прісної води на поверхні від дельти Дніпра до районів Сакенської та Кінбурнської проток, де солоність набуває значень понад 2 ‰ і досягає величини близько

6 ‰ у Кінбурнській протоці. Далі на захід уздовж берега моря витягнуто шлейф трансформованої води з солоністю ≥ 6 ‰, що простягається за межі області спостережень. З південного боку він відокремлений від морських вод фронтом з центральною ізохаліною 10 ‰.

Влітку та восени поверхневий фронт первинної трансформації (ізохаліна 10 ‰) дещо розмивається та притискається ближче до Кінбурнської протоки в умовах зменшення річкового стоку та літнього посилення західної складової приземного вітру (як буде показано далі). Внаслідок збільшення впливу морських вод солоність ДБЛ збільшується до 6 – 7 ‰, проте верхів'я Дніпровського лиману залишається під впливом прісної води дельти Дніпра.

Середній вертикальний розподіл солоності й температури впродовж Дніпровського лиману для усього року (без зими) представлений на рис. 3, а сезонні розрізи – на рис. 4 – 6.

Слід пояснити, не вдаючись до подробиць, що міжнародним керівництвом [44] рекомендовано використовувати термін «практична солоність» (PSAL), визначення якої тісно пов'язане з вимірюванням електропровідності. Замість тисячних часток (промиле, ‰, або г/кг), які використовуються для абсолютної солоності і застосовуються у вітчизняній практиці, практичну солоність вимірюють в «одиницях практичної солоності» (practical salinity units, P.S.U.), які кількісно співпадають з проміле. Тому на рис. 3 – 6, генерованих програмним комплексом ODV [42], шкала солоності позначена PSAL (P.S.U.). Але в тексті стосовно величин солоності скрізь використовуються проміле, відповідно до ДСТУ 4474:2005 [45].

До побудови розрізів (рис. 3 – 6) залучені усі станції, що потрапляють у смугу, співставну з середньою шириною ДЛ, тобто ця тривимірنا область стискається у вертикальну площину, витягнуту у зональному напрямку. На розрізах солоності позначено Кінбурнську протоку і середню глибину лиману. Одразу видно, що розподіл солоності і температури нижче цієї глибини обумовлено даними станцій, що потрапляють у судноплавний канал, яким відносно холодна і солона морська вода

Таблиця 1 – Середні багаторічні місячні і річні величини солоності S , температури T , суми витрат річок Дніпра та Південного Бугу Q_r , швидкості вітру W для району витоку перехідних вод з Кінбурнської протоки. S_0 , T_0 – солоність і температура фонові морської води; U , V – зональна і меридіональна складові вектору вітру

Table 1 – Average long-term monthly and annual values of salinity S , temperature T , total discharges of the Dnieper and Southern Bug rivers Q_r , and wind speed W for the area of transition water outflow from the Kinburn Strait. S_0 , T_0 – salinity and temperature of background seawater; U , V are the zonal and meridional components of the wind vector

Місяць	S , ‰	S_0 , ‰	T , °C	T_0 , °C	Q_r , м ³ /с	W , м/с	U , м/с	V , м/с
1	3,44	17,2	2,5	3,7	1546	4,55	0,79	1,2
2	2,98	17,9	2,0	3,0	1743	4,67	1,12	1,12
3	3,22	17,1	2,6	1,5	1899	4,41	1,01	0,7
4	3,53	17,4	6,0	3,5	1947	4,07	0,38	0
5	3,27	17,5	16,0	6,2	1958	3,72	0,09	0,06
6	3,72	17,6	20,0	7,5	1337	3,51	-0,5	0,43
7	4,47	17,8	23,0	8,7	955	3,53	-0,56	0,96
8	5,57	17,9	23,0	9,0	816	3,49	-0,18	1,12
9	6,27	17,7	18,5	12,0	822	3,63	0,01	0,8
10	5,36	16,3	13,8	13,0	1097	3,84	0,45	0,78
11	4,36	16,8	8,5	10,5	1388	4,38	0,84	0,58
12	3,57	17,0	4,5	8,0	1583	4,34	0,5	0,88
Рік	4,15	17,35	11,70	7,22	1424	4,01	0,33	0,72

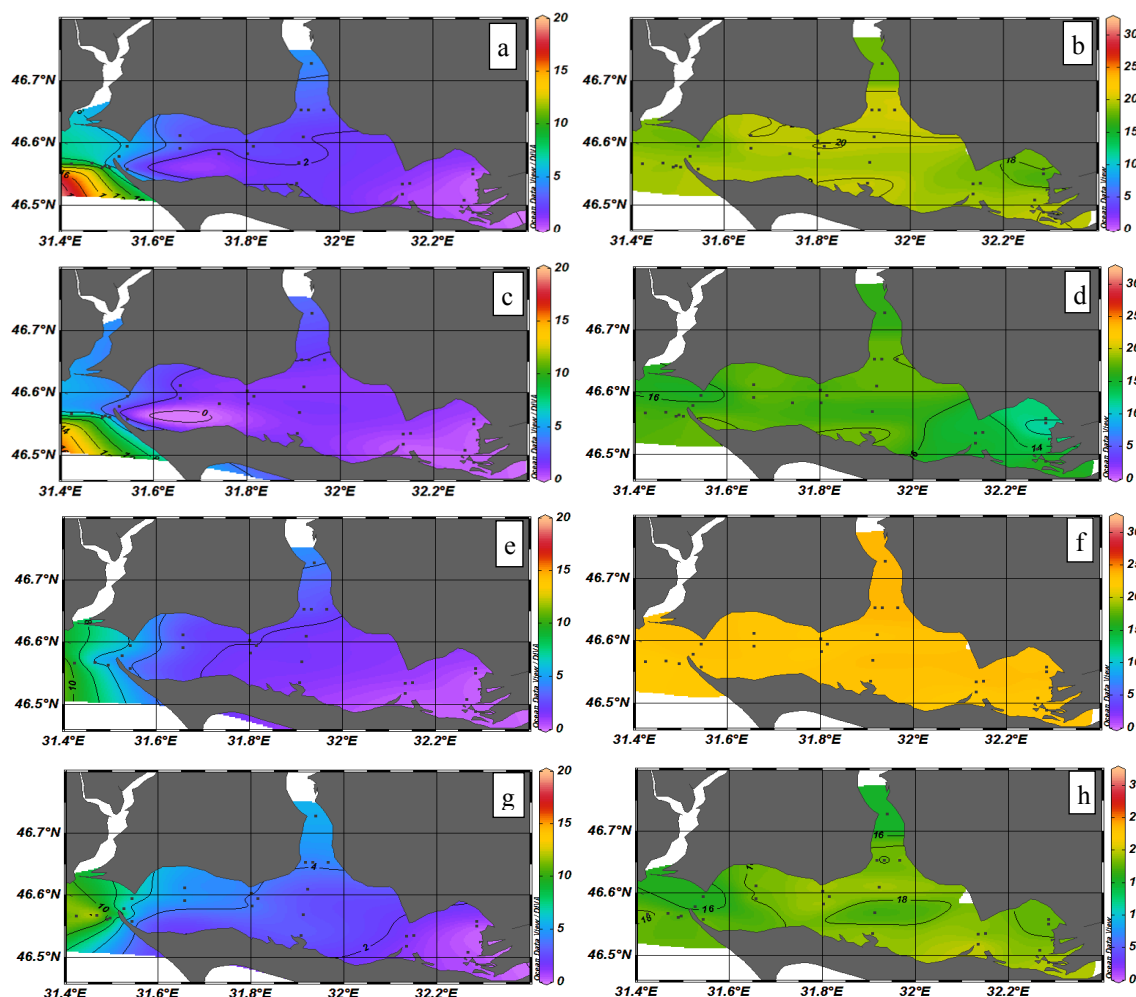


Рис. 2 – Середній багаторічний розподіл солоності, ‰, (a, c, e, g) і температури, °C, (b, d, f, h) води на поверхні Дніпровсько-Бузького лиману та прилеглому району Чорного моря за даними моніторингу гідрометслужби України 1992 – 2020 років: a, b – рік (без зими); c, d – весна (березень-травень); e, f – літо (червень-серпень); g, h – осінь (вересень-листопад)

Fig. 2 – Average long-term distribution of salinity, P.S.U., (a, c, e, g) and temperature, °C, (b, d, f, h) of water on the surface of the Dnieper-Bug estuary and the adjacent Black Sea area according to the monitoring data of the Hydrometeorological Service of Ukraine in 1992 – 2020: a, b – year (without winter); c, d – spring (March-May); e, f – summer (June-August); g, h – autumn (September-November)

потрапляє у верхів'я Дніпровського і Бузького лиманів. Халоклин, який відділяє її від розпрісної води верхнього шару лиману, залягає нижче середньої глибини ДЛ в усі сезони, тобто морська вода не має значного впливу на вертикальну структуру основної за площею мілинної частини. Це доводить можливість опису Дніпровського лиману на багаторічному і сезонному масштабах мінливості моделлю одношарового резервуару (боксу), де води з двох джерел (дельти Дніпра і прилеглого моря) взаємодіють у горизонтальному напрямку. Результат взаємодії (солоність і об'ємний потік води на виході з ДБЛ) залежить у першу чергу від потужності джерел – річкового стоку та зустрічного потоку морської води через Кінбурнську протоку.

Вочевидь, найбільшого рівня розпріснення Дніпровський лиман досягає навесні, під час максимального об'єму річкового стоку (рис. 4). Практично уся мілинна частина заповнена майже прісною водою (0-2 ‰) і тільки перед протокою відчувається вплив прилеглого моря, що збільшує солоність до 4 ‰.

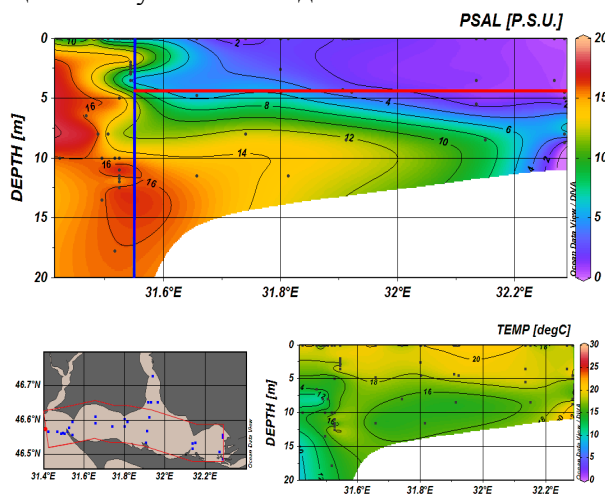


Рис. 3 – Вертикальний розподіл солоності (вгорі) та температури (знизу праворуч) води в Дніпровському лимані та прилеглому районі Чорного моря за даними усіх спостережень 1992-2020 років. Конфігурація області побудови розрізу – червона лінія на карті знизу ліворуч, сині крапки – положення океанографічних станцій. Вертикальна синя лінія на розрізі солоності – положення центру Кінбурнської протоки; горизонтальна червона лінія – середня глибина ДЛ. Крапки на розрізах – глибини вимірювань

Fig. 3 – Vertical distribution of salinity (top) and temperature (bottom right) of water in the Dnieper estuary and the adjacent Black Sea area according to all observations of 1992-2020. The configuration of the section area is the red line on the map from the bottom left, the blue dots are the position of the oceanographic stations. The vertical blue line on the salinity section is the position of the center of the Kinburn Strait; the horizontal red line is the average depth of the Dnipro Liman. Dots on sections – measurement depths

Влітку цей вплив посилюється, ізохалини 2-4 ‰ відступають на схід, товщина поверхневого шлейфу на захід від протоки зменшується до ~ 2 м, натомість помітні прояви потрапляння води з моря (12-14 ‰) не тільки по глибинному каналу, але й у поверхневому шарі Кінбурнської протоки (рис. 5).

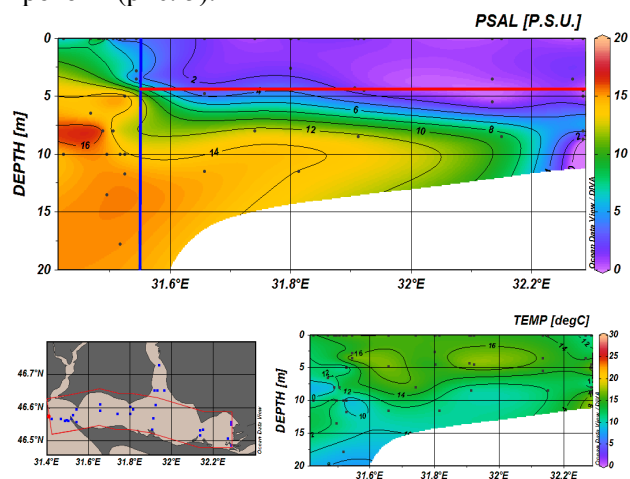


Рис. 4 – Вертикальний розподіл солоності (вгорі) та температури (знизу праворуч) води в Дніпровському лимані та прилеглому районі Чорного моря за даними спостережень у березні-травні 1992-2020 років (див. пояснення на рис. 3)

Fig. 4 – Vertical distribution of salinity (top) and temperature (bottom right) of water in the Dnieper estuary and the adjacent Black Sea area according to observations in March-May 1992-2020 (see explanation in Fig. 3)

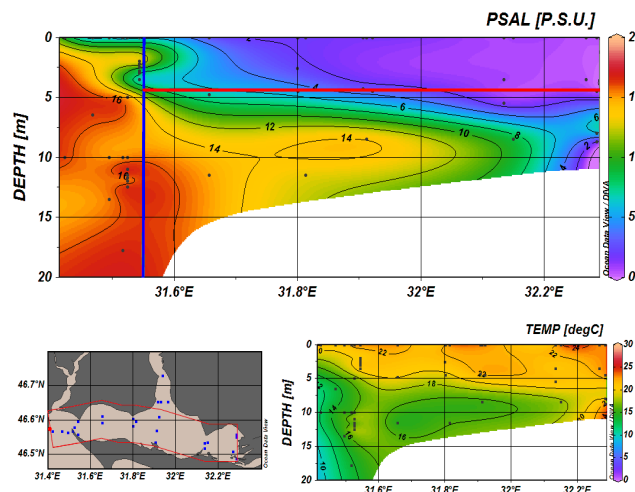


Рис. 5 – Вертикальний розподіл солоності (вгорі) та температури (знизу праворуч) води в Дніпровському лимані та прилеглому районі Чорного моря за даними спостережень у червні-серпні 1992-2020 років (див. пояснення на рис. 3)

Fig. 5 – Vertical distribution of salinity (top) and temperature (bottom right) of water in the Dnieper estuary and the adjacent area of the Black Sea according to observations in June-August 1992-2020 (see explanation in Fig. 3)

Цей процес продовжується і восени, досягаючи ще більш помітного результату осолонення верхнього шару ДЛ і послаблення прояву поверхневого розпріснення за його західною межею (рис. 6).

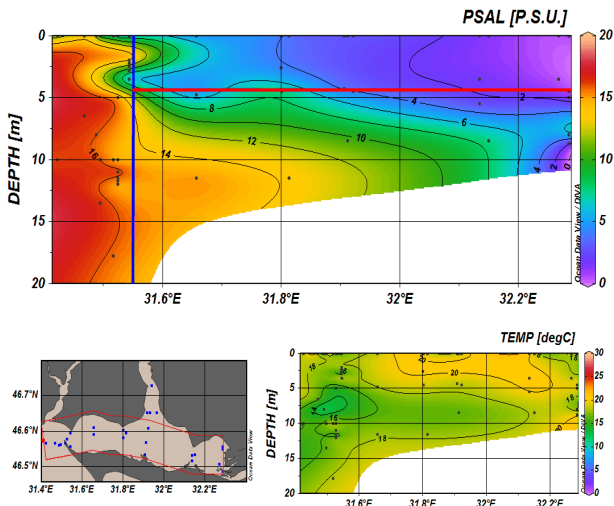


Рис. 6 – Вертикальний розподіл солоності (вгорі) та температури (знизу праворуч) води в Дніпровському лимані та прилеглому районі Чорного моря за даними спостережень у вересні-листопаді 1992-2020 років (див. пояснення на рис. 3)

Fig. 6 – Vertical distribution of salinity (top) and temperature (bottom right) of water in the Dnieper estuary and the adjacent area of the Black Sea according to observations in September-November 1992-2020 (see explanation in Fig. 3)

S-подібна конфігурація ізохалін в районі Кінбурнської протоки на середньорічному (рис. 3), літньому (рис. 5) та осінньому (рис. 6) розрізах може пояснюватися витіканням більш легкої лиманної води у тонкому поверхневому шарі 0-2 м та зустрічним втіканням морської води у шарі 2-3 м. Але язик розпрісненої води на цих розрізах відзначається також і на глибинах 3-4 м, що означає нестійкість стратифікації. Скоріше за все, цей ефект є проявом стискання тривимірного розподілу у вертикальну площину. Натяк на те, що морська вода потрапляє до лиману у північній частині протоки, є на картах поверхневої солоності (рис. 2). Інакше кажучи, при осередненні даних океанографічних станцій, що потрапляють в область побудови розрізу, на зображення генерального витоку лиманної води накладається втікання більш солоної води з боку моря. Це пов'язане як зі зменшенням об'єму річкового стоку влітку і восени, так і збільшенням впливу західної складової локального вітру.

4.2 Показники впливу вітру

На рис. 7 показані сезонні рози вітру, побудовані за даними МГ Очаків.

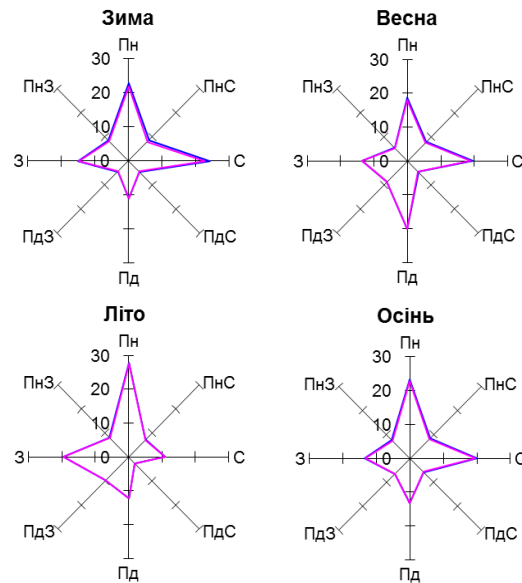


Рис. 7 – Середні сезонні повторюваності напрямків вітру швидкістю 1-10 м/с (рожева лінія) та 1-20 м/с (фіолетова лінія) за даними спостережень МГ Очаків 1960-2010 років

Fig. 7 – Average seasonal repeatability of wind directions at a speed of 1-10 m/s (pink line) and 1-20 m/s (purple line) according to observations of station Ochakov in 1960-2010: winter, spring (top) and summer, autumn (bottom)

Перш за все слід зазначити, що повторюваність вітрів в усьому діапазоні швидкості 1-20 м/с практично співпадає з повторюваністю слабких і помірних вітрів 1-10 м/с на усіх напрямках. Це свідчить про відсутність впливу штормових вітрів на кліматичну картину приземної динаміки атмосфери у цьому районі. Середньорічна роза вітру тут не показана, тому що вона майже співпадає з осінньою.

Порівняння роз вітру, побудованих окремо за даними 1960-1990 років з такими для 1991-2010 років показало, що кліматичні зміни не торкнулися структури повторюваності напрямків вітру в районі Кінбурнської протоки. Ці зміни проявилися лише у зменшенні середньої багаторічної швидкості вітру з 4,2 до 3,4 м/с у середньому за рік, та з 3,7-5,1 до 2,8-3,8 м/с для середніх місячних швидкостей. Тобто у цьому районі також спостерігалось загальне послаблення вітрового поля, як і в цілому над Чорним морем [6, 46].

У подальшому аналізі використовуються оцінки середньої швидкості вітру W за період 1960-2010 рр., представлені у табл. 1.

Таблиця 2 – Середні багаторічні місячні й річні оцінки показників динаміки і структури шлейфу перехідних вод ДБГО, розрахованих по формулах (1) – (7) за даними табл. 1**Table 2** – Average long-term monthly and annual estimates of indicators of the dynamics and structure of the plume of transition waters of the DBGO, calculated according to formulas (1) – (7) according to the data in Table 1

Місяць	g'_{rs} , м/с ²	Ri_e	F_r	Q_{outs} м ³ /с	g' , м/с ²	F	Rd , км	H_b , м	Y , км	W_s
1	0,133	9,67	0,039	1938	0,106	0,181	6,366	1,97	27,084	0,99
2	0,138	10,52	0,043	2096	0,115	0,187	6,641	1,96	28,257	0,94
3	0,133	13,04	0,048	2344	0,107	0,217	6,416	2,15	27,326	0,79
4	0,134	17,24	0,049	2440	0,107	0,226	6,409	2,20	27,309	0,70
5	0,143	24,17	0,048	2359	0,119	0,207	6,745	2,05	28,719	0,66
6	0,150	20,56	0,032	1636	0,122	0,142	6,846	1,68	29,093	-0,90
7	0,157	15,10	0,022	1208	0,124	0,104	6,886	1,44	29,242	-1,23
8	0,157	13,38	0,019	1102	0,116	0,098	6,670	1,42	28,322	-1,33
9	0,142	10,84	0,020	1219	0,096	0,119	6,058	1,64	25,731	1,26
10	0,123	10,57	0,029	1628	0,083	0,172	5,630	2,04	23,943	0,99
11	0,125	9,16	0,036	1891	0,092	0,189	5,923	2,09	25,204	0,98
12	0,128	10,99	0,041	2021	0,100	0,194	6,191	2,07	26,348	0,91
Рік	0,138	13,77	0,036	1823	0,107	0,169	6,398	1,89	27,215	0,40

Зональна U і меридіональна V складові вектору вітру суттєво занижені за величиною через взаємну компенсацію компонент різного знаку при багаторічному осередненні. Для аналізу мають сенс лише знаки середніх складових: плюс – східна і північна, мінус – західна і південна відповідно для зональної і меридіональної складових.

Як видно з рис. 7, взимку в Очакові переважають східні й північні вітри, що сприяє виносу з ДБЛ води і дрейфуючого льоду на схід і південь. Коли навесні зростає об'єм річкового стоку, повторюваність сприятливих для виносу з лиману вітрів дещо знижується, натомість зростає внесок південного вітру, який, разом зі східним вітром, сприяє нагону води до північного узбережжя ПЗЧМ. Влітку, навпаки, зростає повторюваність північних і західних вітрів, які створюють умови для відгону води від берегів і спрямування шлейфу розпрісної води на схід, до Кінбурнської протоки та на південь від неї. Восени знов зменшується повторюваність західного вітру і збільшує кількість випадків східного. Але структура вод в лимані і протоці суттєво не змінюється відносно літньої (рис. 2, 5, 6).

4.3 Кількісні показники структури і динаміки перехідних вод

Якісний аналіз характеру і сезонної мінливості формування і поширення розпріснених вод в системі ДБГО може бути суттєво підкріплений результатами розрахунків

розмірних і безрозмірних критеріїв (табл. 2). На рис. 8 показано сезонний хід основних показників структури і динаміки перехідних вод.

Стовпчики 2-4 табл. 2 містять параметри структури перехідних вод безпосередньо в ДБЛ (сумарний притік річкової води – в стовпчику 6 табл. 1). Естуарне число Річардсона Ri_e протягом року набагато більше одиниці, тобто вплив річкового притоку значно переважає процес турбулентного вітрового перемішування при даних величинах плавучості і приведеної гравітації g'_r . Ця перевага сягає понад 24 у травні і зменшується до 9-11 взимку (табл. 2, рис. 8). Число Фруда F_r для річкового притоку не перевищує 0,05 в максимумі (квітень), тобто потік занадто далекий від критичного.

Припущення горизонтальної і вертикальної квазіоднорідності води верхнього (мілинного) шару ДБЛ підтверджується картами і розрізами (рис. 2-6). Таким чином, оцінка Q_{out} за допомогою формули Кнудсена (3) є правомірною як з емпіричних, так і теоретичних міркувань. Сезонні зміни Q_{out} відповідають синусоїдному ходу Q_r , тому його не наведено на рис. 8.

У стовпчиках 5-10 табл. 2 наведено величини, які безпосередньо відносяться до шлейфу перехідних вод ДБЛ, що поширюються у прилегле море. Їхня плавучість зменшується порівняно з річковою водою, а сезонні зміни визначаються не тільки зменшенням або зростанням солоності впродовж року, але й коливаннями температури, які однаково діють на весь простір лиману, як видно з рис. 2-6.

З лютого по квітень контраст густини води плюму відносно фонові морської води зменшується через термічне охолодження (зростання густини) поверхневої води, далі плавучість зростає через розпріснення і одночасний прогрів води, досягаючи максимуму в липні, після чого зменшується до мінімуму в жовтні під впливом зростання солоності внаслідок взаємодії вод плюму і навколишнього моря, а також зростання температури фонові морської води. У листопаді-січні знов плавучість зростає завдяки притоку річкових вод і посилення східної складової вітру, що витісняє морські води з лиману. При тому охолодження води в цей період не може пересилити внесок розпріснення у величину густини перехідної води.

Число Фруда для Кінбурнської протоки збільшується порівняно з верхів'ям лиману, але все ж значно менше від критичного. Це говорить про відносно великий горизонтальний масштаб плюму і його джерела та відсутність швидкого перемішування з морськими водами [26]. Сезонні зміни F мають синусоїдний характер, подібний до змін річкового стоку, з максимумом в квітні і мінімумом в серпні.

Бароклінний радіус деформації Россбі визначає масштаб вихрових утворень у залежності від співвідношення сил плавучості і

Коріоліса. У даному випадку антициклонічний вихор, який може утворюватися після виходу плюму з Кінбурнської протоки, має середній річний радіус 6,4 км. Його сезонний хід відтворює форму кривої плавучості (приведеної гравітації g').

Такий же вигляд сезонної мінливості має і показник відстані від берега Y , на яку може рухатися плюм. Його оцінка у середньому за рік складає 25,2 км; максимум – 29,2 км у липні, мінімум – 23,9 у жовтні.

При існуючій конфігурації берегів ПЗЧМ і ДБЛ і майже нульовому куті випуску плюму з протоки відносно генерального напрямку берегової лінії, Y є також оцінкою відстані поширення плюму уздовж берега, у напрямку Одеської затоки. У середньому багаторічному вимірі ця відстань навіть влітку не перевищує половини відстані до Одеси. Потрапляння сюди перехідних вод ДБЛ можуть сприяти лише супутні вітрові течії.

Показник H_b як у середньому за рік (1,9 м), так і в окремі місяці не досягає навіть мінімальної глибини Кінбурнської протоки (3,7 м). Отже, відповідно до теорії [29], формується чисто поверхнево-адвективний плюм, який за відсутності вітру і фонові течії може досягати відстані від берега, у середньому, не менш, ніж 25,2 км.

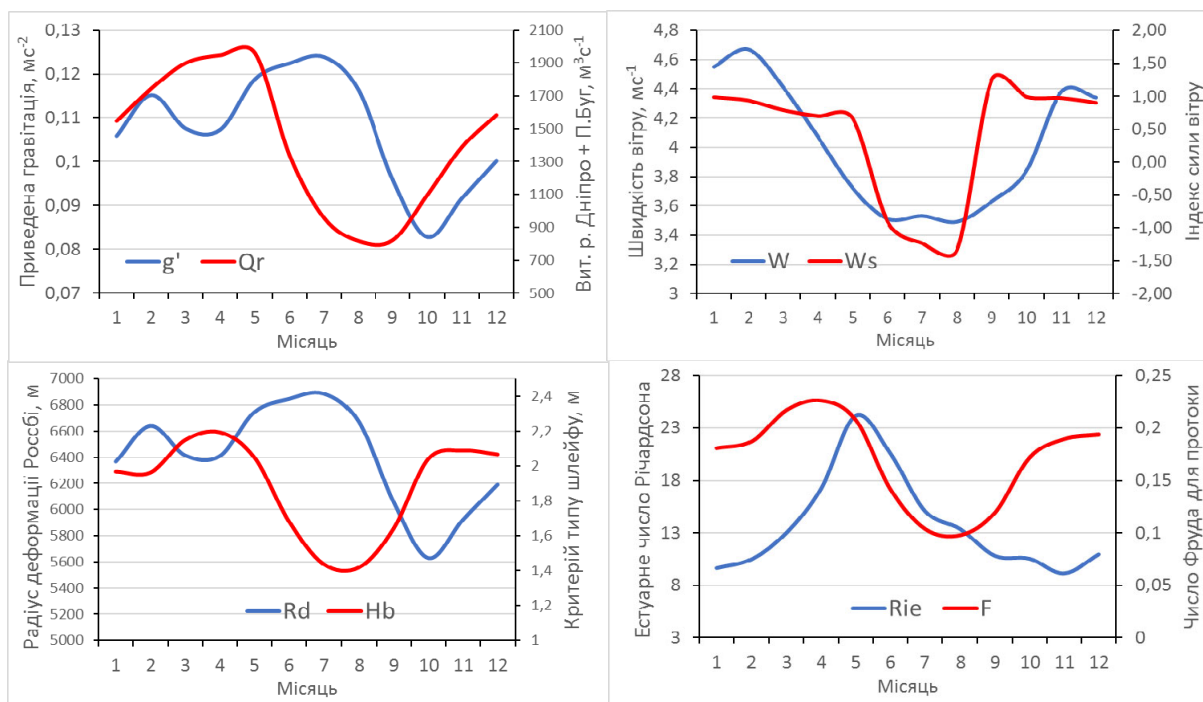


Рис. 8 – Сезонний хід показників структури і динаміки перехідних вод Дніпровсько-Бузького естуарію за даними спостережень 1960-2010 років. На графіках сині криві відносяться до лівих шкал, червоні – до правих

Fig. 8 – Seasonal changes of indicators of the structure and dynamics of the Dnieper-Bug estuary transitional waters according to observations of 1960-2010. On the charts, the blue curves refer to the left scales, the red curves to the right scales

Сезонний хід більшою мірою обумовлений синусоїдним сезонним ходом річкового стоку, лише з листопада по лютий він порушується впливом параметра плавучості.

Для уникнення заниження оцінки впливу вітрових течій індекс сили вітру розраховано за середніми величинами модуля швидкості вітру у припущенні, що існує тільки зональна складова вектору вітра. Її знак (напрямок) визначався знаком осередненої складової U (табл. 1). Вітрова активність значно менше у весняно-літній сезон, ніж пізньої осені та взимку. Притому з червня по серпень переважає від'ємний знак зональної складової вітру, що сприяє переносу води на схід або гальмує західну течію. Абсолютна величина індексу сили вітру показує, що його вплив рівноважний з впливом сил плавучості і Коріоліса в осінньо-зимовий період (з жовтня по лютий), плавно знижується навесні (до травня), потім суттєво зростає і навіть перевищує 1 у липні-вересні, маючи у червні-серпні зворотний знак. Якщо взяти до уваги меридіональну складову вітру (рис. 7), то влітку вона має найбільшу повторюваність і сприяє переносу перехідної води у південному напрямку, тобто відтискає шлейф від берега. Разом ці дані свідчать, що у середньо-багаторічному масштабі головним чинником літньої динаміки шлейфу стає вітер і генеровані їм течії на шельфі Чорного моря поблизу Кінбурнської протоки, які перешкоджають поширенню перехідних вод на захід уздовж берега, відтискаючи їх у бік лиману та на південь від нього. Це не заперечує можливості іншої поведінки плюму, обумовленої збільшенням об'єму річкового стоку та синоптичною мінливістю поля вітру в конкретні роки і місяці.

5 ВИСНОВКИ

1) Вперше шляхом узагальнення даних багаторічних гідрометеорологічних спостережень та експедиційних досліджень вивчено середню багаторічну структуру і динаміку перехідних вод в системі Дніпровсько-Бузької гирлової області до руйнування греблі Каховської ГЕС. Аналіз попередніх досліджень трансформації річкових вод у Чорному морі та динаміки плавучих шлейфів в інших районах прибережної смуги Світового океану дозволяє встановити зовнішньою межею перехідних вод ПЗЧМ ізохаліну 14 ‰.

2) Середні річні й сезонні карти та розрізи

температури і солоності дають уявлення про горизонтальну і вертикальну термохалінну структуру ДБГО та її внутрішньорічну мінливість. Протягом року (без урахування зимового сезону) в ДБЛ підтримується квазіоднорідний по температурі і солоності верхній шар, який заповнює майже весь об'єм лиману, окрім вузького судноплавного каналу, яким надходять морські води і в режимі сольового клину досягають верхів'їв ДЛ та БЛ. Пікноклін на межі верхнього розпрісненого і нижнього солоного шарів залягає нижче середньої глибини ДЛ в усі сезони, тобто морська вода каналу не має значного впливу на вертикальну структуру верхнього шару. Це доводить можливість опису Дніпровського лиману моделлю одношарового резервуару (боксу), де води дельти Дніпра і прилеглого моря взаємодіють у горизонтальному напрямку. Переважання річкового стоку над вертикальною турбулентністю в процесі формування плавучості підтверджується високими значеннями естуарного числа Річардсона.

3) Найвищий ступінь розпріснення ДЛ і виносу перехідної води з Кінбурнської протоки відзначається навесні, в умовах зростання об'єму річкового стоку і переважання вітру зі сходу. При цьому збільшення повторюваності південного вітру сприяє притисканню плюму до узбережжя ПЗЧМ за межами лиману. Влітку посилюється вплив морських вод на ДБЛ через зменшення річкового стоку та збільшення повторюваності західного вітру. Восени зменшується повторюваність західного вітру і побільшує кількість випадків східного, але структура вод продовжує змінюватися у бік зростання солоності води лиману і притискання фронту первинної трансформації (ізохаліни 10 ‰) до Кінбурнської протоки.

4) Застосування критеріїв визначення характеру плюму для витoku з Дніпровсько-Бузького лиману показало, що естуарій продукує шлейф (плюм) проміжних вод, які мають поверхнево-адвективний характер, зазнаючи впливу сил плавучості, Коріоліса та вітрово-хвильового перемішування, без ефекту тертя у придонному граничному шарі. У середньому багаторічному вимірі відстань, на яку поширюється плюм під дією лише сил плавучості і Коріоліса, навіть влітку не перевищує половини шляху до Одеської затоки. Потрапляння туди перехідних вод ДБЛ можуть сприяти лише супутні вітрові течії.

5) Індекс сили вітру та діаграми

повторюваності вітру за напрямками свідчать, що головним чинником літньої динаміки шлейфу стає вітер і генеровані ним течії, які перешкоджають поширенню перехідних вод на захід уздовж берега, відтискаючи їх у бік лиману та на південь від нього. Це не заперечує можливості іншої поведінки плюму, обумовленої збільшенням об'єму річкового стоку та синоптичною мінливістю поля вітру в конкретні роки і місяці. Наприклад, аномально високий об'єм дніпровської води, винесений в море після руйнування греблі Каховської ГЕС 6 червня 2023 р., зумовив швидке (протягом двох діб) просування розпріснених вод від ДБЛ до Одеської затоки і далі на південний захід.

ПОДЯКИ

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).

Автор висловлює подяку працівникам Миколаївського ЦГМ ДСНС України за невтомну багаторічну працю з отримання експедиційних і берегових гідрометеорологічних даних, що стали основою даної роботи.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Джаошвили Ш. Реки Черного моря : монографія. Тбілісі, 2003. 186 с.
2. Большаков В. С. Трансформация речных вод в Черном море : монографія. Киев: Наук. Думка, 1970. 328 с.
3. Ильин Ю. П. Распространение речных вод. *Природные условия взморья реки Дунай и острова Змеиный* / под ред. В.А. Иванова, С.В. Гошовского. Севастополь: МГИ НАНУ, 1999. С. 59-73.
4. Иванов В. А., Ильин Ю. П. Атмосферные и гидрологические условия, способствующие распространению речных вод в северо-западной части Черного моря. *Комплексные экологические исследования Черного моря*. Севастополь: МГИ НАНУ, 1995. С. 68-81.
5. Ильин Ю. П. Гидрологический режим распространения речных вод в северо-западной части Черного моря. *Наукові Праці УкрНДГМІ*. 2006. № 255. С. 242-251.
6. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 2 : Черное море / Ильин Ю. П. и др. Севастополь, 2012. 420 с.
7. Yankovsky A. E., Lemeshko E. M., Ilyin Y. P. The influence of shelfbreak forcing on the alongshelf penetration of the Danube buoyant water, Black Sea. *Continental Shelf Research*. 2004. 24. Pp. 1083–1098. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.03.007>
8. Brown W. S. *Introduction to Physical Oceanography. Chapter 8: Estuaries. The School for Marine Science and Technology, UMASS*. 2004. 21 p. URL: http://www.smast.umassd.edu/MAR555_04/pdf/758CHAP8.pdf (дата звернення: 11.10.2023)
9. Hansen D. V., Rattray M., Jr. New Dimensions in Estuary Classification. *Limnology and oceanography*. 1966. XI (3). Pp. 319-326.
10. Knudsen M. Ein hydrographischer Lehrsatz. *Ann. Hydrogr. Mar. Meteorol.* 1900. 28. Pp. 316-320.
11. Geyer W. R., MacCready P. The Estuarine Circulation. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 2014. 46. Pp. 175-197. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313-141302>.
12. MacCready P., Geyer W. R. Advances in Estuarine Physics. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2010. 2. Pp. 35-58. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120308-081015>.
13. Dijkstra Y. M., Schuttelaars H. M., Burchard H. Generation of exchange flows in estuaries by tidal and gravitational eddy viscosity-shear covariance (ESCO). *Journal Of Geophysical Research-Oceans*. 2017. 22(5). Pp. 4217-4237. <https://doi.org/10.1002/2016JC012379>.
14. Gibson J. R., Najjar R. G. The response of Chesapeake Bay salinity to climate-induced changes in streamflow. *Limnol. Oceanogr.* 2000. 45(8). Pp. 1764-1772.
15. Wong K.-C., Munchow A. Buoyancy forced interaction between estuary and inner shelf: observation. *Continental Shelf Research*. 1995. 15(1). Pp. 59-88.
16. Nash J. D., Kilcher L. F., Moum J. N. Structure and composition of a strongly stratified, tidally pulsed river plume. *J. Geophys. Res.* 2009. 114. C00B12. <https://doi.org/10.1029/2008JC005036>.
17. Austin J. A. Estimating the mean ocean-bay exchange rate of the Chesapeake Bay. *J. Geophys. Res.* 2002. 107(C11). 3192. Pp. 13-1 – 13-8. <https://doi.org/10.1029/2001JC001246>.
18. Garvine R. W., Whitney M. M. An estuarine box model of freshwater delivery to the coastal ocean for use in climate models. *Journal of Marine Research*. 2006. 64. Pp.173-194.
19. Energetics in Delaware Bay: Comparison of two box models with observations / Rice A. E., Whitney M. M., Garvine R. W. et al. *J. of Marine Research*. 2008. 66. Pp. 873-898.
20. A box model for representing estuarine physical processes in Earth system models / Sun Q., Whitney M. M., Bryan F.O. et al. *Ocean Modelling*. 2017. 112. Pp. 139-153.
21. A box model to represent estuarine dynamics in mesoscale resolution ocean models / Verri G., Pinardi N., Bryan F. et al. *Ocean Modelling*. 2020. 148. 101587. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2020.101587>
22. Chant R. J. Interaction Between Estuaries and Coasts: River Plumes – Their Formation, Transport, and Dispersal. *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. 2011. 2. Elsevier, 2011. Pp. 213-235.
23. Garvine R. W. Radial spreading of buoyant, surface plumes in coastal waters. *J. Geophys. Res.* 1984. 89. Pp. 1989-1996.
24. Hetland R. D. Relating river plume structure to vertical mixing. *J. Phys. Oceanogr.* 2005. 35. Pp. 1667–88.
25. Horner-Devine A. R. The bulge circulation in the Columbia River plume. *Cont. Shelf Res.* 2009. 29. Pp. 234–51.
26. Horner-Devine A. R., Hetland R. D., MacDonald D. G. Mixing and Transport in Coastal River Plumes. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 2015. 47. Pp. 569-594.
27. O'Donnell J. The dynamics of estuary plumes and fronts. *Contemporary Issues in Estuarine Physics*. Cambridge University Press. 2010. Pp. 186-246.
28. Whitney M. M., Garvine R. W. Wind influence on a coastal buoyant outflow. *J. Geophys. Res.* 2005.110. C03014. <https://doi.org/10.1029/2003JC002261>.
29. Yankovsky A. E., Chapman D. C. A Simple Theory for the Fate of Buoyant Coastal Discharges. *J. Phys Oceanogr.*

1997. 27. Pp. 1386-1401.
30. Тимченко В. М. Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо - Западного Причерноморья: монография / Ин-т гидробиологии АН УССР. Киев: Наукова думка, 1990. 240 с.
 31. Гидрохимические условия и состояние загрязнения вод Днепро-Бугского лимана / Губанов В. И., Моница Т. Л., Андрущенко Б.Ф. и др. *Исследования шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна*. Севастополь, 1995. С. 55-64.
 32. Комплексная оценка современного состояния загрязнения морской среды в прибрежных районах северо-западной части Черного моря. / Ильин Ю. П., Клименко Н. П., Мезенцева И. В. и др. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 8. Севастополь, 2003. С. 236-241.
 33. Техногенное загрязнение вод прибрежных районов Черного и Азовского морей в период 1990-1999 гг. / Ильин Ю. П., Клименко Н. П., Рябинин А. И. и др. *Наукові Праці УкрНДГМІ*. 2000. 248. С. 182-189.
 34. Ильин Ю. П., Симов В. Г., Хоролич Н. Г. Потоки водообмена в системе Днепро-Бугского лимана по данным измерений. *Материалы научной конференции «Ломоносовские чтения» 2003 года*. Севастополь, 2003. С. 24-25.
 35. Коржов Е. И. Антропогенный вплив на екосистему пониззя Дніпра та можливі шляхи його послаблення. *Наукові праці УкрНДГМІ*. 2015. 267. С. 102-108.
 36. Коржов Е. И., Гончарова О. В. Формування режиму солоності вод Дніпровсько-Бузької гирлової області під впливом кліматичних змін у сучасний період. *Actual problems of natural sciences: modern scientific discussions*. Collective monography. University of Life Sciences in Lublin. 2020. С. 315-330. <https://doi.org/10.30525/978-9934-588-45-7.18>
 37. Оперативна система прогнозу морського хвилювання у прибережній смузі Азовського та Чорного морів / Осадчий В.І., Фомін В.В., Ільїн Ю.П. та ін. *Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроєкології*. Київ, 2019. С. 116-121.
 38. Тучковенко Ю. С. Трехмерная математическая модель качества вод Днепровско-Бугского приустьевоего района северо-западной части Черного моря. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 12. Севастополь, 2005. С. 374-391.
 39. Бровченко І. О., Мадерич В. С., Терлецька К. В. Разномасштабное численное моделирование циркуляции в Черном море и Днепробугском лимане. *Системи підтримки прийняття рішень. Теорія і практика*. Київ, 2015. С. 89-92.
 40. Ilyin Y. Estimation of nutrients transport and metabolism in the Dnipro-Bug estuarine system based on data of the EMODNet Chemistry project. *EMODnet Open Conference, Online, 14-16 June 2021. E-poster*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.10747.44324>.
 41. Yurkova I. Y., Ilyin Y. P. Simulation of the nutrient load to the Dnieper-Bug estuary, Ukraine. "30th Paces in Maribus" Conference Proceedings. Kiev, 2004. С. 361-369.
 42. Schlitzer R. Ocean Data View. 2020. URL: <https://odv.awi.de/en/software/download/> (дата звернення: 10.11.2023)
 43. Csanady G. T. The arrested topographic wave. *J. Phys. Oceanogr.* 1978. 8. Pp. 47-62.
 44. The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No.56. UNESCO (English), 2010. 196 p.
 45. ДСТУ 4474:2005 Фізична океанологія. Терміни та визначення основних понять. Київ : Державний комітет України з питань технічного регулювання та споживчої політики, 2007. 42 с.
 46. Ільїн Ю. П. Кліматичні зміни гідрометеорологічного режиму морів України : автореф. дис... д-ра геогр. наук / КНУ ім. Тараса Шевченка. Київ, 2016. 32 с.

REFERENCES

1. Jaoshvili, Sh. (2003). *The rivers of the Black Sea*. Tbilisi.
2. Bol'shakov, V.S. (1970). *Transformatsia rechnykh vod v Chernom more [Transformation of riverine waters in the Black Sea]*. Kiev: Naukova Dumka. (in Russ.)
3. Ilyin, Y.P. (1999). Rasprostranenie rechnykh vod [Expansion of riverine waters]. In: Ivanov, V.A. and Goshovsky, S.V. (eds). *Prirodnye usloviya vzmor'ya reki Dunay i ostrova Zmeinyi [Natural conditions of the seaside of the Danube River and the Snake Island]*. Sevastopol: MHI NASU, pp. 5-73. (in Russ.)
4. Ivanov, V.A. & Ilyin Y.P. (1995). Atmosfernnye i gidrologicheskie usloviya, sposobstvuyushchiy rasprostraneniyu rechnykh vod v severo-zapadnoy chasti Chornogo moria [Atmospheric and hydrological conditions that promote riverine water expansion in the north-western part of the Black Sea]. *Kompleksnyye ekologicheskie issledovaniya Chornogo moria [Comprehensive Environmental Studies of the Black Sea]*. Sevastopol: MHI NASU, pp. 68-81. (in Russ.)
5. Ilyin, Y.P. (2006). [Hydrological regime of riverine waters expansion in the North-Western part of the Black Sea]. *Naukovi pratsi UkrNDGMI [Scientific Works of UHMI]*, 255, pp. 242-251. (in Russ.)
6. Ilyin, Yu.P. et al. (2012). *Gidrometeorologicheskie usloviya morey Ukrainy [Hydrometeorological conditions of the seas of Ukraine]*. Vol. 2: *Chernoe more [Black Sea]*. Sevastopol. (in Russ.)
7. Yankovsky, A.E., Lemesheko, 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, pp. 1083-1098. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.03.007>
8. Brown, W.S. (2004). *Introduction to Physical Oceanography. Chapter 8: Estuaries*. The School for Marine Science and Technology, UMASS. URL: http://www.smast.umassd.edu/MAR555_04/pdf/758CHAP8.pdf (Accessed: 11.10.2023)
9. Hansen, D.V. & Rattray, M., Jr. (1966). New Dimensions in Estuary Classification. *Limnology and oceanography*, XI(3), pp. 319-326.
10. Knudsen, M. (1900). Ein hydrographischer Lehrsatz. *Ann. Hydrogr. Mar. Meteorol.*, 28, pp. 316-320.
11. Geyer, W.R. & MacCready P. (2014). The Estuarine Circulation. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 46, pp. 175-197. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313-141302>.
12. MacCready, P. & Geyer, W.R. (2010). Advances in Estuarine Physics. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 2, pp. 35-58. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120308-081015>.
13. Dijkstra, Y.M., Schuttelaars, H. M. & Burchard, H. (2017). Generation of exchange flows in estuaries by tidal and gravitational eddy viscosity-shear covariance (ESCO). *J. Geophys. Res. – Oceans.*, 22(5), pp. 4217-4237. <https://doi.org/10.1002/2016JC012379>.
14. Gibson, J.R. & Najjar, R.G. (2000). The response of Chesapeake Bay salinity to climate-induced changes in

- streamflow. *Limnol. Oceanogr.*, 45(8), pp. 1764-1772.
15. Wong, K.-C. & Munchow, A. (1995). Buoyancy forced interaction between estuary and inner shelf: observation. *Continental Shelf Research.*, 15(1), pp. 59-88.
 16. Nash, J.D., Kilcher, L.F. & Moum, J.N. (2009). Structure and composition of a strongly stratified, tidally pulsed river plume. *J. Geophys. Res.*, 114. C00B12. <https://doi.org/10.1029/2008JC005036>.
 17. Austin, J.A. (2002). Estimating the mean ocean-bay exchange rate of the Chesapeake Bay. *J. Geophys. Res.*, 107(C11).3192, pp.13-1 – 13-8. <https://doi.org/10.1029/2001JC001246>
 18. Garvine, R.W. & Whitney, M.M. (2006). An estuarine box model of freshwater delivery to the coastal ocean for use in climate models. *J. Mar. Res.*, 64, pp. 173-194.
 19. Rice, A.E. et al. (2008). Energetics in Delaware Bay: Comparison of two box models with observations. *J. Mar. Res.*, 66, pp. 873-898.
 20. Sun, Q. et al. (2017). A box model for representing estuarine physical processes in Earth system models. *Ocean Modelling*, 112, pp. 139-153.
 21. Verri, G. et al. (2020). A box model to represent estuarine dynamics in mesoscale resolution ocean models. *Ocean Modelling*, 148. 101587.
 22. Chant, R.J. (2011). Interaction Between Estuaries and Coasts: River Plumes – Their Formation, Transport, and Dispersal. *Treatise on Estuarine and Coastal Science*, 2, Elsevier, pp. 213-235.
 23. Garvine, R.W. (1984). Radial spreading of buoyant, surface plumes in coastal waters. *J. Geophys. Res.*, 89, pp. 1989-1996.
 24. Hetland, R.D. (2005). Relating river plume structure to vertical mixing. *J. Phys. Oceanogr.*, 35, pp. 1667-1688.
 25. Horner-Devine, A.R. (2009). The bulge circulation in the Columbia River plume. *Cont. Shelf Res.*, 29, pp. 234-51.
 26. Horner-Devine, A.R., Hetland, R.D. & MacDonald, D.G. (2015). Mixing and Transport in Coastal River Plumes. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 47, pp. 569-594.
 27. O'Donnell, J. (2010). The dynamics of estuary plumes and fronts. *Contemporary Issues in Estuarine Physics.*, Cambridge University Press, pp. 186-246.
 28. Whitney, M.M. & Garvine, R.W. (2005). Wind influence on a coastal buoyant outflow. *J. Geophys. Res.*, 110. C03014. <https://doi.org/10.1029/2003JC002261>.
 29. Yankovsky, A.E. & Chapman D.C. (1997). A Simple Theory for the Fate of Buoyant Coastal Discharges. *J. Phys Oceanogr.*, 27, pp. 1386-1401.
 30. Timchenko, V.M. (1990). *Ekologo-gidrologicheskie issledovaniya vodoemov Severo-Zapadnogo Prichernomor'ya [Environmental and Hydrological Researches into the Water Bodies in the North-Western Black Sea Region]*. Institute of Hydrobiology of NASU. Kiev: Naukova Dumka. (in Russ.)
 31. Gubanov, V.I. et al. (1995). Hidrokhimicheskiye usloviya i sostoyaniye zagryazneniya Dnepro-Bugskogo limana [Hydrochemical conditions and state of pollution of the Dnieper-Bug liman]. *Issledovaniya shelfovoi zony Azovo-Chernomorskogo basseyna [Investigations of the Azov-Black Sea basin shelf zone]*. Sevastopol, pp. 55-64. (in Russ.)
 32. Ilyin, Y.P. et al. (2003). Kompleksnaya otsenka sovremennogo sostoyaniya zagryazneniya morskoy sredy v pribrezhnykh rayonakh severo-zapadnoy chasti Chornogo moria [Comprehensive assessment of the current state of marine pollution in the coastal areas of the north-western part of the Black Sea]. *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoy i shelfovoy zon i kompleksnoye ispolzovaniye resursov shelfa [Environmental safety of coastal and shelf zones and integrated use of shelf resources]*, vol. 8. Sevastopol, pp. 236-241. (in Russ.)
 33. Ilyin, Y.P. et al. (2000). Tekhnogennoye zagryazneniye vod pribrezhnykh rayonov Chornogo i Azovskogo morey v period 1990-1999 gg. [Technogenic pollution of the coastal areas' waters of the Black and Azov Seas in the period 1990-1999]. *Naukovi Pratsi UkrNDGMI [Scientific works of UHMI]*, 248, pp. 182-189. (in Russ.)
 34. Ilyin, Y.P., Simov, V.G. & Khorolich, N.G. (2003). Potoki vodoobmena v sisteme Dnepro-Bugskogo limana po dannim izmereniy [Water exchange flows in the Dnieper-Bug liman system by the measurements data]. *Materialy nauchnoy konferentsii "Lomonosovskiye chteniya" 2003 goda [Materials of the scientific conference "Lomonosov Readings" of 2003]*. Sevastopol, pp. 24-24. (in Russ.)
 35. Korzhov, E.I. (2015). Antropogennyi vpliv na ekosystemu ponizzia Dnipra ta mozhlivi shliakhy yogo poslablennia [Anthropogenic impact on the ecosystem of the lower reaches of the Dnieper and possible ways to weaken it]. *Naukovi Pratsi UkrNDGMI [Scientific works of UHMI]*, 267, pp. 102-108. (in Ukr.)
 36. Korzhov, E.I. & Goncharova, O.V. (2020). Formuvannya rezhimu solonosti vod Dniprovsko-Buzkoi hyrlovoi oblasti pid vplyvom klimatichnykh zmin u suchasnyi period [Formation of the salinity regime of the Dnieper-Bug estuary waters under the influence of climate change in the modern period]. *Actual problems of natural sciences: modern scientific discussions: Collective monography.* University of Life Sciences in Lublin, pp. 315-330. (in Ukr.)
 37. Osadchiy, V.I. et al. (2019). Operatyvna systema prognozu morskogo khvyliuvannya u pryberezhniy smuzi Azovskogo ta Chornogo moriv [Operational system of marine waves forecasting for the Azov and Black Seas coastal zone]. *Problemy hidrolonii, idrokhimii, hidroekologii [Problems of hydrology, hydrochemistry, hydroecology]*. Kyiv, pp. 116-121. (in Ukr.)
 38. Tuchkovenko, Yu.S. (2005). Trekhmernaya matematicheskaya model' kachestva vod Dneprovsko-Bugskogo priustyevogo rayona severo-zapadnoy chasti Chornogo moria [Three-dimensional mathematical model of water quality of the Dnieper-Bug estuary region of the northwestern part of the Black Sea]. *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoy i shelfovoy zon i kompleksnoye ispolzovaniye resursov shelfa [Environmental safety of coastal and shelf zones and integrated use of shelf resources]*, 12. Sevastopol, pp. 374-391. (in Russ.)
 39. Brovchenko, I.O., Maderich, V.S. & Terletska, K.V. (2015). Raznomasshtabnoye chislennoye modelirovaniye tsirkulatsii v Chornom more i Dneprobugskom limane [Multi-scale numerical simulation of circulation in the Black Sea and the Dnieper estuary]. *Systemy pidtrimky pryiniattia rishen. Teoria i praktyka [Decision support systems. Theory and practice]*. Kyiv, pp. 89-92. (in Russ.)
 40. Ilyin, Y. (2021). Estimation of nutrients transport and metabolism in the Dnieper-Bug estuarine system based on data of the EMODNet Chemistry project. *EMODnet Open Conference, Online, 14-16 June 2021*. E-poster. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.10747.44324>.
 41. Yurkova, I.Y., & Ilyin, Y.P. (2004). Simulation of the nutrient load to the Dnieper-Bug estuary, Ukraine. "30th Pacem in Maribus" Conference Proceedings. Kiev, pp. 361-369.
 42. Schlitzer, R. (2020). Ocean Data View. URL: <https://odv.awi.de/en/software/download/> (Accessed: 10.11.2023)
 43. Csanady, G.T. (1978). The arrested topographic wave.

- J. Phys. Oceanogr.*, 8, pp. 47-62.
44. Intergovernmental Oceanographic Commission (2010). *The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Manuals and Guides No.56*, UNESCO (English).
45. State Committee of Ukraine for Technical Regulation and Consumer Policy. (2007). *DSTU 4474:2005 Fizychna okeanolohiia. Terminy ta vyznachennia osnovnykh poniat [State standards of Ukraine 4474:2005: Physical oceanology. Terms and definitions of basic concepts]*. Kyiv. (in Ukr.)
46. Ilyin, Yu.P. (2016). *Klimatychni zminy hidrometeorologichnoho rezhymu moriv Ukrainy [Climatic changes of hydrometeorological conditions of the seas of Ukraine]*. Abstract of Dr. Sc. in Geography. Taras Shevchenko National University of Kyiv. Kyiv. (in Ukr.)

AVERAGE CONDITION AND SEASONAL VARIABILITY OF THE STRUCTURE AND DYNAMICS OF TRANSITIONAL WATERS IN THE DNIEPER-BUG ESTUARY REGION

Yu. P. Ilyin

Ukrainian Hydrometeorological institute,
Pr. Nauky, 37, 03038, Kyiv, Ukraine, ypilyin@gmail.com

Based on the data of long-term coastal and expeditionary observations, the structure and dynamics of transitional waters in the system of the Dnieper-Bug estuary (the DBE) before the destruction of the Kakhovka HPP are considered as the basis for the future description of changes in the hydrological regime. Average annual and seasonal maps and vertical sections of temperature and salinity are drafted. The article analyzes the main factors of formation and distribution of transitional waters such as river runoff, salinity (density) contrast and surface wind. A number of dimensional and dimensionless criteria and indicators of the transitional water dynamics within and outside the DBE are calculated and analyzed.

The analysis of previous studies of river water transformation in the North-Western part of the Black Sea (NWBS) and dynamics of floating plumes in other areas of the World Ocean's coastal zone allows us to establish a 14 P.S.U. isohaline as the outer limit for transitional waters of the NWBS.

According to the monitoring data of 1992-2020, the highest degree of desalination of the DBE and output of transition water from the Kinburn Strait was observed in spring, under the conditions of increasing volume of river runoff and predominant wind from the east. At the same time, the increasing repeatability of the south wind contributed to pushing the plume towards the coastal area outside the estuary. In summer, the influence of open sea waters on the DBE increased due to decreasing river runoff and increasing frequency of westerly winds.

According to theoretical criteria, under low-wind conditions, the estuary produces a surface-advective plume affected by buoyancy and Coriolis force, with no effect of friction in the bottom boundary layer. The distance over which such plume spreads, even in summer, does not exceed half way from the Kinburn Strait to the Odesa Bay. The ingress thereto of transitional waters of the DBE in spring and autumn can be facilitated by accompanying wind currents.

The main factor of the plume's summer dynamics includes both westerly wind and the currents it generates. The latter prevent the spread of transitional waters to the west along the coast, pushing them towards the estuary and to the south off it. This does not negate the possibility of a different plume behavior due to the increasing volume of river runoff and synoptic variability of the wind field during certain years and months.

Keywords: salinity and temperature of water, transitional waters, plume, buoyancy, river runoff, wind, sea currents

Подання до редакції : 14. 09. 2023
Надходження остаточної версії : 13. 10. 2023
Публікація статті : 21. 12. 2023