



No 2 | 2022

МЕТЕОРОЛОГІЯ
ГІДРОЛОГІЯ
МОНІТОРИНГ ДОВКІЛЛЯ

METEOROLOGY
HYDROLOGY
ENVIRONMENTAL MONITORING

МЕТЕОРОЛОГІЯ. ГІДРОЛОГІЯ. МОНІТОРИНГ ДОВКІЛЛЯ

№ 2 • 2022

METEOROLOGY. HYDROLOGY. ENVIRONMENTAL MONITORING

EDITORIAL BOARD

Editor-in-Chief

Volodymyr Osadchyi,
D.Sci. in Geography,
corr. member of the NAS of Ukraine

Deputy Editors-in-Chief

Yuriy Ilyin, *D.Sci. in Geography*
Yurii Nabyvanets, *Ph.D.*
Oleksii Shevchenko, *D.Sci. in Geology*

Responsible secretary

Nina Mostova, *Ph.D.*

Members of Editorial Board

Vira Balabukh, *Ph.D.*
Oleg Voitsekhovych, *Ph.D.*
Liudmyla Gorbachova, *D.Sci. in Geography*
Vasyl Grebin, *D.Sci. in Geography*
Svitlana Krakovska, *Ph.D.*
Oleksii Kryvobok, *Ph.D.*
Peter Linnik, *D.Sci. in Chemistry*
Vazira Martazinova, *D.Sci. in Phys.&Math.*
Oleksandr Obodovskyi, *D.Sci. in Geography*
Valeriya Ovcharuk, *D.Sci. in Geography*
Natalia Osadcha, *D.Sci. in Geography*
Valentyn Protsak, *Ph.D.*
Mykhailo Savenets, *Ph.D.*
Viktor Samoilenko, *D.Sci. in Geography*
Oleg Skrynyk, *Ph.D.*
Sergiy Snizhko, *D.Sci. in Geography*
Valentyn Khilchevskyi, *D.Sci. in Geography*
Valeriy Khokhlov, *D.Sci. in Geography*
Yuliia Chornomorets, *Ph.D.*
Olga Shevchenko, *D.Sci. in Geography*
Vitalii Shpyg, *Ph.D.*

РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ

Головний редактор

В.І. Осадчий,
д.геогр.н., професор,
член-кореспондент НАН України

Заступники головного редактора

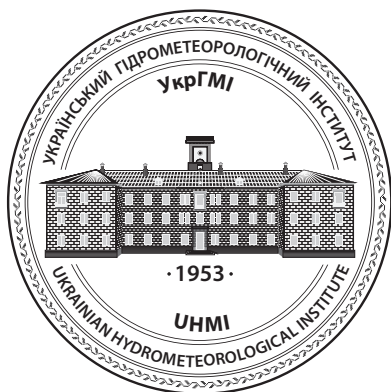
Ю.П. Ільїн, *д.геогр.н.*
Ю.Б. Набиванець, *к.геогр.н.*
О.Л. Шевченко, *д.г.н.*

Відповідальний секретар

Н.М. Мостова, *к.геогр.н.*

Члени редколегії

В.О. Балабук, *к.геогр.н.*
О.В. Войцехович, *к.геогр.н.,*
Л.О. Горбачова, *д.геогр.н., професор*
В.В. Гребінь, *д.геогр.н., професор*
С.В. Краковська, *к.ф.-м.н.*
О.А. Кривобок, *к.геогр.н.,*
П.М. Линник, *д.х.н., професор*
В.Ф. Мартазінова, *д.ф.-м.н., професор*
О.Г. Ободовський, *д.геогр.н., професор*
В.А. Овчарук, *д.геогр.н., професор*
Н.М. Осадча, *д.геогр.н., професор*
В.П. Процак, *к.т.н.,*
М.В. Савенець, *к.геогр.н.*
В.М. Самойленко, *д.геогр.н., професор*
О.Я. Скриник, *к.ф.-м.н.*
С.І. Сніжко, *д.геогр.н., професор*
В.К. Хільчевський, *д.геогр.н., професор*
В.М. Хохлов, *д.геогр.н., професор*
Ю.О. Чорноморець, *к.геогр.н.*
О.Г. Шевченко, *д.геогр.н.*
В. М. Шпиг, *к.геогр.н.*



МЕТЕОРОЛОГІЯ • ГІДРОЛОГІЯ • МОНІТОРИНГ ДОВКІЛЛЯ

Київ. 2022. № 2. 80 с.

Засновник та видавець

УКРАЇНСЬКИЙ
ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ІНСТИТУТ
ДСНС УКРАЇНИ ТА НАН УКРАЇНИ

Журнал засновано
25 листопада 2021 року.
Виходить 2 рази на рік.

Рекомендовано до друку

Вченою Радою Українського
гідрометеорологічного інституту
ДСНС України та НАН України
(протокол № 6 від 31.10.2022 р.)

Свідоцтво
про державну реєстрацію
друкованого засобу
масової інформації
серія KB № 25082–15022P

Видання представлене
у розділі наукової періодики
на сайті Національної бібліотеки
ім. В.І. Вернадського

Адреса редакції:

Україна, проспект Науки, 37, Київ, 03028
e-mail: journal@uhmi.org.ua

Відповідальний редактор:

Олексій Шевченко

Дизайн обкладинки:

Катерина Сурай

Editorial office address

37, Prospect Nauky, Kyiv, 03028, Ukraine
e-mail: journal@uhmi.org.ua

Responsible editor:

Oleksii Shevchenko

Cover design:

Kateryna Surai

Підписано до друку 26.08.2022 р. Формат 60×84/8. Друк офсетний. Папір крейдований.
Ум. друк. арк. 13,95. Наклад 100 прим. Зам. № УГІ-02-23.

Оригінал-макет та друк ТОВ "ДІА": 03022, Київ-22, вул. Васильківська, 45

Цілковите або часткове розмноження в будь-який спосіб матеріалів,
опублікованих у цьому виданні, допускається лише з письмового дозволу видавця.

ФІЗИКА І ХІМІЯ АТМОСФЕРИ		PHYSICS AND CHEMISTRY OF THE ATMOSPHERE	
Щеглов О., Шпиг В., Фомічев Н.	4	Shcheglov O., Shpyg V., Fomichev N.	4
Атмосферні ріки: потенційний вплив на атмосферні процеси та метеорологічні явища на території України		Atmospheric rivers: potential influence on atmospheric processes and meteorological phenomena over the territory of Ukraine	
Краковська С.	11	Krakovska S.	11
Спектральна мікрофізична модель хмари для оцінки параметризацій процесів формування теплих хмар та опадів у моделях з узагальненою мікрофізикою		Spectral microphysical cloud model for assessment of parameterization of warm cloud and precipitation formation processes in models with bulk microphysics	
ПРИКЛАДНА МЕТЕОРОЛОГІЯ		APPLIED METEOROLOGY	
Мартазінова В., Городецька Н., Рибченко Л., Савчук С., Гребенюк Н., Татарчук О.	22	Martazinova V., Horodetska N., Rybchenko L., Savchuk S., Hrebeniuk N., Tatarchuk O.	22
Особливості температурно-вологісного режиму території України з початку XXI сторіччя під впливом змін великомасштабної атмосферної циркуляції		Features of the current state of the temperature-humidity regime of Ukraine since the beginning of the xxi century under the influence of changes of large-scale atmospheric circulation	
ЧИСЛОВІ МЕТОДИ ТА МОДЕЛІ В ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЇ		NUMERICAL METHODS AND MODELS IN HYDROMETEOROLOGY	
Савенець М., Писаренко Л.	35	Savenets M., Pysarenko L.	35
Оптимальні параметри налаштування онлайн-інтегрованої моделі ENVIRO-HIRLAM для території України з метою моделювання взаємодії метеорологічних процесів та хімічного складу атмосфери		The optimal settings for the online-integrated model enviro-hirlam in order to simulate the atmosphere-chemistry interaction for the Ukrainian territory	
Шевченко О., Чарний Д., Рудоман М.	43	Shevchenko O., Charnyi D., Rudoman M.	43
Прогнозування стоку ґрунтових вод до р. Південний буг статистичним методом та з використанням штучних нейронних мереж		Prediction of groundwater flow to the South Bug river using artificial neural networks and regression equations	
МОНІТОРІНГ І ПРОБЛЕМИ ЗАБРУДНЕННЯ НАВКОЛИШНЬОГО ПРИРОДНОГО СЕРЕДОВИЩА		MONITORING AND PROBLEMS OF ENVIRONMENTAL POLLUTION	
Орещенко А.	54	Oreshchenko A.	54
Ознаки пожеж, які виникли від бойових дій, за супутниковими спостереженнями		Signatures of wildfires caused by hostilities using the results of space photography	
УПРАВЛІННЯ ВОДНИМИ РЕСУРСАМИ		MANAGEMENT OF WATER RESOURCES	
Василенко Є., Кошкіна О., Набиванець Ю., Маслоva Т., Кошкін К.	64	Vasylenko Y., Koshkina O., Nabvvanets Y., Maslova T., Koshkin K.	64
Гідроморфологічний моніторинг масивів поверхневих вод категорії «Річки»: протокол дослідження місцевості		Hydromorphological monitoring of surface water bodies: survey protocol	
МОРСЬКА ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЯ		HYDROMETEROLOGICAL OCEANOGRAPHY	
Ільїн Ю.	71	Ilyin Yu.	71
Середні багаторічні величини та мінливість потоків води, солі та розчинених біогенних речовин в системі Дніпровсько-Бузького лиману		Average long-term values and variability of water, salt and dissolved nutrient flows in the system of the Dnieper-Bug estuary	

О.А. Щеглов¹

aleshcheglov@gmail.com

В.М. Шпиг¹

vitold82@i.ua

Н.Р. Фомічев²

nikitaфомич2002@gmail.com

УДК 551.515+551.57

АТМОСФЕРНІ РІКИ: ПОТЕНЦІЙНИЙ ВПЛИВ НА АТМОСФЕРНІ ПРОЦЕСИ ТА МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ЯВИЩА НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

¹ Український гідрометеорологічний інститут ДСНС України та НАН України, Київ

² Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ

У статті проведено огляд наукових публікацій, які присвячені відносно новому для вітчизняного наукового метеорологічного співтовариства поняттю "атмосферні ріки", піднімається питання щодо необхідності його введення в вітчизняну термінологію. На основі зарубіжних наукових праць проаналізовано зв'язок атмосферних рік із великомасштабною атмосферною циркуляцією та екстремальними опадами, наведено підходи та методи ідентифікації атмосферних рік. Аналіз вітчизняних досліджень дозволив дійти висновку, що в Україні не розглядають питання щодо запасів вологи в атмосфері та умов формування екстремальних опадів крізь призму концепції атмосферних рік. Проаналізувавши наукові праці, зроблено припущення, що із високою ймовірністю АР відмічаються і на території України. Найбільш імовірний прояв АР може бути під час переміщення південних циклонів з півдня або південного заходу на північ або північний схід Східноєвропейського регіону. Окреслено основні напрями подальшого вивчення атмосферних рік: зв'язок атмосферних рік з великомасштабною циркуляцією; роль атмосферних рік у транспортуванні вологи на макро- та мезомасштабному рівнях; зв'язок атмосферних рік з екстремальними та стихійними метеорологічними явищами, зокрема сильними опадами.

Ключові слова: атмосферна ріка, атмосферна циркуляція, адвекція, волога, небезпечні атмосферні явища.

ВСТУП

Відповідно до Метеорологічного глосарію Американського метеорологічного товариства, термін "атмосферна ріка" (далі — АР) означає довгу й вузьку смугу інтенсивного горизонтального перенесення водяної пари, що пов'язана зі струминним течіями низького рівня та передує холодному фронту позатропічного циклону [14]. Термін остаточно закріпився в глосарії в 2017 році, тобто поняття є відносно новим в метеорології, не зважаючи на тривалу історію дослідження суміжних питань та тривалу дискусію щодо коректності та формулювання самого терміну [15]. Більшість наукових праць доводить, що значна кількість екстремальних опадів пов'язана з наявністю АР [16, 36, 37, 44, 45, 53]. Питання щодо міри впливу АР на віддалені від океанічного узбережжя території, до яких можна віднести територію України, є менш дослідженим. У вітчизняних наукових працях питання впливу Атлантики на вологовміст повітря та його роль в формуванні синоптичних процесів та метеорологічних явищ саме крізь призму концепції АР не розглядалося.

Тому аналіз сучасних зарубіжних досліджень щодо АР, їх узагальнення, а також проведення подібних досліджень для території України, з метою оцінки запасів вологи та процесів її переносу в атмосфері на регіональному рівні, є важливою та актуальною темою.

Враховуючи сказане вище, варто зауважити, що серед праць українських вчених можна виділити публікацію [26], у якій явище АР розглядається як фактор, що сприяє екстремальним опадам, особливо в рідкій фазі в районі Антарктичного півострова.

Метою даної статті є аналіз сучасних досліджень щодо явища "атмосферна ріка".

РЕЗУЛЬТАТИ ТА ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

Концепція АР формувалася на базі досліджень 1970-х та 1980-х років з синоптичної метеорології, у 1990-х та 2000-х — за рахунок розвитку супутникової метеорології, методів асиміляції даних та появи глобальних баз даних реаналізу. Наприкінці 1990-х рр. запропоновано один із перших алгорит-

мів ідентифікації АР [56]. В 2000-х та 2010-х актуальність дослідження перенесення тепла та вологи в атмосфері в струминних течіях нижнього рівня закріпилася рядом експедиційних досліджень із застосуванням літакового зондування [18, 42, 43]. Вивчення фізичної суті та характеристик АР відбувалося протягом серії кампаній NOAA та NASA, використовуючи літаки та скидні зонди: "Ghost Nets" (2005 рік), "WISPAR" (2011 рік), "CalWater" (2014–2015 роки) та "AR Recon" (2016 рік) [42]. У ході досліджень встановлено, що середня ширина АР — близько 850 ± 250 км, при цьому переміщується $4,7 \pm 2,0 \times 10^8$ кг·с⁻¹ водяної пари, що еквівалентно приблизно 25-кратно збільшеному об'єму води річки Міссісіпі, яка впадає в океан (або в 2,5 рази більше відповідного показника річки Амазонки) [15]. Більшість досліджень АР присвячена територіям, що безпосередньо межують з океаном, як джерелом забезпечення атмосфери вологою [27, 35, 40]. В останні роки інтерес до явища АР зростає, оскільки все більше авторів пов'язують його із екстремальними метеорологічними явищами, особливо з опадами [16, 36, 37, 44, 45, 53].

Основні поняття. Найчастіше показником, що характеризує АР є інтегральне перенесення (потік) водяної пари (IVT), який, насамперед базується на розрахунку інтегрального вмісту водяної пари (IWV) [32]. IWV зазвичай розраховується таким чином, щоб охопити приземні шари з максимальною концентрацією та шари в середній тропосфері, що характеризують переважаючий потік повітря в тропосфері. Так, наприклад, відповідно до методики [28], IWV розраховується як:

$$IWV = \int_{1000}^{300} q \frac{dp}{g}, \quad (1)$$

де q — питома вологість; g — гравітаційна стала; dp — вертикальний градієнт тиску; значення 300 та 1000 вказують на межі вертикального стовпа повітря в термінах абсолютної топографії (АТ–1000 та АТ–300 відповідно).

Показник IVT відрізняється від IWV тим, що враховує меридіональну та зональну складову перенесення повітря [28, 32]:

$$IVT = Q(\lambda, \varphi, t) = Q_{\lambda} + Q_{\varphi}, \quad (2)$$

де λ та φ — довгота та широта відповідно, t — час, Q_{λ} та Q_{φ} — зональна та меридіональна компоненти IVT , що розраховуються як:

$$Q_{\lambda} = - \int_{1000}^{300} q u \frac{dp}{g}, \quad (3)$$

$$Q_{\varphi} = - \int_{1000}^{300} q v \frac{dp}{g}, \quad (4)$$

де u — зональна компонента вітру, v — меридіональна компонента вітру, решта позначень — аналогічні формулі (1).

У контексті наукової метеорологічної термінології, яка використовується у країнах Східної Європи, країнах Балтії, Кавказу та Середньої Азії, поняття АР не виділяється, і його можна порівняти з визначенням адвективних потоків тепла та вологості. Відповідно до сучасних уявлень, водяна пара у АР постачається з тропічних та/або позатропічних джерел вологи. Атмосферні ріки часто призводять до сильних опадів, коли вологі повітряні маси піднімаються вгору в зоні висхідних рухів теплого сектору циклону (в англійській літературі щодо цієї зони застосовується термін "warm conveyor belt"). Горизонтальне перенесення водяної пари в середніх широтах в АР відбувається максимально інтенсивно саме у нижній тропосфері [14].

Ідентифікація АР. Як показано в роботі [29], джерелом даних для ідентифікації АР можуть слугувати глобальні дані реаналізу, наприклад, ERA-Interim [20], MERRA-2 [24] тощо. Алгоритми виявлення АР включають у себе етап виділення осередків з аномальними значеннями IVT або IWV , яке виділяється статистично, вище певного порогу. Потім визначається геометрія осередків з аномальними значеннями IVT або IWV [28, 30]. Наприклад, у [29] пороговим значенням є 85-й перцентиль, розрахований з урахуванням сезонності на основі багаторічної вибірки даних реаналізу ERA-Interim та MERRA-2. Автори закладають ряд інших умов: значення IVT мають не тільки перевищувати порогове значення 85-го перцентилля, але й бути не менше $100 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$; для підтвердження наявності АР необхідною є суттєва меридіональна складова $IVT > 50 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$ за умови, що більше половини площі АР має напрямок перенесення у межах 45° від середнього потоку IVT ; довжина об'єкта АР > 2000 км при співвідношенні довжини до ширини > 2 [29].

Критерії в алгоритмах виявлення АР можуть дещо відрізнятися, у залежності від специфіки регіону дослідження чи інших міркувань, але здебільшого по своїй суті вони близькі [13, 25, 34, 51, 54, 56]. Відмінності в середніх значеннях IVT дозволяють авторам в рамках кліматологічних розрахунків поділяти АР за інтенсивністю. Наприклад, в [45] запропонована шкала АР: від слабких ($250\text{--}500 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$), помірних ($500\text{--}750 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$), сильних ($750\text{--}1000 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$), екстремальних ($1,000\text{--}1,250 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$) до виняткових ($\geq 1,250 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$).

Сказане вище стосується виділення АР як просторового об'єкта в один момент часу. Окреме складне питання — це визначення траєкторії зміщення АР. Трекінг АР є більш складним, порівняно з мето-

дами визначення траєкторій циклонів та антициклонів, що базуються на визначенні центру баричних утворень і подальшого виявлення їх зміщення. На відміну від баричних утворень, АР мають більш складну форму, що зазнає зміни у часі: розширення, скорочення, видовження, розділення на частини тощо [29]. Тому методи "трекінгу" АР базуються на авторських розробках програмного коду, що вирішують задачу розпізнавання образів, наприклад [48, 49, 55].

Зв'язок з великомасштабною циркуляцією. Згідно з [56] від трьох до п'яти АР присутні в кожній півкулі в будь-який момент часу, і вони частіше зустрічаються над позатропічними частинами океанів. Над океанічними поверхнями відбувається інтенсивне насичення повітря вологою, а особливості циркуляції в Північній частині Тихого океану та в Північній Атлантиці сприяють винесенню вологих повітряних мас на континенти в межах західного перенесення [28]. Географічний прояв АР залежить в першу чергу від стану ключових центрів дії атмосфери: Тихоокеанського максимуму та Алеутського мінімуму — в Північно-Тихоокеанському регіоні; Азорського максимуму та Ісландського мінімуму — в Північноатлантичному регіоні відповідно. Важливим моментом є також стан циркумполярного вихору, інтенсивність якого описується індексом арктичного коливання (англ. *Arctic oscillation*, далі — АО). Стан циркуляції у Північно-Тихоокеанському регіоні описано Тихоокеансько-Північноамериканським коливанням (англ. *Pacific North American Oscillation*, далі — PNA), а в Атлантиці — Північно-Атлантичним коливанням (англ. *North Atlantic Oscillation*, далі — NAO). Взаємозв'язок АР та PNA розкрито в [27], а висновки щодо узгодження частоти прояву АР в Європі з NAO продемонстровано в [36]. Також отримано оцінки щодо стійкого зв'язку явища АР з Ель-Ніньйо — Південним коливанням (англ. *El Niño* — *Southern Oscillation*, далі — ENSO) та коливанням Маддена — Джуліана (англ. *Madden* — *Julian Oscillation*, далі — MJO), що представлені у працях [28, 40].

АР та екстремальні метеорологічні явища. У багатьох роботах описується ефект "обвалу" (англ. *landfall*) АР на прибережні частини континентів [21, 41, 46, 53]. Процес передбачає зменшення вологості повітряних мас за рахунок випадання вологи у вигляді атмосферних опадів. Винесення вологих повітряних мас на поверхню з іншими фізичними характеристиками супроводжується орографічним ефектом підсилення опадів. Особливо цей ефект проявляється на західному узбережжі Північної Америки, яке обрамляють Кордильєри [27, 44]. Окрім згаданих вище регіонів Америки та Європи, питанню впливу АР на екстремальні опади присвя-

чені роботи в багатьох інших регіонах, наприклад, у Туреччині та на Близькому Сході [17], Японії [33], Індії [22, 52], Південній Азії [51, 54], Північній Африці [13], Гренландії [38], у Антарктиці [50] тощо.

Прояв АР у Європі. Як зазначено вище, значну роль у формуванні режиму опадів, особливо на західному узбережжі, відіграє фаза NAO. При додатній фазі NAO може відбуватися формування потужних АР, що передусім впливають на північну та північно-західну частину Європейського субконтиненту [23]. За оцінками [35], близько 20–30% опадів на західному узбережжі Європи пов'язані з АР. З жовтня по квітень для західної частини Франції та Британії ця частка може досягати до 40%. Часто АР пов'язані з екстремальними випадками опадів, наприклад, у Великобританії, на Піренейському півострові та Норвегії, відіграючи важливу роль у формуванні значної кількості опадів за зимовий сезон. Так, у роботі [39] на основі вибірки випадків АР за 1979–2018 роки описано, що південно-західна Норвегія є регіоном, де більшість екстремальних опадів (~78,5%) пов'язані з АР. Цей зв'язок спостерігається в основному восени та на початку зими, коли АР найбільш часті (~37% АР трапляються з жовтня по січень). При чому всі випадки екстремальних опадів у комбінації з АР були пов'язані з проходження теплого фронту та теплого сектора циклону [39].

Натомість при негативній фазі NAO траєкторії циклонів, що переміщуються з Північної Атлантики в Європу, пролягають південніше, у Середземноморському регіоні. У статті [19] проаналізовано випадок кількадечного стаціонарування циклону над Західною Європою з екстремальною кількістю опадів, штормовими явищами та паводками. Стихійність процесу багато в чому була зумовлена значною кількістю водяної пари, що транспортувалася у Середземноморський басейн із тропічної зони Атлантичного океану та уздовж вузького коридору через Африканський континент.

Вітчизняні дослідження запасів вологи в атмосфері та умов формування екстремальних опадів. Як вже зазначалося, АР та їх вплив на погодні умови на території України не досліджувалися, проте існує низка сучасних робіт, які присвячені вивченню запасів вологи в атмосфері, макро- та мезомасштабним особливостям атмосферних процесів, котрі супроводжувалися сильними опадами та іншими небезпечними стихійними гідрометеорологічними явищами як для теплого, так і для холодного періоду року. Умовно їх можна поділити на три групи: 1) синоптичні умови утворення стихійних явищ погоди на території України [2, 5, 6, 7, 10]; 2) мінливість інтенсивності конвективних процесів

та динаміка інтенсивності опадів у теплий період року [1, 9]; 3) водні ресурси фронтальних хмарних систем [3, 4, 11].

Просторовий розподіл небезпечних та стихійних явищ погоди, пов'язаних із фронтальною хмарністю, та їх інтенсивність пояснюються так: 1) має місце зростання меридіональної і послаблення зональної циркуляції атмосфери, що зумовила зміну районів формування циклонів та траєкторій їх переміщення [2]; 2) циклонічні утворення на території України виходять більш глибокими і рухаються значно повільніше, ніж у середині ХХ століття [2]; 3) наявність блокуючого процесу (тривалість процесів при цьому становить декілька діб), що призводить до квазістаціонарного стану циклону [5, 6, 7, 9], або гальмівного руху з ознаками стаціонарування фронтальних систем (тривалість процесів — в межах однієї доби) [6]; 4) одночасна наявність арктичної та полярної фронтальних систем [6, 7]; 5) наявність мезомасштабних комірок висхідних рухів у зонах атмосферних фронтів, що забезпечують багаторазове відтворення запасів водяної пари, необхідної для підтримки процесів опадоутворення [10]; 6) значні запаси вологи в атмосфері та їх відтворення [1, 4, 5, 10, 11].

Варто зауважити, що вітчизняні роботи у своїй більшості побудовані на дослідженні низки окремих випадків, а тому не можуть дати відповідь на питання щодо потенційної ролі АР чи адвекції вологи у процесах формування опадів на регіональному масштабі у кліматичному аспекті.

Потенційний прояв АР на території України.

Автори роботи [35] зазначають, що наслідки АР в Європі зазвичай відчуються на більшій відстані від океану (наприклад, у Польщі), ніж на заході Сполучених Штатів. Це пояснюється більшою висотою гірських масивів на західному узбережжі Північної Америки. Варто відзначити, що Європа між 49 та 58 град. пн. ш. має відносно рівнинний рельєф, що менше перешкоджає перенесенню вологого повітря вглиб континенту без передчасної втрати вологовмісту за рахунок орографічного ефекту. З цього впливає припущення, що вологе повітря, перенесене з АР у цих широтах може проникати й на територію України, у першу чергу — у західні області. Для того, щоб вісь АР проходила в зоні 49–58 град. пн. ш., центр циклону має розташовуватись у районі Скандинавського півострова. Однак меридіональні потоки в такому випадку також направлені в північному напрямку, мало охоплюють при цьому Україну. Оскільки, зі збільшенням відстані від узбережжя у глиб континенту запаси атмосферної вологи будуть зменшуватися враховуючи той факт, що у високих широтах вологозапаси в атмосфері є

меншими, ніж у помірних та низьких, то очевидним є припущення про визначальну роль меридіональної складової перенесення повітряних мас АР у випадках формування сильних опадів. У випадку циклонів із більш південною траєкторією, вздовж континентальної частини Європи, повітряні маси в теплому секторі будуть на своєму шляху наштовкуватися на гірські масиви Альп та Карпатських гір. У такому випадку в межах України наявність атмосферної ріки найбільш суттєвий вплив може мати на регіон Закарпаття. Західні циклони рідше пов'язані з інтенсивними та тривалими опадами і, зазвичай, переміщуються територією швидше, супроводжуючись частою зміною холодного і теплового фронтів, і відповідно змінами погоди [8, 12].

У роботі [2] зазначено, що більшість циклонів, які призводять до екстремальних опадів в Україні, є саме південні та південно-західні. З південних циклонів, що зміщуються на територію України, 48% утворюються над акваторією Середземного моря, а 52% — Чорного моря [12]. Траєкторії циклонів, що проходять вздовж Середземного моря, насамперед, пов'язані із циркуляційними процесами, які описані індексом циркуляції NAO, а саме із від'ємною фазою індексу [31].

При цьому варто розуміти, що і Середземне, і Чорне та Азовське моря, над якими може проходити траєкторія АР, також є джерелами вологи. Так, наприклад, у роботі [47] отримано оцінки впливу випаровування в акваторії Середземного моря на опади на суміжних континентах. За оцінками авторів, деяка частка вологи середземноморського походження міститься і в опадах на території України.

ВИСНОВКИ

Таким чином, не зважаючи на деяку дискусію щодо терміну "атмосферні ріки" (АР), на даний час у зарубіжних фахових журналах цій темі присвячена велика кількість наукових статей. У контексті метеорологічної термінології, яка використовувалася у країнах Східної Європи, країнах Балтії, Кавказу та Середньої Азії у декількох попередніх десятиліттях, поняття АР не виділялося, і його можна підвести під визначення адвективних потоків вологості. На нашу думку, є сенс офіційного введення в наукову термінологію в Україні цього поняття та подальших досліджень явища в Східноєвропейському регіоні. Позаяк сама АР є не стільки явищем, скільки проявом механізмів обміну теплом і вологою в атмосфері, у тому числі в регіональному масштабі.

Виходячи із проаналізованих наукових праць, можна припустити, що із високою ймовірністю АР відмічаються і на території України. Найбільш імо-

вірний прояв АР може бути під час переміщення південних циклонів (з півдня або південного заходу на північ або північний схід Східноєвропейського регіону). Оскільки АР відмічаються в зоні теплового сектору циклону, варто очікувати виникнення різних атмосферних явищ, пов'язаних із проходженням фронтальних розділів, у першу чергу — випадіння інтенсивних опадів. Загалом для отримання підтвердження висловленим у даній статті припущенням та встановлення в подальшому закономірностей, пов'язаних із фактом проходження АР

над територією України, необхідним є проведення досліджень як окремих синоптичних ситуацій, так й обробки достатньо довгих рядів історичних даних та їх аналіз.

Актуальність подальшого вивчення даного питання розкривається, як мінімум, у трьох аспектах: 1) зв'язок АР з великомасштабною циркуляцією; 2) роль АР у транспортуванні вологи на макро- та мезомасштабному рівнях; 3) зв'язок АР з екстремальними та стихійними метеорологічними явищами, зокрема сильними опадами.

ЛІТЕРАТУРА / REFERENCES

1. Балабух В.А. Межгодовая изменчивость интенсивности конвекции в Украине / Глобальные региональные изменения климата [под ред. Осадчего В. И]. Киев: Ника-Центр, 2011. 161–173.
[Balabukh V.A. Variability of power convection in Ukraine Global Regional Climate Changes [ed. Osadchy V.I.]. Kyiv: Nika-Center, 2011. 161–173]
2. Балабух В.О. Траекторії циклонів, що зумовлюють небезпечну і стихійну кількість опадів в Україні у теплий період року. *Наук. Праці УкрНДГМІ*. 2004. № 253. Ника-Центр, 2004. С. 103–119.
[Balabukh V.O. The trajectories of cyclones causing extreme precipitation in Ukraine during the warm period of the year. *Nauk. Pratsi UkrNDHMI*. 2004. 103–119]
3. Заблоцька Т.М., Кривобок О.А., Шпиг В.М. Водоресурси фронтальних хмарних систем за даними супутникових спостережень у теплий період року. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2018. № 3 (50). С. 66–72.
[Zabolotska T.M., Kryvobok O.A., Shpyg V.M. Liquid water content of frontal cloud systems estimated from satellite data during warm period of year. *Hydrology, hydrochemistry and hydroecology*. 2018. 3 (50). 66–72]
4. Заблоцька Т.М., Кривобок О.А., Шпиг В.М. Водоресурси фронтальних хмарних систем у холодний період року за даними супутникових спостережень. *Фізична географія та геоморфологія*. 2018. № 2 (90). С. 70–75.
[Zabolotska T.M., Kryvobok O.A., Shpyg V.M. Water balance of frontal cloud systems in cold period estimated by satellite measurements. *Physical geography and geomorphology*. 2018. 2 (90). 70–75]
5. Заблоцька Т.М., Підгурська В.М., Шпиталь Т.М. Небезпечно сильні опади в Україні та можливі причини їх утворення. *Наукові праці УкрНДГМІ*. 2006. № 255. С. 25–41.
[Zabolotska T.M., Pidgurska V.M., Shpital T.M. Extreme precipitation in Ukraine and possible reasons for their formation. *Nauk. Pratsi UkrNDHMI*. 2006. 255. 25–41]
6. Заблоцька Т.М., Шпиг В.М. Синоптичні умови утворення стихійних явищ погоди на території України. Частина I. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2018. № 1 (48). С. 57–67.
[Zabolotska T.M., Shpyg V.M. Synoptic conditions of formation of dangerous weather phenomena over Ukraine. Part I. *Hydrology, hydrochemistry and hydroecology*. 2018. 1 (48). 57–67]
7. Заблоцька Т.М., Шпиг В.М. Трансформація баричного поля та хмарності у випадку тривалих і сильних опадів. *Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту*. 2014. № 266. С. 12–19.
[T.M. Zabolotska, V.M. Shpyg Transformation of baric field and cloudiness in the case of long-term and heavy precipitation. *Scientific works of the Ukrainian Research Hydrometeorological Institute*. 2014. 266. 12–19]
8. Клімат України / за ред. В.М. Липінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. К.: Вид-во Раєвського. 2003. 343 с.
[Climate of Ukraine / Ed. V.M. Lipinsky, V.A. Dyachuka, V.M. Babichenko. K.: Raevsky Publishing House. 2003. 343 p.]
9. Паламарчук Л.В., Сокур К.С., Заблоцька Т.М. Динаміка інтенсивності опадів та мезоструктурні особливості їх полів у теплий період року на рівнинній частині території України. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2019. № 4. С. 95–111.
[Palamarchuk L, Sokur K., Zabolotska T. Dynamics of rainfall intensity and mesostructural characteristics of their fields in the warm period of the year in the plain part of Ukraine. *Hydrology, hydrochemistry and hydrogeology*. 2019. 4. 95–111]
10. Паламарчук Л.В., Шпиг В.М., Гуда К.В. Умови формування сильних опадів холодного періоду року на рівнинній території України. *Фізична географія та геоморфологія*. 2014. № 2 (74). С. 110–120.
[Palamarchuk L.V., Shpyg V.M., Guda K.V. Conditions of formation of strong cold season precipitation in the plains territory of Ukraine. *Physical geography and geomorphology*. 2014. 2 (74). 110–120]
11. Ромаш Т.А., Шпиг В.М. Особливості зміни запасу вологи в атмосфері в період сильних снігопадів. *Часопис картографії*. 2013. № 7. С. 219–235.
[Romash T., Shpyg V. The peculiarities of stock moisture changes in atmosphere during heavy snowfalls. *Journal of cartography*. 2013. 7. 219–235]
12. Семенова І.Г., Назхмудінова О.М. Регіональна синоптика: підручник. Одеський державний екологічний університет. Одеса, 2019. 212 с.
[Semenova I.G., Nazhmutdinova O.M. Regional Synoptics: textbook. Odesa State Environmental University. Odesa, 2019. 212 p.]
13. Akbary M., Salimi S., Hosseini S.A., Hosseini M. Spatio-temporal changes of atmospheric rivers in the Middle East and North Africa region. *International Journal of Climatology*. 2019. 39 (10). 3976–3986. <https://doi.org/10.1002/joc.6052>
14. Atmospheric River. Glossary of Meteorology. American Meteorological Society. 2020. URL: https://glossary.ametsoc.org/wiki/Atmospheric_river (дата звернення: 28.11.2022)
15. Atmospheric Rivers / eds. F. Ralph, M. Dettinger, J. Rutz, D. Waliser. Springer, Cham. 2020. 251. https://doi.org/10.1007/978-3-030-28906-5_1
16. Benedict I., Ødemark K., Npien T., Moore R. Large-scale flow patterns associated with extreme precipitation and atmospheric rivers over Norway Mon. *Weather Rev.* 2019. 147 (4). 1415–1428. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0362.1>

17. Bozkurt D., Sen O.L., Ezber Y., Guan B., Viale M., Caglar F. Influence of African atmospheric rivers on precipitation and snowmelt in the near East's highlands. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2021. **126** (4). e2020JD033646. <https://doi.org/10.1029/2020JD033646>
18. Cordeira J.M., Ralph F.M., Moore B.J. The development and evolution of two atmospheric rivers in proximity to western North Pacific tropical cyclones in October 2010. *Monthly Weather Review*. 2013. **141** (12). 4234–4255. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00019.1>
19. Davolio S., Della Fera S., Laviola S., Miglietta M.M., Levizzani V. Heavy Precipitation over Italy from the Mediterranean Storm “Vaia” in October 2018: Assessing the Role of an Atmospheric River. *Monthly Weather Review*. 2020. **148** (9). 3571–3588. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-20-0021.1>
20. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2011. **137** (656). 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
21. Dettinger M.D., Ralph F.M., Rutz J.J. Empirical return periods of the most intense vapor transports during historical atmospheric river landfalls on the U.S. West Coast. *Journal of Hydrometeorology*. 2018. **19** (8). 1363–1377. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0247.1>
22. Dhana Lakshmi D., Satyanarayana A.N.V. Influence of atmospheric rivers in the occurrence of devastating flood associated with extreme precipitation events over Chennai using different reanalysis data sets. *Atmospheric Research*. 2019. **215**. 12–36. ISSN 0169–8095. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.08.016>
23. Doiteau B., Dournaux M., Montoux N., Baray J.-L. Atmospheric Rivers and Associated Precipitation over France and Western Europe: 1980–2020 Climatology and Case Study. *Atmosphere*. 2021. **12** (8). 1075. <https://doi.org/10.3390/atmos12081075>
24. Gelaro R., McCarty W., Suárez M.J., Todling R., Molod A., Takacs L., et al. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*. 2017. **30** (14). 5419–5454. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>
25. Gorodetskaya I.V., Tsukernik M., Claes K., Ralph M.F., Neff W.D., Van Lipzig N.P.M. The role of atmospheric rivers in anomalous snow accumulation in East Antarctica. *Geophysical Research Letters*. 2014. **41** (17). 6199–6206. <https://doi.org/10.1002/2014GL060881>
26. Gorodetskaya I., Rowe P., Zou X., Chyhareva A., Krakovska S., Cordero R. Antarctic Peninsula warming and precipitation phase transition during atmospheric river events. DACH2022 Leipzig, Deutschland, 21–25 Mar 2022, DACH2022–309. <https://doi.org/10.5194/dach2022-309>
27. Guan B., Molotch N.P., Waliser D.E. et al. The 2010/2011 snow season in California's Sierra Nevada: role of atmospheric rivers and modes of large-scale variability. *Water Resources Research*. 2013. **49** (10). 6731–6743. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20537>
28. Guan B., Waliser D.E. Detection of atmospheric rivers: Evaluation and application of an algorithm for global studies. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 2015. **120** (24). 12514–12535. <https://doi.org/10.1002/2015JD024257>
29. Guan B., Waliser D.E. Tracking atmospheric rivers globally: Spatial distributions and temporal evolution of life cycle characteristics. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 2019. **124** (23). 12523–12552. <https://doi.org/10.1029/2019JD031205>
30. Guan B., Waliser D.E., Ralph F.M. An inter-comparison between reanalysis and dropsonde observations of the total water vapor transport in individual atmospheric rivers. *Journal of Hydrometeorology*. 2018. **19** (2). 321–337. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0114.1>
31. Hurrell J.W. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation. *Science (New York, N.Y.)*. 1995. **269**. 676–689. <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>
32. Ionita M., Viorica N., Guan B. Rivers in the sky, flooding on the ground: The role of atmospheric rivers in inland flooding in central Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*. **24** (11). 2020. 5125–514. <https://doi.org/10.5194/hess-24-5125-2020>
33. Kamae Y., Imada Y., Kawase H., Mei W. Atmospheric Rivers Bring More Frequent and Intense Extreme Rainfall Events Over East Asia Under Global Warming. *Geophysical Research Letters*. 2021. **48** (24). e2021GL096030. <https://doi.org/10.1029/2021GL096030>
34. Lavers D.A., Allan R.P., Wood E.F., Villarini G., Brayshaw D.J., Wade A.J. Winter floods in Britain are connected to atmospheric rivers. *Geophysical Research Letters*. 2011. **38** (23). L23803. <https://doi.org/10.1029/2011GL049783>
35. Lavers D.A., Villarini G. The contribution of atmospheric rivers to precipitation in Europe and the United States. *Journal of Hydrology*. 2015. **522**. 382–390. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.010>
36. Lavers D.A., Villarini G. The nexus between atmospheric rivers and extreme precipitation across Europe. *Geophys. Res. Lett.* 2013. **40** (12). 3259–3264. <https://doi.org/10.1002/grl.50636>
37. Liberato M.L.R., Ramos A.M., Trigo R.M., Trigo I.F., Durán-Quezada A.M., Nieto R., Gimeno L. Moisture Sources and Large-Scale Dynamics Associated with a Flash Flood Event. *American Geophysical Union (AGU): Chapter 11*. 2012. 111–126. <https://doi.org/10.1029/2012GM001244>
38. Mattingly K.S., Mote T.L., Fettweis X. Atmospheric river impacts on Greenland Ice Sheet surface mass balance. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2018. **123** (16). 8538–8560. <https://doi.org/10.1029/2018JD028714>
39. Michel C., Sorteberg A., Eckhardt S., Weijenborg C., Stohl A., Cassiani M. Characterization of the atmospheric environment during extreme precipitation events associated with atmospheric rivers in Norway — Seasonal and regional aspects. *Weather and Climate Extremes*. 2021. **34**. 100370. ISSN 2212–0947. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100370>
40. Mundhenk B.D., Barnes E.A., Maloney E.D. All-season climatology and variability of atmospheric river frequencies over the North Pacific. *Journal of Climate*. 2016. **29** (13). 4885–4903. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0655.1>
41. Neiman P.J., Ralph F.M., Wick G.A., Lundquist J.D., Dettinger M.D. Meteorological characteristics and overland precipitation impacts of atmospheric rivers affecting the West Coast of North America based on eight years of SSM/I satellite observations. *Journal of Hydrometeorology*. 2008. **9** (1). 22–47. <https://doi.org/10.1175/2007JHM855.1>
42. Ralph F.M., Neiman P.J., Wick G.A. et al. Dropsonde observations of total water vapor transport within North Pacific atmospheric rivers. *Journal of Hydrometeorology*. 2017. **18** (9). 2577–2596. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0036.1>
43. Ralph F.M., Neiman P.J., Wick G.A. Satellite and CALJET aircraft observations of atmospheric rivers over the eastern North Pacific Ocean during the winter of 1997/98. *Monthly Weather Review*. 2004. **132** (7). 1721–1745. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<1721:SACAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<1721:SACAO>2.0.CO;2)
44. Ralph F.M., Neiman P.J., Wick G.A., Gutman S.I., Dettinger M.D., Cayan D.R., White A.B. Flooding on California's Russian River:

- role of atmospheric rivers. *Geophysical Research Letters*. 2006. **33** (13). L13801. <https://doi.org/10.1029/2006GL026689>
45. Ralph F.M., Rutz J.J., Cordeira J.M., Dettinger M.D., Anderson M., Reynolds D., Schick L.J., Smallcomb C. A scale to characterize the strength and impacts of atmospheric rivers. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2019. **100** (2). 269–289. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0023.1>
 46. Rutz J.J., Steenburgh W.J., Ralph F.M. The inland penetration of atmospheric rivers over western North America: A Lagrangian analysis. *Monthly Weather Review*. 2015. **143** (5). 1924–1944. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00288.1>
 47. Schicker I., Radanovics S., Seibert P. Origin and transport of Mediterranean moisture and air. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*. 2009. **10**. 5089–5105. <https://doi.org/10.5194/acp-10-5089-2010>
 48. Sellars S.L., Kawzenuk B., Nguyen P., Ralph F. M., Sorooshian S. Genesis, pathways, and terminations of intense global water vapor transport in association with large-scale climate patterns. *Geophysical Research Letters*. 2017. **44** (24). 12, 465–475. <https://doi.org/10.1002/2017GL075495>
 49. Shields C.A. et al. Atmospheric River Tracking Method Inter-comparison Project (ARTMIP): Project goals and experimental design. *Geoscientific Model Development*. 2018. **11** (6). 2455–2474. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-2455-2018>
 50. Terpstra A., Gorodetskaya I. V., Sodemann H. Linking sub-tropical evaporation and extreme precipitation over East Antarctica: An atmospheric river case study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2021. **126** (9). e2020JD033617. <https://doi.org/10.1029/2020JD033617>
 51. Thapa K., Endreny T.A., Ferguson C.R. Atmospheric rivers carry nonmonsoon extreme precipitation into Nepal. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2018. **123** (11). 5901–5912. <https://doi.org/10.1029/2017JD027626>
 52. Velloso Lyngwa R., Ahmad Nayak M. Atmospheric river linked to extreme rainfall events over Kerala in August 2018. *Atmospheric Research*. 2021. **253**. 105488. ISSN 0169–8095, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105488>
 53. Waliser D., Guan B. Extreme winds and precipitation during landfall of atmospheric rivers. *Nat. Geosci.* 2017. **10**. 179–184. <https://doi.org/10.1038/NGEO2894>
 54. Yang Y., Zhao T., Ni G., Sun T. Atmospheric rivers over the Bay of Bengal lead to northern Indian extreme rainfall. *International Journal of Climatology*. 2018. **38** (2). 1010–1021. <https://doi.org/10.1002/joc.5229>
 55. Zhou Y., Kim H., Guan B. Life cycle of atmospheric rivers: Identification and climatological characteristics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2018. **123** (22). 12, 715–12, 725. <https://doi.org/10.1029/2018JD029180>
 56. Zhu Y., Newell R. E. A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. *Monthly Weather Review*. 1998. **126** (3). 725–735. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126<0725:APAFMF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<0725:APAFMF>2.0.CO;2)

**O.A. Shcheglov¹, V.M. Shpyg¹,
N.R. Fomichev²**

¹ Ukrainian Hydrometeorological Institute
of the State Emergency Service of Ukraine and
the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv

² Taras Shevchenko National University of Kyiv

ATMOSPHERIC RIVERS: POTENTIAL INFLUENCE ON ATMOSPHERIC PROCESSES AND METEOROLOGICAL PHENOMENA OVER THE TERRITORY OF UKRAINE

The article presents an overview of publications on the atmospheric rivers (AR) issue. AR events in recent years have got more attention from researchers due to the association with extreme precipitation. Several parameters are used to identify AR event, such as integrated water vapor (IWV) and integrated water transport (IVT). Several approaches to identifying and tracking AR have been developed and mentioned in this article. The foreign experience regarding AR connection with the general circulation of the atmosphere was analyzed. Most of the research on AR are devoted to the Eastern North Pacific and the North Atlantic regions. The key role in the variation of AR

occurrence over different areas of those two regions is given to the interaction of the atmospheric circulation patterns, such as Arctic Oscillation and the Pacific North American Oscillation in the North Pacific region, and in the North Atlantic by the Arctic and North Atlantic Oscillation. There also stable connections of the AR phenomenon with the El Niño –Southern Oscillation and the Madden — Julian Oscillation are noted. A significant part of the works is devoted to studying AR influence on precipitation extremes. AR is typically associated with a low-level jet stream and is formed in the warm conveyor belt zone of a cyclone, mainly in extratropical latitudes. An overview of modern research on atmospheric moisture and the heavy precipitation formation conditions over the territory of Ukraine shows that the vast majority of scientific works are based on the series of individual cases, and therefore cannot give an answer to the question of the potential role of AR or moisture advection in the processes of precipitation formation on a regional scale in the climatic aspect. The relevance of studying the AR issue consists of three aspects: the connection of AR events with large-scale circulation; the role of AR in the transport of moisture at the macro- and mesoscale levels; the connection of the AR with extreme and dangerous meteorological phenomena, in particular, heavy precipitation.

Keywords: atmospheric river, atmospheric circulation, advection, moisture, dangerous weather phenomena.

С.В. Краковська

SvitlanaKrakovska@gmail.com

Український
гідрометеорологічний
інститут ДСНС України
та НАН України

УДК 551.509.615

СПЕКТРАЛЬНА МІКРОФІЗИЧНА МОДЕЛЬ ХМАРИ ДЛЯ ОЦІНКИ ПАРАМЕТРИЗАЦІЙ ПРОЦЕСІВ ФОРМУВАННЯ ТЕПЛИХ ХМАР ТА ОПАДІВ У МОДЕЛЯХ З УЗАГАЛЬНЕНОЮ МІКРОФІЗИКОЮ

Проведено декілька серій числових експериментів із застосуванням одновимірної спектральної мікрофізичної моделі хмари, розробленої в УкрГМІ, для морських шарувато-купчастих хмар у межах приземного шару та побудовано діаграми для визначення коефіцієнтів коагуляції часток хмар та опадів. Оцінено швидкості автоконверсії, акреції та седиментації за узагальненими параметризаціями мікрофізики з регіональних моделей атмосфери (Кесслера, Бехенга та Хайрутдінова-Когана) і відповідні характеристики зі спектральної моделі хмари. Проаналізовано отримані результати й визначено межі, де можуть застосовуватися вищезазначені узагальнені параметризації. За оцінками спектральної моделі хмари запропоновано нові нелінійні формули для параметризацій швидкостей седиментації концентрації крапель та водності в моделях з узагальненою мікрофізикою, але вони потребують апробації та за можливості кількісної оцінки похибок за даними натурних експериментів. Наведено та проаналізовано розвиток у часі спектрів крапель дощу на різних рівнях хмари, які мали подібний до того, що, як правило, спостерігається у хмарах, розподіл із двома максимумами.

Ключові слова: спектральна модель хмари, мікрофізика хмари, узагальнена параметризація хмаро- та опадоутворення, автоконверсія, акреція, седиментація, коагуляція.

ВСТУП

Однією з нагальних проблем в сучасних глобальних та регіональних моделях атмосфери є представлення та обчислення процесів хмаро- та опадоутворення [9, 13, 24]. Крім важливості прогнозування хмар та опадів як таких для споживачів прогнозної інформації, коректне відтворення хмар в числових моделях є визначальним для розрахунків радіаційного та теплового балансу, що істотно може впливати на розрахунки інших характеристик, наприклад, температуру повітря, складові вітру, переміщення баричних утворень та атмосферних фронтів тощо. Багато видатних вчених 40–70-х років ХХ сторіччя, які заснували та активно розвивали науковий напрям — фізика хмар (Ленгмюр, Шишкін, Буйков, Кесслер, Прупахер, Клетт, Хоббс, Ліст, Мазін, Качурін, Мейсон, Седунов, Волощук, Пірнач, Хворостьянов та ін.), на основі теоретичних [1, 6, 8, 12–16, 20–26, 28, 29, 31–33], або експериментальних [3, 4, 19, 27] досліджень запропонували параметризації основних мікрофізичних процесів у хмарах, які є наступними: конденсація/випаровування, замерзання/танення, коагуляція/розщеплення та седиментація часток. Але ці параметризації можливо використовувати, якщо в моделях включено розрахунки цих фізичних процесів для окремих части-

нок хмар та опадів (крапельки, краплі, кристалики льоду), які можна представити функціями розподілу за розмірами (спектрами), тобто в так званих спектральних мікрофізичних моделях хмар [1, 8, 12, 13, 15, 16, 18, 25, 29]. Для глобальних та навіть регіональних моделей атмосфери введення для опису фізичних процесів у хмарах близько 100 додаткових прогностичних змінних є просто неможливим з огляду на необхідні колосальні розрахункові потужності. Тому в таких моделях використовують значні спрощення для розрахунків хмар та опадів, коли краплі поділяють на хмарні та дощові, які представлені тільки однією узагальнюючою характеристикою — водністю, тобто масою води в об'ємі повітря [11, 13, 20–24, 31–33].

Але в такому разі виникає проблема: як утворити дощові краплі в моделі? Такий досить штучний процес назвали автоконверсією, і одна з перших його параметризацій була запропонована ще у 1969 році Кесслером, який описав залежність від водності хмари [11]. Не дивлячись на те, що пройшло вже більше як 50 років, параметризація Кесслера ще й досі використовується в більшості регіональних моделей атмосфери, хоча інколи в трохи модифікованому вигляді [20]. Головний недолік такої параметризації полягає в тому, що неможливо роз-

різнити морські і континентальні хмари з суттєво різними концентраціями ядер конденсації (аерозолів) і відповідно крапельок, а від цих концентрацій суттєво залежать мікрофізичні характеристики хмар та опадів. До того ж введення порогового значення водності для початку автоконверсії є неоднозначним.

Зважаючи на вище зазначені недоліки параметризації Кесслера, останні десятиліття з розвитком обчислювальної техніки в багатьох моделях випробовується так звана двох-моментна параметризація, коли в моделі розраховують не тільки водність (третьої момент), а й концентрацію часток (нульовий момент), що дозволяє моделювати вплив забруднень на хмари та опади за рахунок збільшення концентрації часток, хоча такі розрахунки потребують значно більше комп'ютерного часу. Одним з перших такий підхід запропонував Бехенг у 1994 році [5] на основі вирішення стохастичного рівняння коагуляції (СРК), але зазначив у своїй статті, що, як для високих значень водності $> 1,5 \text{ г/м}^3$ (купчастодощові хмари), так і для великих концентрацій часток $> 100 \text{ см}^{-3}$ (забруднені/континентальні хмари), отримані параметризації швидкостей автоконверсії та акреції (ріст часток опадів за рахунок коагуляції з крапельками) значно відрізняються як від інших параметризацій (Кесслера, Беррі та Рейнхарда), так і від аналітичних рішень СРК. У подальшому Бехенг разом з Сейфертом у 2001 році [28] запропонували нові більш вдосконалені параметризації, знову ж таки, на основі рішення СРК за допомогою алгоритму Ботта [7]. Але в їх розрахунках виключалися процеси нуклеації та конденсації, враховувалися тільки коагуляція та седиментація, а спектр крапельок представлявся гамма-розподілом. Це запобігало розширенню спектрів, яке зазвичай спостерігається в хмарах згідно до літакових зондувань [6, 10], і, вочевидь, впливало на кінцевий результат.

На даний момент найбільш перспективним є напрямок, коли для визначення швидкостей автоконверсії, акреції та седиментації використовуються моделі з деталізованою мікрофізикою, або, як їх останнім часом називають, спектральні (bin) моделі хмар, тобто, ті моделі, де є розподіли за розмірами (спектри) часток хмар та опадів, а також розраховуються явно мікрофізичні процеси [8, 12, 15]. У роботі Хайрутдінова та Когана [14] на основі таких числових експериментів запропоновані параметризації для шарувато-купчастої хмарності пограничного шару атмосфери, яка досить успішно використовується в регіональних моделях прогнозу погоди (наприклад, Meso-NH). Розгорнуте дослідження Сейферта, Хайна, Покровського та Бехенга [29] присвячено саме порівнянню результатів

моделювань потужної конвективної хмари та лінії шквалу за допомогою спектральної моделі та моделі з двохмоментною параметризацією. Результати виявили значну залежність кількості опадів з конвективної хмари від кількості ядер конденсації. Також автори зазначили, що не зважаючи на те, що двох-моментна параметризація показала непогані результати, вона має обмеження у використанні, і за можливості повинна корегуватися за допомогою спектральної моделі, яка кращим чином представляє фізичні процеси.

Серед сучасних регіональних моделей атмосфери можна виділити WRF (Weather Research and Forecast), яка широко використовується науковою спільнотою як для наукових досліджень, так і для оперативних прогнозів погоди. Вже більше 10 років цю модель успішно застосовують і в УкрГМІ [30]. В процесі її адаптації до території України проводилися тестування комбінацій різних фізичних параметризацій включно з параметризаціями мікрофізики. Вибір серед 14 запропонованих у WRF параметризацій є достатньо складним, оскільки вони включають параметризації від простих з 2-ма змінними, які потребують мінімум комп'ютерного часу для розрахунків, до досить комплексних з 12 змінними, які описують процеси в хмарній атмосфері більш наближено до природних, але потребують набагато більше обчислювальних ресурсів. Для більш свідомого вибору параметризацій хмаро- та опадоутворення треба розуміти, де і які процеси можна виключити з розрахунків, а які — ні. У випадку так званих теплих хмар, тобто тих, які складаються лише з крапель води, можна не застосовувати набагато складніші параметризації процесів формування твердої фази у хмарах. Зауважимо, що серед згаданих 14 параметризацій WRF схема Кесслера єдина, яка не включає жодних процесів формування замерзлих часток (ні хмар, ні опадів) і тому застосовується лише для теплих хмар. У цілому, розробники параметризацій мікрофізики WRF наразі більшою мірою працюють над проблемою представлення в моделюванні змішаних та кристалічних хмар і також рекомендують проводити за можливості верифікацію розрахунками спектральної моделі [8, 16, 22–24].

Таким чином, аналіз сучасного стану проблеми адекватного представлення процесів хмаро- та опадоутворення в числових моделях показує, що все ще є проблеми з визначення швидкостей процесів автоконверсії, так само як і акреції, та седиментації, що суттєво впливає на представлення хмар та опадів в регіональних та глобальних моделях атмосфери. Основні труднощі полягають в тому, що ці швидкості неможливо виміряти ні в хмарах,

ні в лабораторних умовах, а теоретично отримати їх можливо тільки за умови значних спрощень та навіть виключень з системи рівнянь важливих фізичних процесів, що в подальшому може призвести до значних помилок. Тому спектральні моделі хмар залишаються єдиним можливим і визнаним інструментом для вдосконалення параметризації процесів хмаро- та опадоутворення в регіональних та глобальних моделях атмосфери.

Розвиток спектральних моделей хмар та опадів має довгу й успішну історію в УкрГМІ, де і було започатковано застосування розподілів за розмірами частинок хмар та опадів (спектрів) для розрахунків фізичних процесів конденсації, коагуляції, замерзання та седиментації [1, 2, 18, 25]. Тривимірна версія спектральної моделі УкрГМІ успішно застосовувалася в Україні та інших країнах для теоретичної обробки експериментів із штучного впливу на хмари з метою перерозподілу опадів у комбінації з іншими моделями, даними літакових і вертикальних зондувань, даними наземних і радіолокаційних вимірів. Для вивчення особливостей мікрофізичних процесів зазвичай використовувалася одновимірна версія моделі, в якій можна було значно збільшити кількість розрахунків, градацій розмірів часток і кроків у просторі та часі, щоб досягнути більшого наближення до природних процесів у хмарах. Тоді одновимірна версія спектральної моделі УкрГМІ стає надійним інструментом для тестування параметризацій узагальненої мікрофізики регіональних та глобальних моделей атмосфери.

Таким чином, метою представленого дослідження був аналіз числових експериментів одновимірної спектральної мікрофізичної моделі, розробленої в УкрГМІ, для визначення меж допустимого застосування параметризацій процесів автоконверсії, акреції та седиментації у моделюванні теплих хмар в регіональних моделях атмосфери.

ВИХІДНІ ДАНІ ЧИСЛОВИХ ЕКСПЕРИМЕНТІВ

Дослідження швидкостей процесів автоконверсії (коагуляції крапельок між собою для утворення краплі), акреції (коагуляції крапельок з краплями) та седиментації в морських шарувато-купчастих хмарах приземного шару (marine STBL) проводились за допомогою одновимірної мікрофізичної моделі хмари [2, 18]. Для моделювання були підготовлені вхідні вертикальні профілі термодинамічних характеристик, отримані з тривимірної регіональної моделі Meso-NH в LES конфігурації ($5 \times 5 \times 1$ км), ініційованої даними, що були отримані в експериментальних польотах у хмарах над східною Атлантикою (ACE-2). Одержані вертикальні профілі відображали

30-хвилинну еволюцію комірки з максимальними висхідними рухами на початку періоду моделювання та з утворенням хмари та опадів (мряки) в процесі її еволюції [17].

Для отримання максимально наближених до реальних процесів в хмарах STBL мікрофізична модель була модифікована наступним чином: кількість вертикальних рівнів була збільшена до 100, а крок — зменшено до 10 м, кількість градацій в спектрі крапельок була також 100 з рівномірним кроком радіуса $0,25 \mu\text{m}$. Досягаючи максимального розміру з радіусом $25 \mu\text{m}$ крапельки переходили в категорію крапель, для яких також градації було збільшено до 300 з кроком $1 \mu\text{m}$. Зауважимо, що рівномірні кроки в спектрі часток хмар та опадів дозволили позбутися нелінійності в розрахунках і зменшити похибки. Розрахунки проводилися в основному з часовим кроком 1 сек., та декілька тестових розрахунків було виконано з кроком 0,2 сек. Числові експерименти проводилися для значень водності та кількості ядер конденсації в хмарах STBL, які відповідають експериментальним вимірам у них. Тобто, максимальна водність не перевищувала $0,5\text{--}1 \text{ г/м}^3$, а кількість ядер конденсації N_c змінювалася від 1 до 1000 см^{-3} , відповідно від дуже "чистих" до дуже "забруднених".

Також для вирішення поставленої задачі одновимірна мікрофізична модель хмари була модифікована таким чином, щоб було зручно її використовувати для оцінки узагальнених параметризацій хмаро- та опадоутворення. А саме: було введено розрахунки не тільки інтегральних характеристик хмарності — нульовий момент (кількість часток), перший момент (середній радіус) і третій момент (водність/льодність), а й швидкостей їх зміни. Таким чином, отримані швидкості можна порівнювати з швидкостями автоконверсії та коагуляції (акреції), розрахованими за співвідношеннями, які використовуються в регіональних та глобальних моделях з узагальненою мікрофізикою і були протестовані у цьому дослідженні (1–3).

РЕЗУЛЬТАТИ ЧИСЛОВИХ ЕКСПЕРИМЕНТІВ

Параметризації процесів автоконверсії та акреції. Було проведено декілька серій числових експериментів для оцінки параметризацій швидкостей автоконверсій за Кесслером [11] (1), Хайрутдіновим–Коганом [14] (2) та за модифікованим і приведеним до аналогічних розмірностей рівнянням з Бехенга [5] (3), яке також наведено у [14] (узагальнена мікрофізика — bulk), а також розрахунки таких самих швидкостей зміни водності з отриманих спектрів часток хмар та опадів в спектральній

мікрофізичній моделі хмари (спектральна мікрофізика — bin):

$$\left(\frac{\partial q_r}{\partial t}\right)_{\text{auto}} = \alpha(q_c - q_{c0})H(q_c - q_{c0}), \quad (1)$$

$$\left(\frac{\partial q_r}{\partial t}\right)_{\text{auto}} = 1350q_c^{2.47}N_c^{-1.79}, \quad (2)$$

$$\left(\frac{\partial q_r}{\partial t}\right)_{\text{auto}} = 2.2q_c^{7/3}N_c^{-1/3}, \quad (3)$$

де α — коефіцієнт, значення якого залежить від розмірності водності; $H(x)$ — функція Гевісайда, значення якої дорівнює 0 для від’ємних і 1 для додатних значень аргументу; q_c та q_r — водність хмарних та дощових крапель відповідно; N_c — концентрація хмарних крапельок, q_{c0} — відлікове значення водності, вище якого починають утворюватися опади.

Аналіз отриманих результатів серій числових експериментів показав (рис. 1 а, б), що значення швидкостей автоконверсії в bulk мікрофізиці співпадає із значеннями bin для N_c у межах 50–100 см⁻³

та водності 0,3–0,6 г/м³, що відповідають середньому об’ємному радіусу крапельок 11–14 μм. Для більших концентрацій та менших водностей (з відповідними меншими радіусами часток), значення bulk перевищують bin, а для більших радіусів і менших концентрацій — навпаки.

Аналіз результатів експериментів показав, що в розрахунках з меншими концентраціями крапельок (“чисті” хмари) швидкості bin автоконверсії починали перевищувати bulk після 20 хвилин розвитку хмари завдяки попередньому існуванню великих крапельок з радіусами на межі переходу до категорії опадів (25 μм), навіть якщо середній об’ємний радіус був у межах 11–14 μм. У цілому, швидкості автоконверсії bin були найближчими до параметризації Бехенга (рис. 1, а, б).

Результати розрахунків швидкостей акреції продемонстрували добре узгодження між bin та bulk значеннями, зокрема, з параметризацією Хайрутдінова–Когана (рис. 1, в, з). Розходження починалися після 20 хвилин розвитку хмари (рис. 1, в), коли в спектрі крапель з’являлася друга мода з радіусами

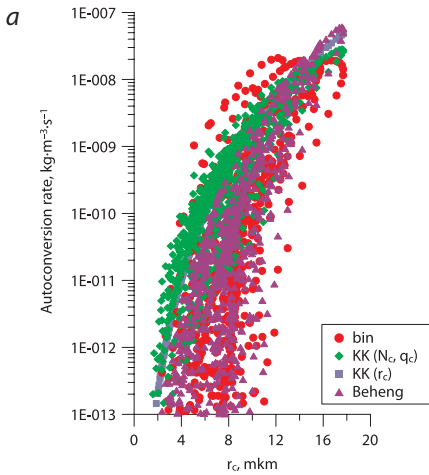
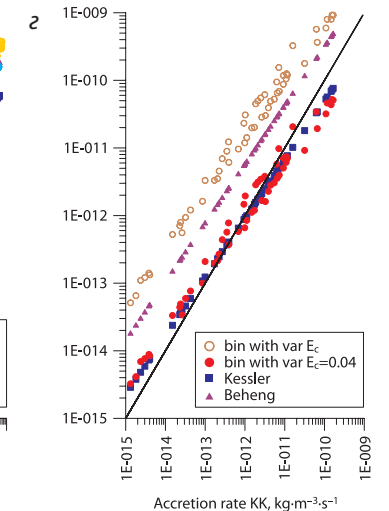
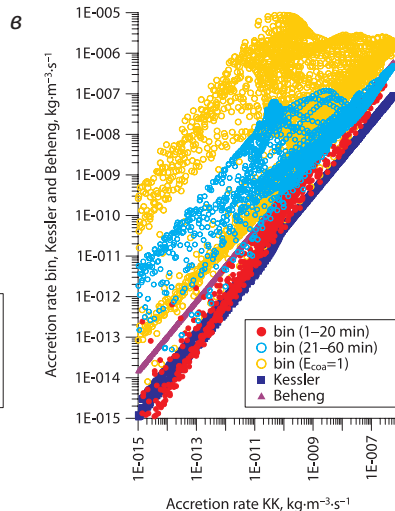
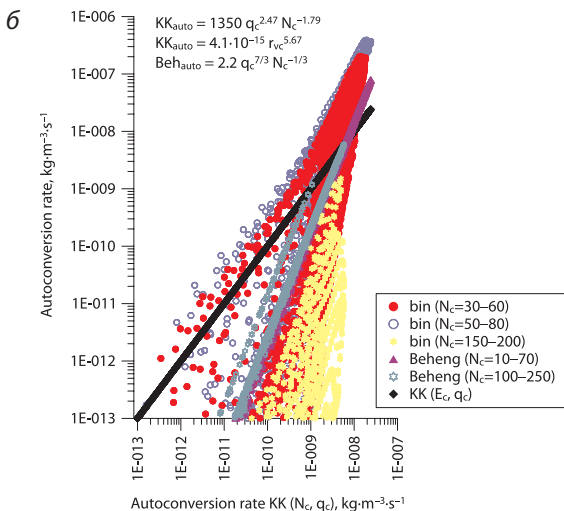


Рис. 1. Діаграми розсіювання для швидкостей автоконверсії (а, б) та акреції (в, з) в спектральній моделі (bin) та в узагальнених параметризаціях, розрахованих за рівняннями (1) Kessler, (2) KK та (3) Beheng: (а) залежність величини від об’ємного радіусу хмарних крапельок (r_0), рівняння для показаних параметризацій наведені на панелі (б) разом із додатковим для залежності KK від r_0 отриманим з (3) на основі усереднених концентрацій (N_c) та водності (q_c) крапельок; (б), (в) і (з) — швидкості bin, Kessler та Beheng показано відносно параметризації KK, яка представлена чорною прямою лінією



> 200 μm , що призводило до того, що швидкості акреції bin перевищували bulk . Також на *рис. 1z* показана залежність швидкості акреції від коефіцієнту коагуляції, зокрема, для $E_{\text{coa}}=0,04$ отримано найбільше узгодження між параметризаціями Хайрутдінова–Когана, Кеслера та bin . Таке значення, вочевидь, дуже маленьке, хоча і відповідає значенням так званих “коефіцієнтів налаштування” в параметризаціях узагальненої мікрофізики. Можливо, на початкових стадіях розвитку хмари такі значення відповідають дійсності. Але після формування хоч би декількох досить великих крапель цей коефіцієнт збільшується принаймні на порядок, і значення швидкості акреції bin після 20 хвилин (*рис. 1, в*) підтверджують інтенсивніші процеси опадоутворення. На підтвердження останнього твердження було проведено додаткові числові експерименти зі змінними коефіцієнтами коагуляції в залежності від розмірів коагулюючих часток.

Процеси коагуляції частинок хмар та опадів.

Вперше врахування аеродинамічних умов зіткнення крапель при їх падінні в розрахунках їх росту було виконано Ленгмюром в 1948 р. [19]. Він застосував теорію аеродинамічних умов зіткнення сферичних частинок до дослідження росту хмарних крапель і з’ясував, що зіткнення з частинкою сферичної форми при ламінарному русі у в’язкому середовищі відбувається тільки для тих крапель, для яких інерційний шлях, λ , задовольняє умові $\lambda \geq 1,214 R$ де R — радіус сфери (великої краплі). При наближенні крапельки з радіусом r до великої краплі з радіусом R під дією сили тяжіння їх відносна швидкість, v_{or} , і інерційний шлях маленької крапельки відносно великої будуть:

$$v_0 = g(\tau_R - \tau_r); \lambda = g\tau_r(\tau_R - \tau_r);$$

$$\tau_r = \frac{2\rho}{9\eta}r^2; \tau_R = \frac{2\rho}{9\eta}R^2,$$

де g — прискорення вільного падіння під дією сили тяжіння; τ_R і τ_r — час релаксації для інерційного руху великої і маленької крапельок, тобто час, за який швидкість зменшиться в e разів завдяки опору повітря; ρ — густина води (краплі); η — в’язкість повітря.

Коефіцієнт зіткнення, тобто частка всіх крапельок, які зіткнуться з великою краплею сферичної форми у ламінарному потоці повітря обмеженого її об’ємом, за розрахунками Ленгмюра дорівнює:

$$E_L = \left[1 + \frac{\frac{3}{4} \ln 2k}{k - 1,214} \right]^{-2},$$

де $k = \lambda/R$ — коефіцієнт інерції.

Якщо прийняти умову $k \geq 1,214$, то можна спростити отримане Ленгмюром співвідношення й отримати рівняння для розрахунку коефіцієнта коагуляції:

$$E = \left(\frac{k - 1,214}{k} \right)^2,$$

і після підстановок отримуємо:

$$E_{\text{coa}} = \left[1 - \frac{RR_0^3}{4r^2|R^2 - r^2|} \right]^2,$$

$$\text{де } R_0 = \sqrt[3]{\frac{1,214}{g} \left(\frac{9\eta}{\rho} \right)^2} \approx 14,5 \mu\text{m}.$$

Фізичне значення постійної R_0 з розмірністю довжини буде таким: це мінімальний радіус крапельки, яка може зіткнутися з великою краплею радіусу R , з урахуванням аеродинамічних умов в атмосфері. У наукових джерелах зустрічається рекомендація використовувати $R_0 = 10 \mu\text{m}$, що дає змогу інтенсифікувати процес формування опадів у хмарах. На *рис. 2* та *рис. 3* показано результати числових експериментів спектральної bin моделі з розрахунків коефіцієнтів коагуляції та результуючих радіусів крапель для двох значень R_0 та різного співвідношення розмірів крапельок та крапель у припущенні, що коефіцієнт злиття дорівнює 1, тобто всі частки, що зіткнуться під дією сили тяжіння, не відштовхнуться, а злипнуться. Дані експерименти підтверджують, що, по-перше, середні коефіцієнти коагуляції мають бути вищими за 0,04 для даного діапазону розмірів часток, і по-друге, використання меншого значення відлікового радіусу дійсно може інтенсифікувати процеси коагуляції, зокрема, акреції.

Процеси седиментації дощових крапель.

Швидкості седиментації (осадження) розраховані в спектральній bin моделі порівнювались з тими, що були розраховані за параметризаціями Хайрутдінова–Когана (Khairoutdinov–Kogan, КК на *рис. 4*) [14]. При цьому в bin було знайдено декілька режимів седиментації у залежності від спектрів крапельок у хмарі та розмірів крапель опадів, які у даному випадку були у вигляді мряки, тобто із розмірами близько $R = 200 \mu\text{m}$.

Найкраще узгодження параметризації КК з bin було отримано для швидкості седиментації для концентрації крапель в усьому діапазоні спектрів розмірів часток V_{Nr} (синій колір на *рис. 4* перша колонка). Для значень швидкості седиментації для водності в усьому діапазоні спектрів розмірів часток V_{qr} в bin була отримана більша дисперсія, ніж в bulk (червоний колір на діаграмі *рис. 4* ліворуч зверху), і у цілому нижчі значення в залежності від розмірів

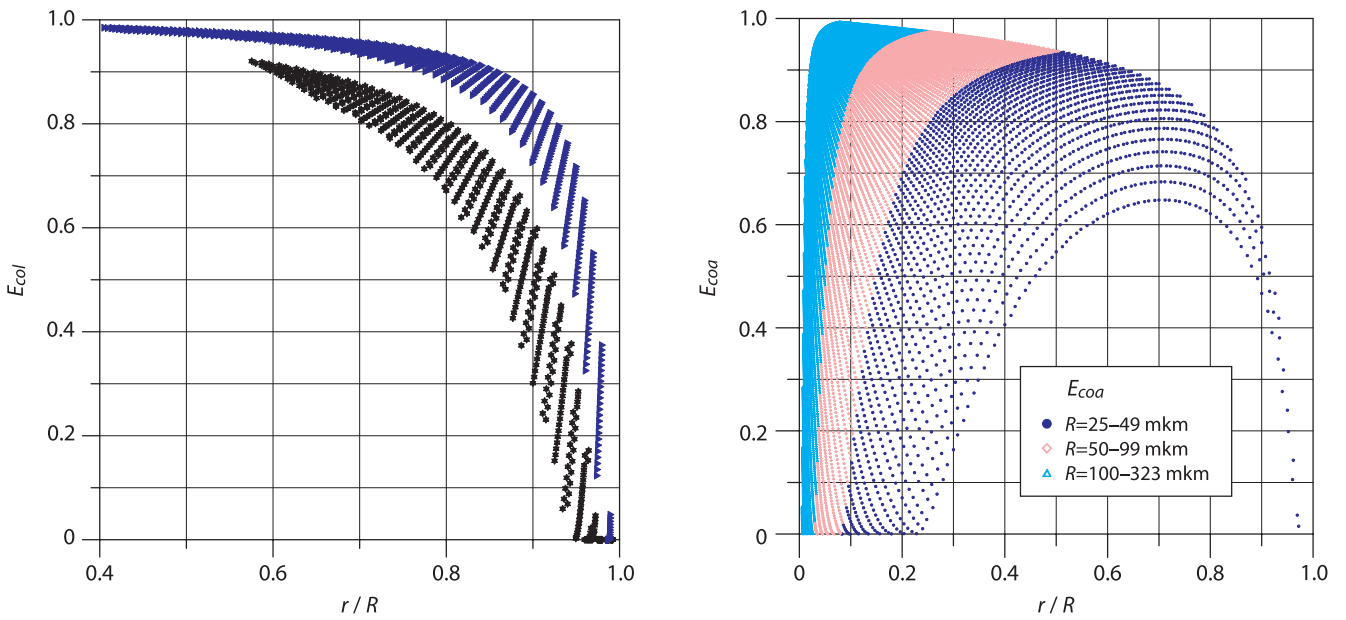


Рис. 2. Значення коефіцієнту коагуляції в залежності від відношення радіусів коагулюючих часток для хмарних крапельок (ліворуч: чорним позначено експеримент з відліковим радіусом 14,5 μm , а синім — 10 μm) та дощових крапель (праворуч: різними кольорами показані різні розміри крапель). Максимальний радіус крапельок $r_{\text{max}} = 25 \mu\text{m}$.

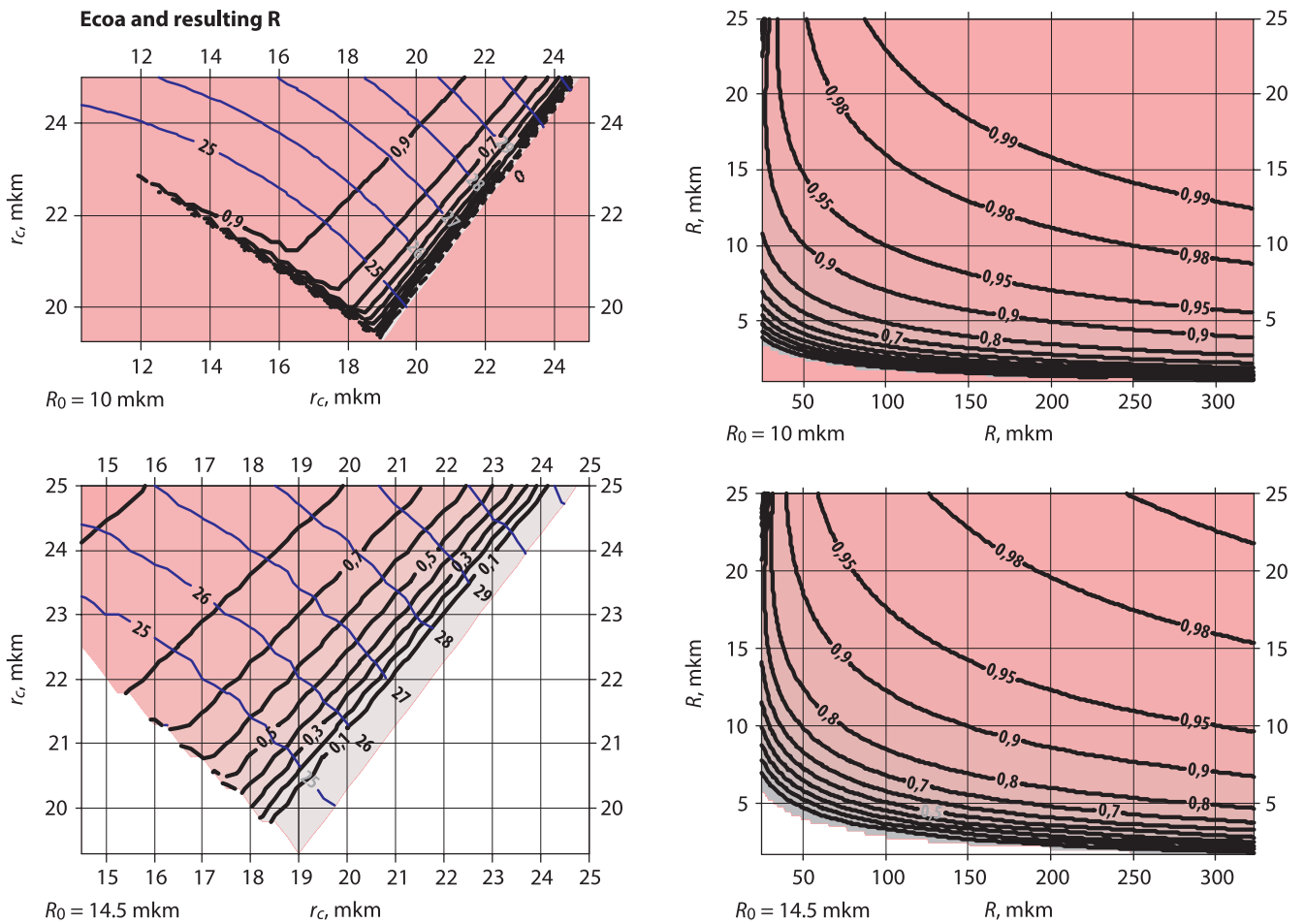


Рис. 3. Діаграми значень коефіцієнту коагуляції (чорні лінії) в залежності від радіусів коагулюючих часток і відлікового радіуса R_0 та значення радіусів часток, що утворені злиттям при коагуляції (сині лінії): ліворуч — автоконверсія; праворуч — акреція

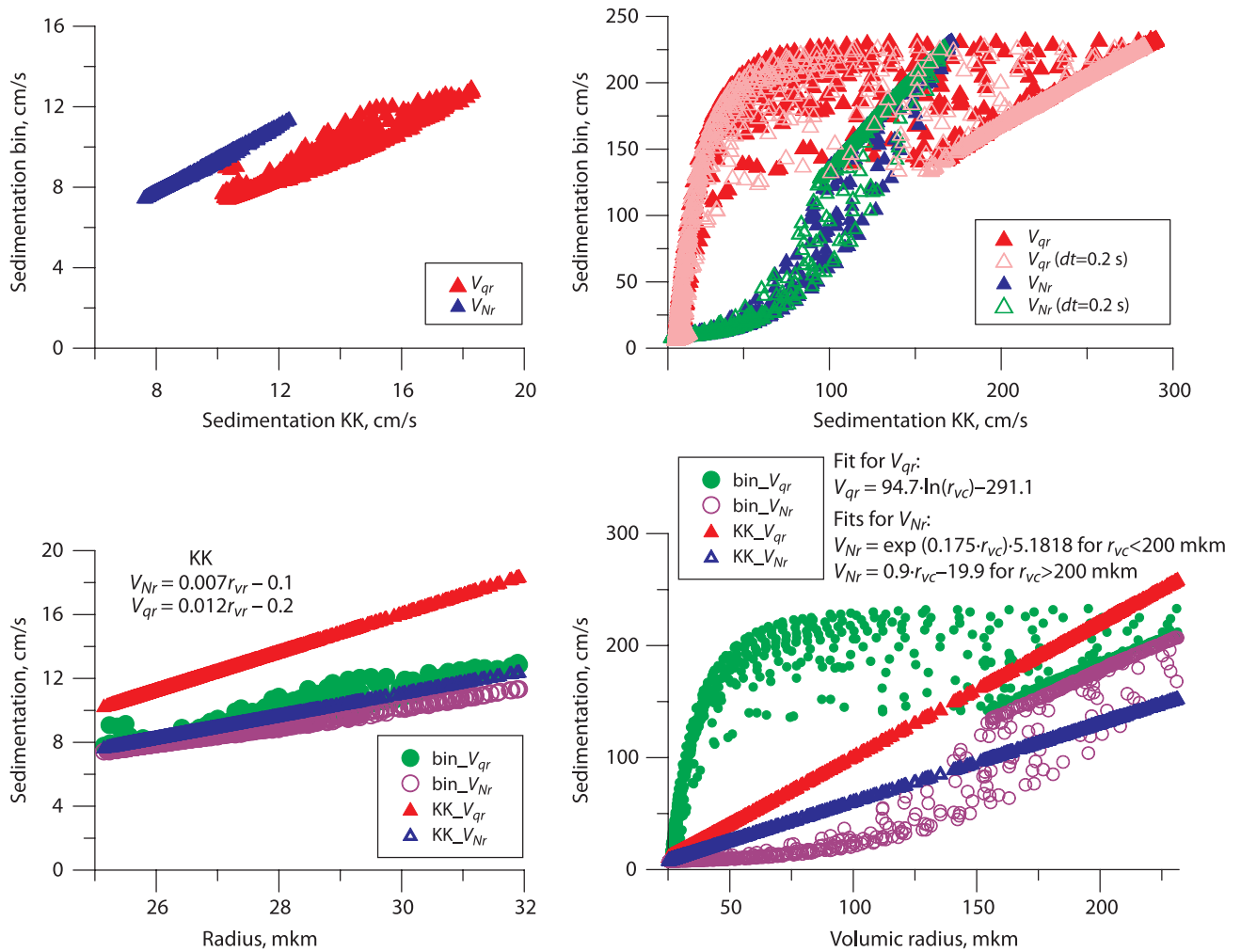


Рис. 4. Швидкості седиментації для водності та концентрації дощових крапель в усьому діапазоні спектрів розмірів часток у моделях із узагальненою параметризацією Хайрутдинова–Когана (КК) та в спектральній моделі (bin) для різних діапазонів цих швидкостей (верхній ряд) та розмірів часток (нижній ряд)

крапель (зелені кружечки на діаграмі рис.4 ліворуч унизу). Це можна пояснити тим, що в [14] запропонована лінійна апроксимація, вочевидь, нелінійної залежності швидкості седиментації для водності в усьому діапазоні спектрів розмірів часток від значення усередненого об'ємного радіусу r_{vr} :

$$V_{Nr} = 0,007 \cdot r_{vr} - 0,1; V_{qr} = 0,012 \cdot r_{vr} - 0,2. \quad (4)$$

Зауважимо, що діаграми ліворуч на рис. 4 відповідають розмірам часток у перехідній зоні від крапельок хмари до крапель опадів, а праворуч зверху на рис. 4 наведено дані повного спектру часток із відповідними швидкостями седиментації як водності, так і числа часток. Також на цій діаграмі наведено дані експерименту із розрахунком спектральної bin моделі з кроком за часом dt , що був 0,2 замість 1 секунди (відкриті трикутники), і очевидно, що значне зменшення кроку розрахунків не вплинуло на результат у цілому. З цієї загальної

діаграми також можна зробити висновок, що лінійні параметризації КК можна застосовувати тоді, коли швидкості седиментації для кількості часток близько 100 см/с, а для водності — більше 150 см/с. За діаграмою праворуч унизу можна визначити, що таким швидкостям седиментації відповідають краплі, середній радіус в одиниці об'єму яких має бути більше 200 μm , тобто досягнути розмірів часток опадів у вигляді мряки.

Базуючись на отриманих результатах проведених числових експериментів із спектральною bin моделлю, що представлені на рис. 4 на нижній діаграмі праворуч, можна запропонувати нові нелінійні параметризації швидкостей седиментації для водності та концентрації крапель в усьому діапазоні спектрів розмірів часток (у см/с для середніх об'ємних радіусів у μm) для моделей з узагальненою мікрофізикою bulk, які на рис.4 показано як Fit for V_{qr} та Fits for V_{Nr} :

$$V_{qr} = 94,7 \cdot \ln(r_{vc}) - 291,1; \quad (5)$$

$$V_{Nr} = \exp(0,0175 \cdot r_{vc}) \cdot 5,1818 \text{ для } r_{vc} < 200 \text{ } \mu\text{m}; \quad (6)$$

$$V_{Nr} = 0,9 \cdot r_{vc} - 19,9 \text{ для } r_{vc} > 200 \text{ } \mu\text{m}. \quad (7)$$

Для збереження неперервності залежності від радіусів часток значень швидкості седиментації для концентрації крапель в усьому діапазоні спектрів розмірів часток, після точки перетину близько $r_{vc}=200 \text{ } \mu\text{m}$, можна використовувати лінійну параметризацію (4), або запропоновану нами (7), яка має більші значення і відповідає отриманим результатам за спектральною моделлю. Разом із тим, варто зауважити, що запропоновані формулювання потребують подальшої апробації та за можливості кількісної оцінки похибок за даними натурних експериментів.

Спектри часток опадів. На відміну від моделей, в яких використовується узагальнена мікрофізика, коли хмара та опади характеризуються лише водністю і у двохмоментних параметризаціях концентрацією часток, у моделях із деталізованою мікрофізикою розраховують явно процеси конденсаційного та коагуляційного росту, замерзання, випаровування та осадження для категорій і різних розмірів часток. Саме тому такі моделі хмар називають спектральними (або bin), і отримані модельні розподіли характеризуватимуть мікрофізичні процеси хмаро- та опадоутворення в конкретних чи теоретичних термодинамічних умовах.

Приклади розподілів концентрацій часток дощових крапель радіусів $r > 25 \text{ } \mu\text{m}$ відповідного розміру з часом розвитку хмари (t , хв) на різних рівнях над нижньою межею хмари (Z , м) для різних кон-

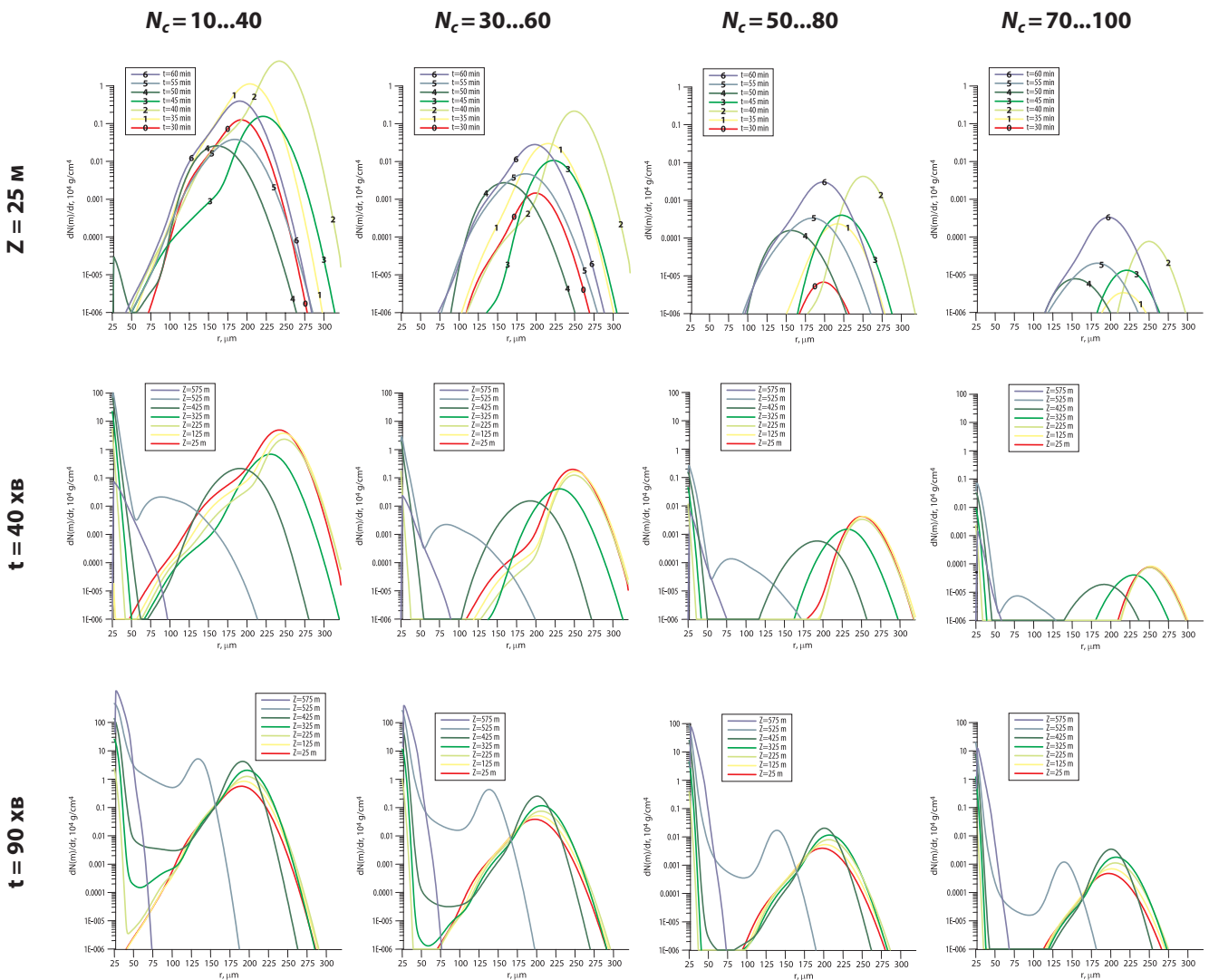


Рис. 5. Спектри (розподіл за розмірами) водності дощових крапель для різних діапазонів концентрацій хмарних крапельок N_c у залежності від часу розвитку (t) на нижній межі хмари $Z=25$ м (верхній ряд) та від висоти над нижньою межею хмари через 40 (середній ряд) і 90 хвилин (нижній ряд) числового експерименту розвитку хмари.

центрацій хмарних крапельок (N_c , см^{-3}), отримані в конкретних термодинамічних умовах, які описано вище, представлені на *рис. 5*.

У першому ряду *рис. 5* лініями (з відповідними числовими позначеннями) різними кольорами показані розподіли водності дощових крапель за їхніми радіусами з 30-ї до 60-ї хвилини близько нижньої межі хмари $Z = 25$ м. З отриманих спектрів можемо бачити, що водність часток опадів найбільша у розрахунках з меншою концентрацією хмарних крапельок ($N_c = 10 \dots 40 \text{ см}^{-3}$), що характерно для “чистих” морських повітряних мас. Тобто у такому випадку крапельок на ядрах конденсації генерується менше, але більше з них і швидше доростають до розмірів часток опадів, оскільки матимуть меншу “конкуренцію” за вільну для росту вологу. Також максимуми спектрів більші для цих менших початкових концентрацій хмарних крапельок, але для всіх максимум отримано близько $r \approx 250 \text{ мкм}$ і майже для всіх розглянутих концентрацій вони відповідають 40 хвилинам розвитку хмари. Хоча ще через 20 хвилин для значень $N_c > 50 \text{ см}^{-3}$ з’являється другий максимум з меншим радіусом $r \approx 200 \text{ мкм}$, який переважає у випадку більших розглянутих концентрацій $N_c = 70 \dots 100 \text{ см}^{-3}$. У цілому аналіз показав коливальний характер процесів опадоутворення з періодом ≈ 20 хвилин (*рис. 5*).

У середньому ряду *рис. 5* показані спектри дощових крапель у момент досягнення максимальних розмірів, кількості і, відповідно, загальної водності крапель на різних рівнях хмари (40 хв), а на нижньому — через 90 хв, коли було отримано розширення і “двогорбість”, тобто два максимуми, спектрів водності за рахунок попередньо сформованих крапель ще помітніша. Саме така форма спектрів відповідає експериментально вимірним у хмарах [10] і тим знанням про фізичні процеси, які є в фізиці хмар на даний момент [13]. З наведених спектрів можемо бачити, що лише близько верхньої межі хмари ($Z = 575$ м) дощові краплі ростуть за рахунок конденсації і їх спектри мають максимуми для найменшого радіуса 25 мкм , як для всіх концентрацій частинок, так і для обох наведених моментів часу розвитку хмари. Але у цілому до більших розмірів (100 мкм) доростають дощові краплі, коли у хмарі менше крапельок сформованих на ядрах конденсації, що очікувано, це й є свідченням адекватного представлення мікрофізичних процесів у спектральній моделі хмари.

Залежності розвитку спектрів водності дощових крапель від концентрації хмарних крапельок (стовпці на *рис. 5*) залишаються аналогічними тим, що описані для верхнього ряду, але очевидно, що форма спектру змінюється у профілі хмари в залежності

від часу її розвитку. Так для більших концентрацій хмарних крапельок ($N_c = 70 \dots 100$) із часом спектри сягають більших значень і набувають вигляду більш подібного до спектрів із меншими концентраціями і з двома чіткими максимумами для тих самих радіусів крапель. Очевидно, що розвиток хмари і ріст частинок опадів залежить від поповнення запасів вологи. Але в даному випадку морських шаруватокупчастих хмар приземного шару практично невичерпним джерелом вологи було випаровування з поверхні океану і наявність висхідних рухів, які доставляли вологу до рівня конденсації. Саме через неврахування такого практично постійного джерела вологи узагальнюючі параметризації не були здатні відтворити коректно фізичні процеси.

ВИСНОВКИ

Проаналізовано сучасний стан проблеми параметризації процесів хмаро- та опадоутворення в моделях атмосфери із узагальненою мікрофізикою. Зазначено, що основні труднощі з визначення швидкостей процесів автоконверсії, так само як і акреції, та седиментації, що суттєво впливають на представлення хмар та опадів в регіональних та глобальних моделях атмосфери, полягають в тому, що ці швидкості неможливо виміряти ні в хмарах, ні в лабораторних умовах. Теоретично отримати їх можливо тільки за умови значних спрощень та навіть виключень з системи рівнянь важливих фізичних процесів, що в подальшому призведе до значних помилок. Тому застосований в даній роботі підхід з використанням спектральної моделі хмари, де поряд з коагуляцією та седиментацією враховуються нуклеація та конденсація, а також залежний від розмірів часток коефіцієнт коагуляції, є оригінальним та загально визнаним для вдосконалення параметризації процесів хмаро- та опадоутворення в регіональних та глобальних моделях атмосфери.

Проведено декілька серій числових експериментів для морських шаруватокупчастих хмар приземного шару атмосфери для оцінки параметризацій швидкостей автоконверсії, акреції та седиментації за Кесслером, Бехенгом та Хайрутдіновим–Коганом (узагальнена мікрофізика — bulk), а також розрахунки таких самих швидкостей з отриманих спектрів часток хмар та опадів в спектральній моделі хмари (bin). Проведено аналіз отриманих результатів і визначені межі, де можуть застосовуватися вищезазначені bulk параметризації.

Аналіз отриманих результатів серій числових експериментів показав, що значення швидкостей автоконверсії в bulk мікрофізиці співпадає із значеннями bin для N_c в межах $50\text{--}100 \text{ см}^{-3}$ та водності $0,3\text{--}0,6 \text{ г/см}^3$, що відповідають середньому

об'ємному радіусу крапельок 11–14 μm . Для більших концентрацій та менших водностей (з відповідними меншими радіусами часток), значення bulk перевищують bin, а для більших радіусів і менших концентрацій — навпаки. Взагалі, в розрахунках з меншими концентраціями крапельок ("чисті" хмари) швидкості bin автоконверсії починали перевищувати bulk після 20 хвилин розвитку хмари завдяки попередньому існуванню великих крапель, навіть якщо середній об'ємний радіус був у межах 11–14 μm . У цілому, швидкості автоконверсії bin були найближчими до параметризації Бехенга.

Результати розрахунків швидкостей акреції показали добре узгодження між bin та bulk значеннями, зокрема, з параметризацією Хайрутдінова–Когана. Розходження починалися після 20 хвилин розвитку хмари, коли в спектрі крапель з'являється друга мода з радіусами > 200 μm , що призводило до перевищення швидкості акреції bin над bulk.

Швидкості седиментації розраховані в спектральній моделі порівнювались з параметризаціями Хайрутдінова та Когана. Найкраще узгодження було отримано для швидкості седиментації усереднених значень концентрації дощових крапель у всьому діапазоні спектрів. Для значень швидкості седиментації усередненої водності в усьому діапазоні спектрів в bin була отримана більша дисперсія, ніж в bulk. Це може бути пояснено тим, що Хайрутдінов та Коган запропонували лінійну апроксимацію во-вечевидь нелінійної залежності швидкості седиментації від значення водності. Базуючись на отриманих результатах проведених числових експериментів, в дослідженні були запропоновані нові нелінійні

формулювання для параметризацій швидкостей седиментації для концентрації крапель та водності в моделях з узагальненою мікрофізикою, які потребують подальшої апробації та за можливості оцінки похибок за даними вимірів.

Отримані в bin моделі хмари спектри дощових крапель здебільшого мали два максимуми, які відповідали двом процесам їхнього формування — конденсації та коагуляції, яка розпочиналася швидше в хмарах з меншою кількістю хмарних крапельок, тобто відповідала менш забрудненим морським повітряним масам. Таким чином, отримані спектри підтверджують спроможність застосованої моделі відтворювати фізичні процеси, які відбуваються в реальних хмарах, оскільки відповідають експериментально виміряним спектрам часток, а також підвищують ступінь довіри до запропонованих у дослідженні нових параметризацій швидкостей седиментації.

ПОДЯКА

Авторка щиро вдячна двом рецензентам за висловлені конструктивні зауваження та рекомендації, які дозволили покращити викладення матеріалу дослідження, а також Збройним Силам України, добровольцям та іншим військовим за захист від російської агресії, а також волонтерам, рятувальникам, енергетикам та багатьом іншим, завдяки героїзму яких має змогу продовжувати дослідження в Україні і, зокрема, закінчила написання цієї статті. Представлене дослідження виконувалось частково завдяки гранту від Європейського фонду INTAS Ref. Nr 04-83-3351.

ЛІТЕРАТУРА / REFERENCES

1. Буйков М.В., Пирнач А.М. Численная модель двухфазного слоистообразного облака с учетом микроструктуры. *Изв. АН СССР. Физика атмос. и океана*. 1973. **9**. № 5. С. 486–499.
[Buikov M.V., Pirnach A.M. Numerical model of two-phase stratus cloud with accounting on microstructure. *Notes of USSR Ak.Sc. Atmosphere and Ocean Physics*. 1973. **9**. № 5. 486–499] [In Russian].
2. Краковська С.В., Пирнач Г.М. Мезомасштабні та мікрофізичні властивості смуг хмар та опадів фронтальної системи циклону вибухового поглиблення над антарктичним півостровом. *Український антарктичний журнал*. 2003. **1**. 85–92.
[Krakovska S.V., Pirnach G.M. Mesoscale and microphysical properties of frontal rainbands and precipitation of explosive-type deepening cyclone over the Antarctic Peninsula. *Ukrainian Antarctic Journal*. 2003. **1**. 85–92] [In Ukrainian].
3. Минервин В.Е., Мазин И.П., Бурковская С.Н. Некоторые новые данные о водности облаков. *Тр. ЦАО*. 1958. **19**. 3–32.
[Minervin V.Ye., Mazin I.P., Burkovskaia S.N. Some new data on liquid water content of clouds. *Trudy CAO*. 1958. **19**. 93–32] [In Russian].
4. Шишкин Н.С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л.: Гидрометеиздат, 1964. 280 с.
[Shishkin N.S. Clouds, precipitation and thunder electricity. L.: Gidrometeoizdat. 1964. 280 p.] [In Russian].
5. Beheng K.D. (1994). A parameterization of warm cloud microphysical conversion processes. *Atmos. Res.* **33**. 193–206.
6. Brenguier, J.L. (1991). Parameterization of the condensation process: A theoretical approach. *J. Atmos. Sci.* **48**. 264–282.
7. Bott A. A. (2000). Flux method for the numerical solution of the stochastic collection equation: extension to two-dimensional particle distributions. *J. Atmos. Sci.* **57**. 284–294.
8. Curry J.A., Khvorostyanov V.I. (2012). Assessment of some parameterizations of heterogeneous ice nucleation in cloud and climate models. *J. Atmos. Chem. Phys.* **12**. 1151–1172.
9. Douville H., Raghavan K., Renwick J., Allan R.P., Arias P.A., Barlow M., Cerezo-Mota R., Cherchi A., Gan T.Y., Gergis J., Jiang D., Khan A., Pokam Mba W., Rosenfeld D., Tierney J., Zolina O. (2021). Water Cycle Changes. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / eds. V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud,

- Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekci, R. Yu, and B. Zhou. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1055–1210, doi: 10.1017/9781009157896.010.
10. Erlick C., Khain A., Pinsky M., Segal Y. (2005). The effect of wind velocity fluctuations on drop spectrum broadening in stratocumulus clouds. *Atmos. Res.* **75**. 15–45.
 11. Kessler E. (1969). On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulation. *Meteor. Monogr.* **32**. Amer. Meteor. Soc. 84 p.
 12. Khain A.P., Ovtchinnikov M., Pinsky M., Pokrovsky A., Krugliak H. (2000). Notes on the state-of-the-art numerical modeling of cloud microphysics. *Atmos. Res.* **55**. 159–224.
 13. Khain A.P., Pinsky M. (2018). Physical processes in clouds and cloud modeling. Cambridge University Press. 626 p.
 14. Khairutdinov M., Kogan Y. (2000). A new cloud physics parameterization in a large-eddy simulation model of marine stratocumulus. *Mon. Wea. Rev.* **128**. 229–243.
 15. Khvorostyanov V.I. (1995). Mesoscale processes of cloud formation, cloud-radiation interaction and their modeling with explicit cloud microphysics. *Atmos. Res.* **39**. 1–67.
 16. Khvorostyanov V.I., Curry J.A. (2002). Terminal velocities of droplets and crystals: power laws with continuous parameters over the size spectrum. *J. Atmos. Sci.* **59**. 1872–1884.
 17. Krakovska S., Brenguier J.-L., Geoffroy O., Sandu I. (2007). Tests of the bulk cloud microphysics parameterizations in the detailed explicit cloud model. *Geophysical Research Abstracts*, **9**. 00217. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-00217.
 18. Krakovskaia S.V., Pirnach A.M. (1998). Theoretical study of the microphysical structure of mixed stratiform frontal clouds and their precipitation. *Atmos. Res.* **47–48**. 491–503.
 19. Langmuir I. (1948). The growth of particles in smokes and clouds and the production of snow from supercooled cloud. *Proc. Am. Philos. Soc.* **92**. 167.
 20. Liu Y., Daum P.H. (2004). Parameterization of the autoconversion process. Part I: Analytical formulation of the Kessler-type parameterizations. *J. Atmos. Sci.* **61**. 1539–1548.
 21. Liu Y., Daum P.H., McGraw R., Wood R. (2006). Parameterization of the autoconversion process. Part II: Generalization of Sundqvist-Type Parameterizations. *J. Atmos. Sci.* **63**. 1103–1109.
 22. Morrison H., Curry J.A., Khvorostyanov V.I. (2005). A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models. Part 1: Description. *J. Atmos. Sci.* **62** (6). 1665–1677.
 23. Morrison H., Thompson G., Tatarskii V. (2009). Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes. *Monthly weather review.* **137** (3). 991–1007.
 24. Morrison H., van Lier-Walqui M., Fridlind A.M., Grabowski W.W., Harrington J.Y., Hoose C., Korolev A., Kumjian M.R., Milbrandt J.A., Pawlowska H., Posselt D.J., Prat O.P., Reimel K.J., Shima S.I., van Dierenhoven B., Xue L. (2020). Confronting the Challenge of Modeling Cloud and Precipitation Microphysics. *J. Adv. Model. Earth Sy.* **12**. e2019MS001689, <https://doi.org/10.1029/2019MS001689>.
 25. Pirnach A.M., Krakovskaya S.V. (1994). Numerical studies of dynamics and cloud microphysics of the frontal rainbands. *Atmos. Res.* **33**. 333–365.
 26. Pruppacher H.R., Klett J.D. (1997). Microphysics of clouds and precipitation. Kluwer. 954 p.
 27. Sedunov Y.S. (1974). Physics of Drop Formation in the Atmosphere. Wiley, NY. 234 p.
 28. Seifert A., Beheng K.D. (2001). A double-moment parameterization for simulating autoconversion, accretion and self-collection. *Atmos. Res.* **59–60**. 265–281.
 29. Seifert A., Khain A., Pokrovsky A., Beheng K.D. (2006). A comparison of spectral bin and two-moment bulk mixed-phase cloud microphysics. *Atmos. Res.* **80**. 46–66.
 30. Shpyg V., Budak I., Pishniak D., Poperechnyi P. (2013). The Application of Regional NWP Models to Operational Weather Forecasting in Ukraine. *CAS Technical Conference (TECO) on "Responding to the Environmental Stressors of the 21st Century"*: <http://www.wmo.int/pages/prog/arep/cas/documents/Ukraine-NWPMoels.pdf>
 31. Sundqvist H. (1978). A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **104**. 677–690.
 32. Tiedtke M. (1989). A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.* **117**. 1779–1800.
 33. Wood R., Field P.R., Cotton W.R. (2002). Autoconversion rate bias in stratiform boundary layer cloud parameterizations. *Atmos. Res.* **65**. 109–128.

S.V. Krakovska

Ukrainian Hydrometeorological Institute
of the State Emergency Service of Ukraine and
the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv

SPECTRAL MICROPHYSICAL CLOUD MODEL FOR ASSESSMENT OF PARAMETERIZATION OF WARM CLOUD AND PRECIPITATIONS FORMATION PROCESSES IN MODELS WITH BULK MICROPHYSICS

Several series of numerical experiments were conducted using the one-dimensional spectral microphysical cloud model developed at UkrHMI for marine stratiform-convective clouds of the surface layer and diagrams were constructed to determine the coefficients of coagulation of cloud droplets and precipitation

drops. The rates of autoconversions, accretion, and sedimentation were estimated based on generalized (bulk) parameterizations of microphysics from regional atmosphere models (Kessler, Beheng, and Khairutdinov-Kogan) and corresponding characteristics from the spectral (bin) cloud model. The obtained results have been analysed and the limits where the bulk parameterizations can be applied have been determined. Based on spectral model estimations new nonlinear formulations are proposed for parameterizations of sedimentation rates of droplet concentration and water content in models with bulk microphysics, but they need further approbation and estimation of biases against experimental measurements. Evolution in time and at vertical cloud levels of precipitation drops' spectra are presented and analysed showing more natural two maxima shapes observed in clouds as a rule.

Keywords: spectral model, cloud microphysics, bulk parameterization of cloud and precipitation formation, autoconversion, accretion, sedimentation, coagulation.

В.Ф. Мартазінова¹

vazira@gmail.com;

Н.С. Городецька²

Gorodetskaya@nas.gov.ua

Л.С. Рибченко¹

L.S.Rybchenko@gmail.com

С.В. Савчук¹

SvetlanaSVS120676@gmail.com

Н.П. Гребенюк¹

dearnadin9@gmail.com;

О.Г. Татарчук¹

¹ Український гідрометеорологічний інститут ДСНС України та НАН України, Київ

² Інститут гідромеханіки НАН України, Київ

УДК 551.580

ОСОБЛИВОСТІ ТЕМПЕРАТУРНО-ВОЛОГІСНОГО РЕЖИМУ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ З ПОЧАТКУ ХХІ СТОРІЧЧЯ ПІД ВПЛИВОМ ЗМІН ВЕЛИКОМАСШТАБНОЇ АТМОСФЕРНОЇ ЦИРКУЛЯЦІЇ

Розглянуто сучасний стан температурно-вологісного режиму території України з 1991 р. до сьогодні під впливом змін великомасштабної атмосферної циркуляції. За допомогою моделі атмосферної циркуляції В. Мартазінової та розкладання полів тиску за EOF визначено початок формування сучасного кліматичного режиму з 2006 року. Для аналізу сучасного температурно-вологісного режиму було використано дані полів температури повітря, атмосферних опадів, тиску, геопотенціалу у вузлах географічної сітки Атлантико-Європейського сектору архіву УкрГМІ-КДДПП; архіву NOAA Північної півкулі; температури повітря, опадів, прямої сонячної радіації українських станцій з 1991 р. Встановлено, що температура з початку нашого століття на території України зростає, посушливі процеси з дефіцитом опадів спостерігаються у квітні, серпні та вересні. Збільшення посушливих процесів позначається на сучасному стані прямої сонячної радіації, яка у теплий період останніх 15 років перевищує норму попередніх років практично по всій території України, особливо у північних та центральних областях.

Ключові слова: посуха, зволоженість, атмосферна циркуляція, пряма сонячна радіація, температура повітря, атмосферні опади.

ВСТУП

Посуха в Україні є несприятливим проявом сучасного клімату. Вперше визначення посухи дав завідувач Одеського дослідного поля В. Г. Ротмістров (1913) [2], який визначав її як тривалий бездощовий період, що призводить до вичерпування запасів вологи, які засвоюють рослини у коренеживаному шарі ґрунту. Таке визначення посухи зберігається до сьогодні. Про це явище опубліковано багато робіт [2–4, 8, 10–11, 13–15, 18–29]. Посуха — це тривале бездощів'я, що нерідко супроводжується високою температурою, низькою вологістю повітря та сухими вітрами, яке в умовах недостатньо високого рівня агротехніки призводить до значного зменшення запасів продуктивної вологи в ґрунті. За характером посухи поділяються на атмосферні, ґрунтові, атмосферно-ґрунтові та гідрологічні. В основі кожної з них лежить атмосферна посуха. Саме її тривалий вплив (як правило, понад двох тижнів) сприяє прояву ґрунтової посухи [11, 13]. Змішана посуха часто виникає внаслідок тривалої атмосферної та ґрунтової посухи [3–4, 10]. Посухи на території України в останні десятиліття досліджуються недос-

татньо. Тому в списку літератури наведено більш ранні роботи з дослідженнями на території України, у яких докладно описувалися її гідрометеорологічні характеристики. Дослідження атмосферної посушливості останніх десятиліть проводилось в рамках проекту гідрометслужби.

Існують різні способи та критерії визначення посухи, це зафіксовано в документі ВМО [8] і [4–6, 10–11, 13–19, 25–32]. Загальновизнаного кількісного показника посухи немає, здебільшого вона являє собою різні комбінації величин температури повітря й опадів. Незважаючи на те, що основні параметри посухи — це високі температури літку та незначні опади, ці параметри формуються атмосферою циркуляцією.

Зміна атмосферної циркуляції в різні часові періоди призводить до різного стану посух, їх тривалості та частоти прояву. Тому для дослідження атмосферної посухи, насамперед, необхідно дослідити зміну й стан сучасної атмосферної циркуляції над регіоном, яку формує зміна великомасштабної атмосферної циркуляції, а на тлі глобального підвищення температури великомасштабна цирку-

ляція повітря призвела до значного формування атмосферної меридіональної циркуляції. В результаті частота посух за такої циркуляції почала збільшуватися.

Метою роботи є оцінка формування нових умов кліматичного режиму регіону в останні десятиліття за допомогою фізико-статистичної моделі великомасштабної атмосферної циркуляції (АС) [21]. Зміна великомасштабної циркуляції розраховується від десятиліття до десятиліття над Північною півкулею від початку попереднього століття до перших десятиліть поточного століття.

МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Для дослідження сучасного стану температурно-вологісного режиму на території України було використано електронні архіви метеорологічних полів мінімальної та максимальної температури, полів опадів, тиску, геопотенціалу у вузлах географічної сітки для території Атлантико-Європейського сектору відділу кліматичних досліджень і довгострокового прогнозу погоди (КД і ДПП) УкрГМІ за період 1991–2021 рр.; архіви баричних і температурних полів Physical Sciences Laboratory of National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) на території Північної півкулі за період спостереження; дані архіву ЦГО щодо температури повітря, атмосферних опадів українських станцій і прямої сонячної радіа-

ції актинометричних станцій із 1991 р. Для дослідження сучасного термічного режиму атмосфери у випадках посух в Україні була застосована кліматична модель АС (атмосферної циркуляції) [21].

РЕЗУЛЬТАТИ ТА ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

Кліматична модель великомасштабної циркуляції атмосфери Північної півкулі. У дослідженнях, які проводяться у відділі кліматичних досліджень та довгострокового прогнозу погоди Українського гідрометеорологічного інституту (УкрГМІ), значна увага приділяється вивченню зміни атмосферної циркуляції, як основного прояву зміни клімату. Атмосферна циркуляція сама є кліматоутворюючим фактором, оскільки вона формується внаслідок впливу природних й антропогенних чинників, що містить у собі одночасно весь комплекс погодних умов, і тому є найкращим й узагальненим індикатором зміни регіонального та глобального клімату [5–6, 16, 23, 24, 27–29]. Для аналізу зміни великомасштабної атмосферної циркуляції над Північною півкулею та територією Атлантико-Європейського сектору використано результати дослідження зміни полів приземного тиску протягом ХХ ст. і початку ХХІ ст. (рис. 1). Зміни полів тиску від десятиріччя до десятиріччя розглядали для січня (рис. 1а), коли синоптичні процеси мають найбільшу активність.

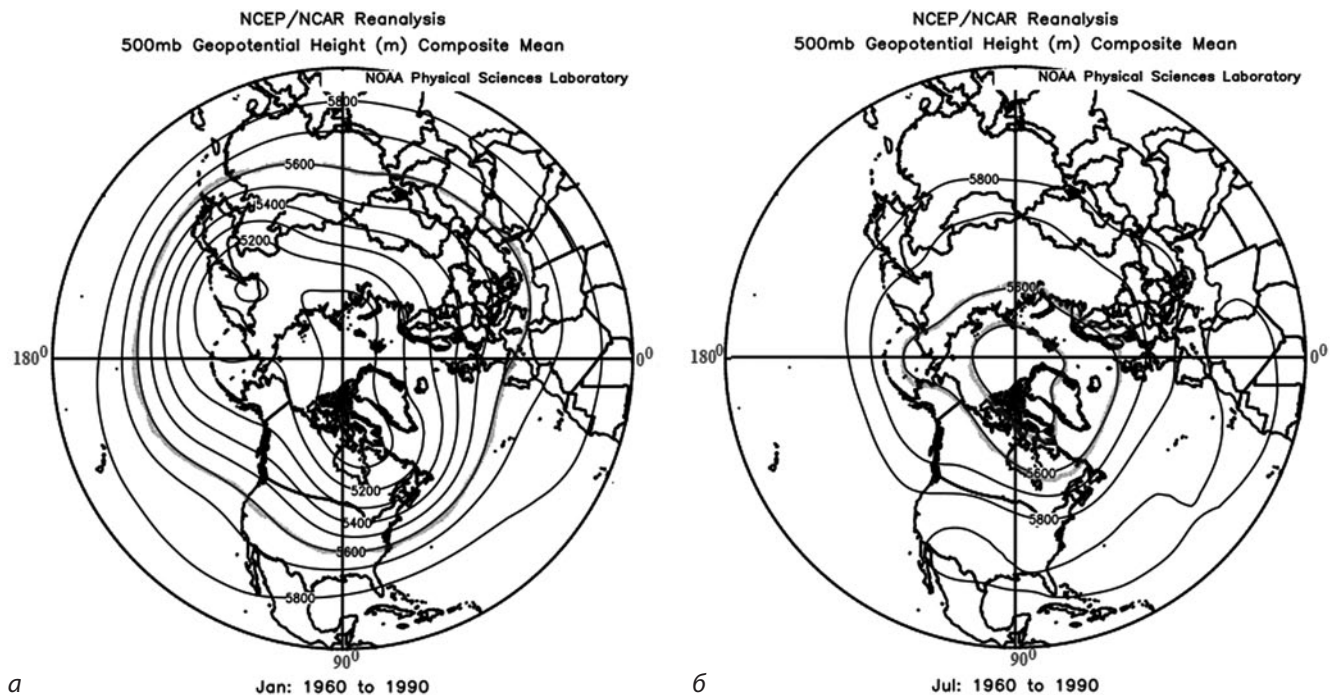


Рис. 1. Великомасштабна циркуляція атмосфери у Північній півкулі на середньому рівні тропосфери (на рівні 5 км від поверхні землі) для січня (а) та липня (б) за ізолініями геопотенціальних висот ізобаричної поверхні 500 мбар [гПа]

На *рис. 1* показано просторове розташування основних центрів дії атмосфери Північної півкулі у січні та липні, що формують погодні умови у помірних широтах.

Узимку спостерігається три баричних максимуми і пов'язані із ними гребні (див. *рис. 1*): Північно-Атлантичний, Сибірський та Канадський. Між ними розташовані три баричних мінімуми і пов'язані із ними улоговини: Європейська, Алеутська та Ісландська. Улоговини виражені яскравіше: дві з них добре помітні поблизу 80 зх.д. і 140 сх.д., третя, слабше виражена — між 10 і 60 зх.д. Улоговини та гребні чіткіше проявляються у високих широтах, а в низьких широтах вони мають майже зональний характер. Перетворення великомасштабної атмосферної циркуляції від місяця до місяця відбувається внаслідок зміни знаку градієнта термічних впливів системи суходолу-океану та полюс-екватор на атмосферу. У зимовий час осьова лінія 540 дкм проходить близько 50 град. пн. ш. До весни ця ізолінія піднімається на північ і її місце займає ізолінія 556 дкм. До середини літа ізолінія 556 дкм також піднімається на північ і її місце займає ізолінія 572 дкм. У липні відповідні головні улоговини зміщені і менш виразні на карті осереднених значень абсолютної топографії ізобаричної поверхні 500 мбар (*рис. 1б*). На цей час осьова зимова ізолінія знаходиться біля Північного полюсу. Три улоговини, що відповідають Європейському, Алеутському і Ісландському мінімумам тиску мають деякі зміщення. Між улоговинами розташовані три гребні: Азорський, Канадський та Сибірський термічний максимуми тиску. До осені циркуляція починає опускатися до південних широт, формуючи зимову циркуляцію над Північною півкулею. Враховуючи вище сказане потрібно зазначити, що зміна кліматичних центрів загальної циркуляції атмосфери краще виявляється в зимовий час. Тому в цій статті кліматична зміна великомасштабної атмосферної циркуляції Північної півкулі для всіх сезонів розглядається протягом більш як одного століття через її зміни в січні. Клімат України взимку формують три кліматичні центри дії атмосфери: Північно-Атлантичний гребінь, Європейський мінімум і Сибірський гребінь.

Характеристики баричних полів січня кожного десятиліття для Північної півкулі

$$\bar{P} = (\bar{p}_1, \bar{p}_2, \dots, \bar{p}_j, \dots, \bar{p}_n), \quad (1)$$

отримані за допомогою меридіонального осереднення поля

$$\bar{p}_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N p_{ij}, \quad (2)$$

де \bar{p}_j — середній тиск j -тої довготи, $j = -180, -175, \dots,$

$0, \dots, 175$ градусів довготи та представлені у вигляді розкладання в ряд Фур'є:

$$\bar{P} = P^* + \sum_{m=1}^{n/2} \left(a_m \cos \frac{2\pi m}{n} j + b_m \sin \frac{2\pi m}{n} j \right), \quad (3)$$

де a_m і b_m — коефіцієнти розкладання (3); m — хвильове число. Враховуючи, що планетарна атмосферна циркуляція в нижньому шарі атмосфери у тропосфері протягом року має трьохвихрову систему, будемо аналізувати розкладання лише для хвильового числа $m=3$.

Просторове розташування центрів дії атмосфери можна розрахувати за фазою хвилі $m=3$ за формулою (4):

$$\Phi_m = \arctg \frac{b_m}{a_m}. \quad (4)$$

Напрямок руху хвилі від десятиріччя до десятиріччя визначено за допомогою різниць фаз хвилі $m=3$ для сусідніх десятиліть за виразом (5):

$$\Delta \Phi_m = \Phi_m^\ell - \Phi_m^{\ell-1}, \quad (5)$$

де Φ_m^ℓ — фаза хвилі $m=3$ ℓ -ого десятиліття; $\Phi_m^{\ell-1}$ — фаза хвилі $m=3$, $(\ell-1)$ -ого десятиріччя; $\ell = 1, \dots, 13$ відповідає десятиріччям 1890–1899 рр., 1900–1909 рр., 1910–1919 рр., ..., 2000–2009 рр., 2010–2019 рр.

Від'ємне значення характеризує зсув хвилі зі сходу на захід, а додатне — зі заходу на схід. Аналіз фаз Φ_m^ℓ хвилі $m=3$ дозволив виявити положення поля тиску біля поверхні землі у кожному ℓ десятиріччі протягом ХХ ст. і початку ХХІ ст. у Північній півкулі й її динаміку за $\Delta \Phi_m$ від десятиріччя до десятиріччя. Загалом упродовж століть зсув хвилі $\Delta \Phi_m$ за десятиріччями можна бачити на *рис. 2*.

За *рис. 2*, хвиля $m=3$ зміщується у кожному періоді глобального потепління по-різному. До 1950–1959 рр. відзначається переміщення великомасштабної атмосферної циркуляції на захід відносно першого 10-річчя 1900–1909 рр. Цей зсув становить близько 40 градусів за довготою. Це найзахідніший зсув, який в середині ХХ ст. вплинув на зниження температури практично над усіма районами Північної півкулі. Повернення великомасштабної атмосферної циркуляції на схід до положення першого десятиріччя 1900–1909 рр. (*рис. 2*) відбувається в останньому десятиріччі ХХ ст., 1990–1999 рр. Такий стан великомасштабної атмосферної циркуляції формує теплі зимові процеси над Північною півкулею та добре узгоджується за температурою у першому й останньому періодах глобального потепління. Амплітуда зміщення хвилі становить близько 40 градусів і вказує на розмах хвилі ± 20 градусів від нейтрального положення її в 1930–1939 рр.

Зсув атмосферної циркуляції на захід або схід відповідає різному стану над суходолом та океаном. Її зміщення на захід, відповідає холодним зимам на півкулі. За *рис. 2*, атмосферна циркуляція після 2000 р. прагне зайняти більш західне положення, як у середині сторіччя, коли на півкулі спостерігалася холодна циркуляція.

Розкладання метеорологічних полів тиску за природними ортогональними функціями (EOF) для січня протягом 2000–2017 рр. та 2000–2009 рр. показало, що зміни напрямку атмосферної циркуляції у бік холодної циркуляції означили дату переходу атмосферної циркуляції на захід з 2005–2006 рр. Це можна бачити з *рис. 3*, де показано графік тимчасової залежності коефіцієнтів першої EOF для періодів 2000–2017 рр. і 2000–2009 рр. Перша EOF є основною кліматичною складовою. З цієї дати усі кліматичні параметри перебудовуються на сучасну циркуляцію. Порівняння температурного та вологісного режиму періодів 1991–2005 років та 2006–2020 рр., результати якого наведено нижче, дає можливість підтвердити тенденцію сучасного кліматичного режиму.

Прояв сучасного режиму температури й опадів в Україні з початку ХХІ сторіччя. Одними з основних параметрів кліматичного режиму регіону є температура й опади, що визначають зміну клімату. Щоб показати прояви сучасного кліматичного режиму з 2006 р. під впливом зміни з цього часу великомасштабної атмосферної циркуляції, розглянемо відхилення середньої місячної температури повітря та суми опадів за 2006–2020 рр. відносно 1991–2005 рр. за місяці сезонів на території України.

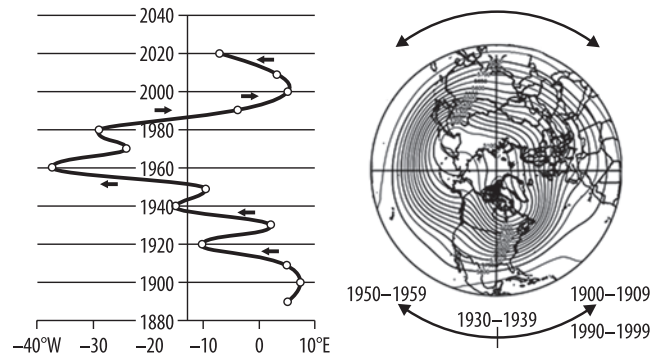


Рис. 2. Напрямок зміщення $\Delta\Phi_3$ трьохвихрової хвилі $m=3$ над Північною півкулею протягом ХХ ст. і початку ХХІ ст.

Зимовий сезон. Температурний режим у кожному зимовому місяці змінювався в період 2006–2020 рр. по-різному (*рис. 4*). Середня місячна температура грудня практично на всій території підвищилася на 2°C відносно 1991–2005 рр., а у наступні зимові місяці (січень і лютий) вона практично не змінилася на півдні Львівської та Івано-Франківської областей. Водночас, у січні температура знижується до -1°C на північ і схід вузькою смугою відносно наступних територій: Рівненська – Хмельницька – Тернопільська – Чернівецька області; а також — у північних і східних регіонах.

Місячна сума опадів (*рис. 4*) на заході країни в грудні здебільшого мало змінюється у 2006–2020 рр. порівняно з попереднім періодом, проте спостерігається підвищення на 10–15 мм у північних та північно-західних областях, зменшення кількості опадів відбувається у південно-східних областях. У січні вона повсюдно зростає, особливо в східних

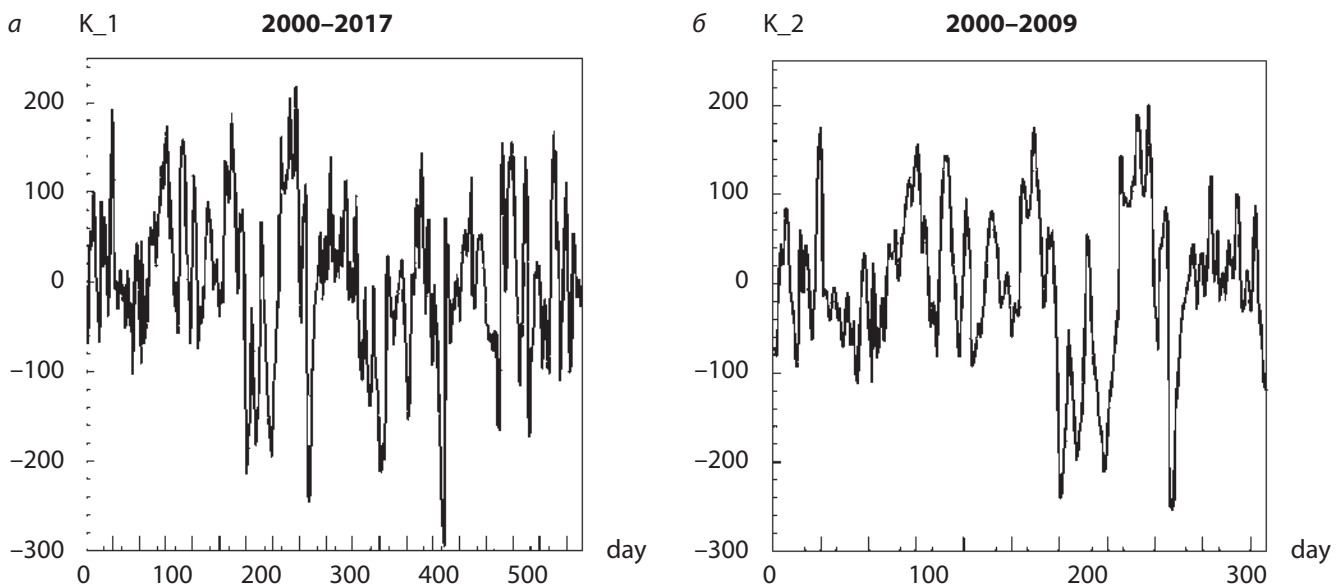


Рис. 3. Часові залежності коефіцієнтів першої моди EOF поля тиску для періодів 2000–2017 рр. і 2000–2009 рр. Січень

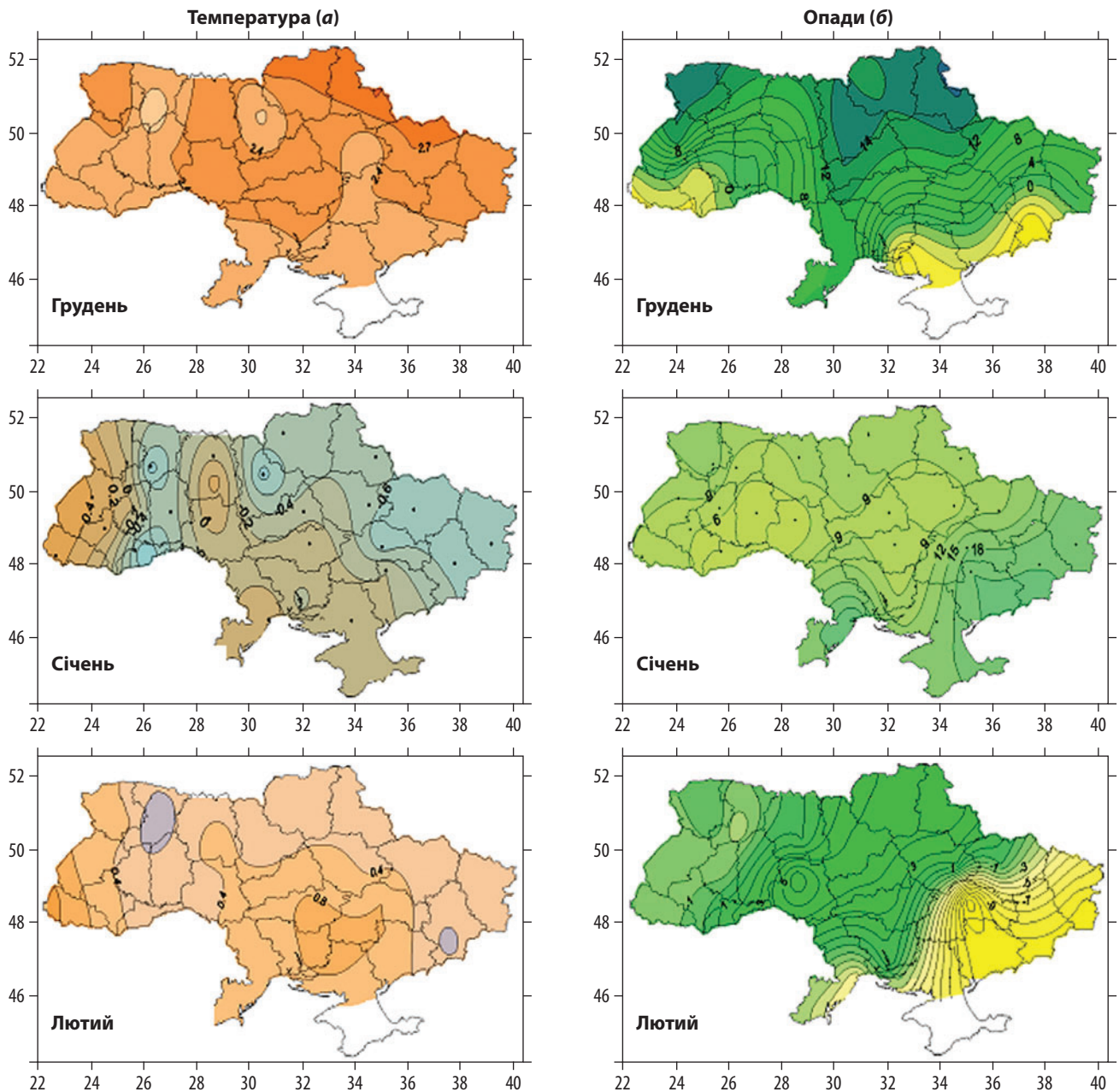


Рис. 4. Відхилення середньої місячної температури (°C) та місячної суми опадів (мм) зимового сезону за 2006–2020 рр. відносно 1991–2005 рр.

областях. У лютому сума опадів не змінюється, знижуючись незначно на Закарпатті та на 10–15 мм у південно-східних областях України.

Зауважимо, що зима, особливо в січні, останні 15 років стає холоднішою ніж у попередні періоди, а сума опадів на більшості території зростає.

Весняний сезон. У весняний сезон (рис. 5) загалом спостерігається підвищення середньої місячної температури з 2006 р., особливо в березні, до 1,5°C і вище. У квітні та травні вона зросла на всій території, але на відміну від травня, у квітні найбільше підвищення температури зафіксовано на заході, тоді як у травні — на сході України.

Зміни в опадах упродовж весни між періодами помітно відрізняються (рис. 5). Кількість опадів у березні змінилася несуттєво, збільшилася до 10 мм лише на південному заході: на Львівщині, у межах Івано-Франківської та Хмельницької областей. У квітні відбувається суттєве зменшення кількості опадів, на 15–25 мм (до 30–50 %), практично по всій території, особливо в північних і центральних областях. Незначне їх збільшення на 5–10 мм (до 20%) зафіксовано на півдні, південному та північному сході.

У травні по всій території України вони значно зростають, найбільше на 30–40 мм (48 %), — на

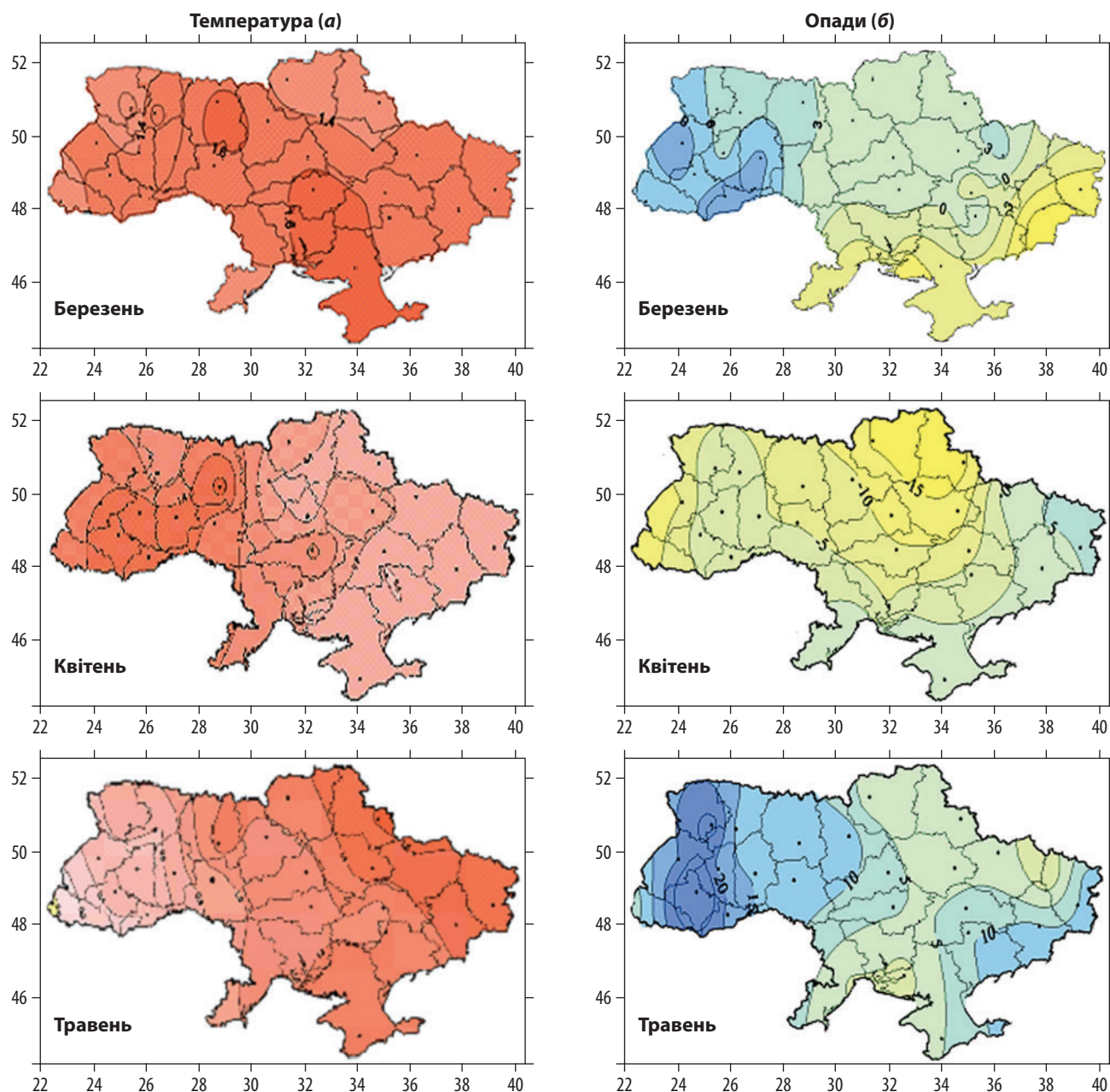


Рис. 5. Відхилення середньої місячної температури повітря ($^{\circ}\text{C}$) і суми опадів (мм) у весняному сезоні за 2006–2020 рр. відносно 1991–2005 рр.

заході: у Львівській, Волинській та Закарпатській областях. Найвище зростання кількості опадів спостерігалось у західних областях. Відхилення становили 30–40 мм, або 48% щодо 1991–2005 рр. На крайньому південному сході кількість опадів також збільшується. Зазначимо, що у березні, квітні та травні середньомісячна температура повітря у 2006–2020 рр. підвищується на всій території України відносно 1991–2005 рр. на 1°C . Особливо помітно температура зросла в березні. Щодо опадів можна зазначити, що їх істотне зменшення відбувається у квітні, незначне — у березні; у травні — незначне підвищення місячної суми опадів на більшій

частині території, найбільше — на заході України (див. рис. 5).

Літній сезон. У червні та серпні літнього сезону середня місячна температура повітря (рис. 6) у 2006–2020 рр. відносно 1991–2005 рр. підвищується до 1°C і вище на всій території України, найбільше (до 2°C) — на півдні та південному сході. У липні відзначається найменше підвищення температури за літній сезон до 1°C . Загалом влітку, впродовж 2006–2020 рр. на всій території України температура повітря підвищується.

Кількість опадів в усі місяці літнього сезону на більшій частині території країни зменшується від-

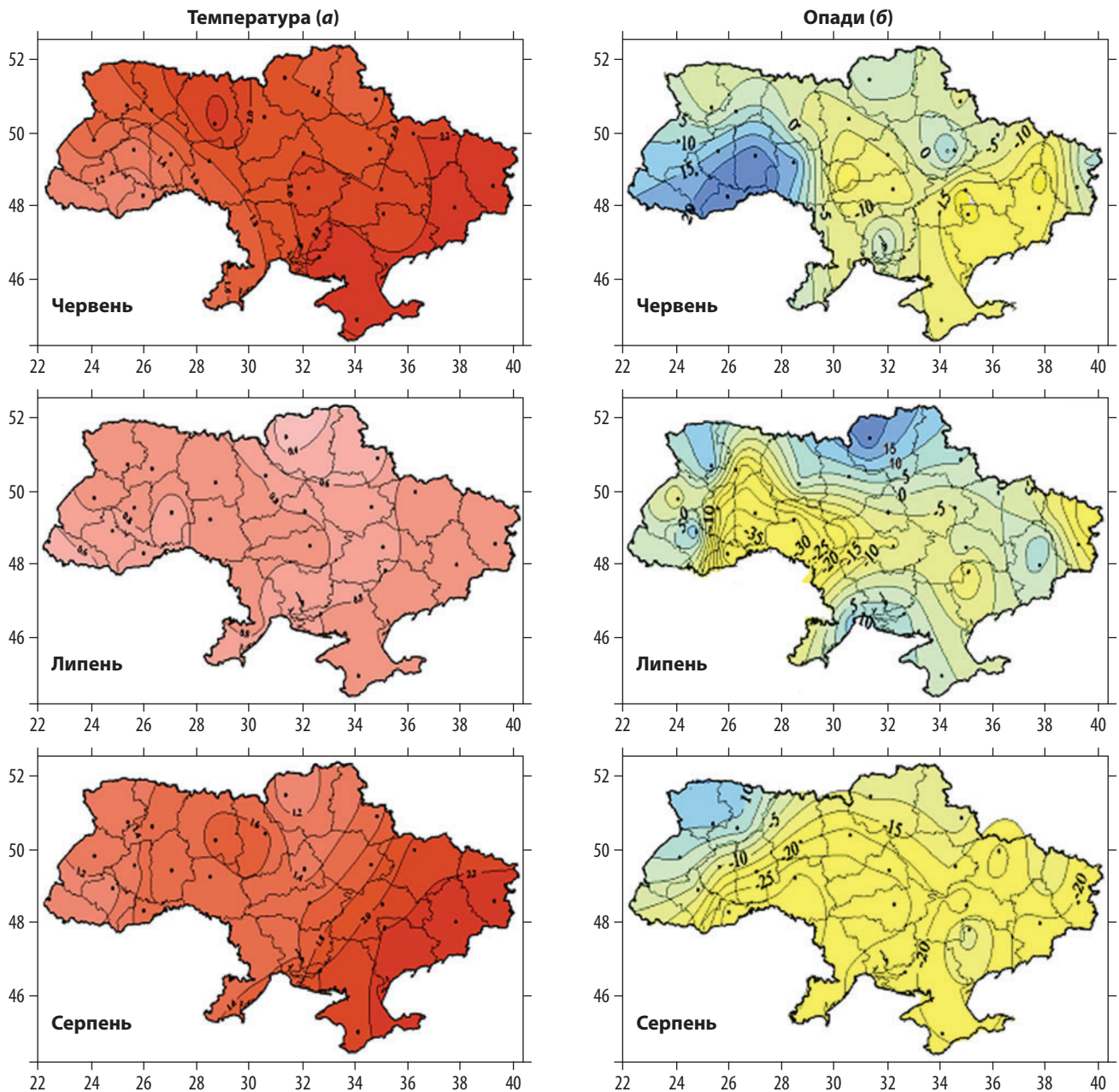


Рис. 6. Відхилення середньої місячної температури повітря (°C) і суми опадів (мм) у літньому сезоні, вересні та жовтні за 2006–2020 рр. щодо 1991–2005 рр.

носно 1991–2005 рр. (рис. 6). Осередки зі зменшенням опадів займають значну територію. Якщо в центрі осередків зменшення кількості опадів у червні досягає 15–20 мм, то в липні територія осередків розширюється і зменшення опадів у центрі досягає 35–40 мм. У серпні їх зміна істотно відрізняється від попередніх літніх місяців. Вони зменшуються повсюдно, місцями сягаючи 25–30 мм (в середньому близько 50 % місячної норми). Тобто, підвищення середньої місячної температури та суттєве зменшення опадів влітку, особливо в серпні, призводить до атмосферно-грунтової посухи. Розширення території зі щораз нижчою кіль-

кістю опадів від червня до серпня визначається сучасним станом атмосферної циркуляції, тенденція зміни якої повинна зберегтися у наступні роки (див. рис. 2).

Осінній сезон. Восени температура повітря у вересні та листопаді в 2006–2020 рр. підвищилася практично однаково на більшості території України до 1,5°C відносно 1991–2005 рр. (рис. 7). Жовтень зберігає температурний режим попереднього періоду практично по всій території.

Протягом осені суттєво змінюється сума опадів. У вересні, на крайньому заході України вона знизилась на 20 мм, але в наступний місяць ці втрати

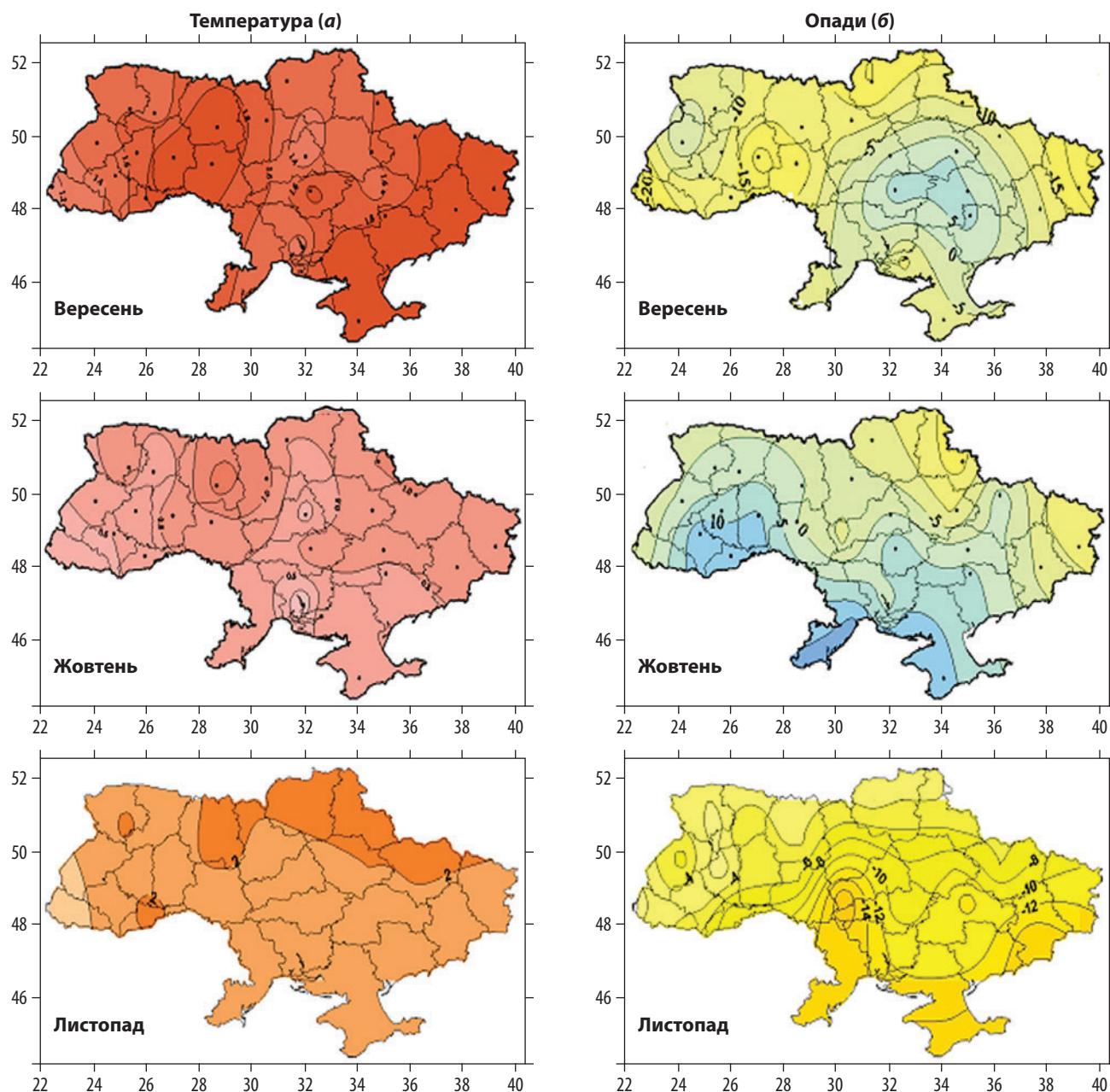


Рис. 7. Відхилення середньої місячної температури повітря ($^{\circ}$) і суми опадів (мм) в осінній сезон за 2006–2020 рр. відносно 1991–2005 рр.

поступово відновлюються. У листопаді знову спостерігається зменшення опадів по всій території України, особливо в центральних, східних і південних регіонах (рис. 7).

Тобто початок осіннього сезону за останні 15 років відзначається зниженням місячних сум опадів із суттєвим їх дефіцитом і переважним підвищенням температури. Це зберігає погодні умови останнього літнього місяця, що завдає значних збитків сільському господарству.

Отже, просторові зміни температури й опадів у країні за останній період спостерігаються у кожному місяці. Їх зміни описані у цьому підрозділі й

визначають характер сучасного клімату України відповідно до змін атмосферної циркуляції.

Особливості температурно-вологісного режиму сучасного клімату України. Основною метою цього підрозділу є аналіз особливостей основних параметрів посухи / зволоженості в Україні з перших десятиліть поточного століття. Вище описані зміни основних кліматичних показників — температури й опадів, що формуються під впливом зміщення великомасштабної атмосферної циркуляції на захід із 2006 р. на тлі глобального потепління. Підвищення температури повітря зафіксовано в усі місяці року, крім січня. Її зниження в січні та суттєве

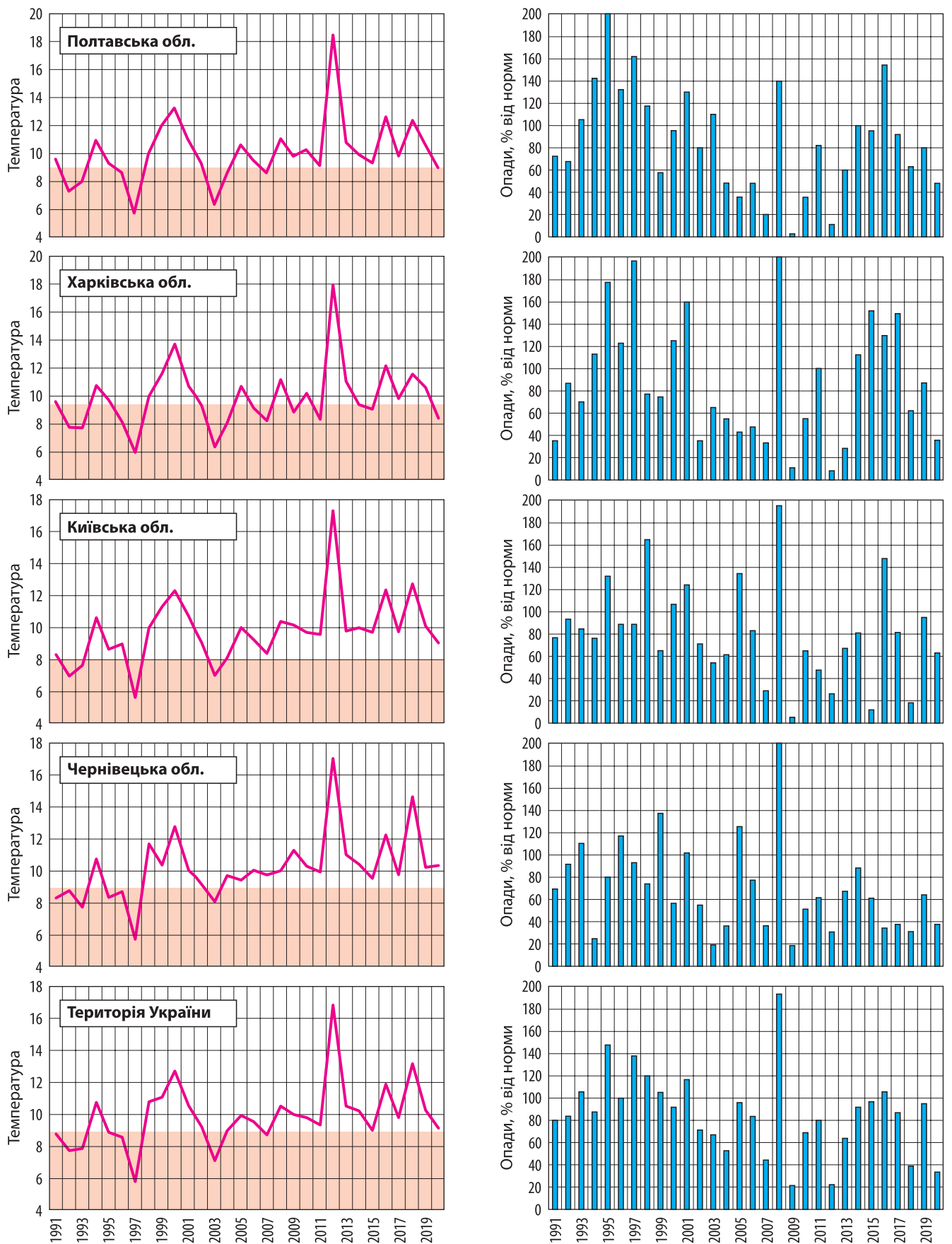


Рис. 8. Зміни середньої місячної температури повітря і місячної суми опадів на території України у квітні з 1991 по 2020 рр.

підвищення впродовж літа є реакцією впливу великомасштабної атмосферної циркуляції, яка займає більш західне положення в Північній півкулі, порівняно з кінцем попереднього сторіччя, на тлі глобального потепління. Зміщення атмосферної циркуляції на захід у Північній півкулі впродовж останніх десятиліть разом із глобальним потеплінням призводять до суттєвого зменшення опадів у теплий період, особливо в квітні, влітку та на початку осені. Слід зазначити, що саме зміщення на захід атмосферної циркуляції в попередні десятиріччя ХХ ст. сприяло спекотному, сухому літньому сезону й морозам узимку [21].

Під посухою розуміють тривалий бездощовий період при високих температурах повітря. ВМО у бюлетені про посухи [19] опублікувала таблицю всіх її критеріїв, що використовуються у різних країнах [1, 7, 16, 19, 23, 25, 26, 29–32]. За цією таблицею, на території України для визначення посухи використовуються такі показники: гідротермічний коефіцієнт Селянінова [15]; показник вологозабезпечення Процорова [11]; індекс аридності Педя [8–9]; метеорологічний індекс продуктивності Багрова [1], стандартизований індекс опадів [19, 25, 31, 32]. Ці показники включають температуру, опади та їх відхилення від норм [7, 9, 16, 32], при цьому суму цих величин враховують за весь вегетаційний період.

Однак, ці критерії не є універсальними для усіх регіонів і тому по-різному визначають аномальність посухи протягом періоду вегетації [3, 9, 32].

У цьому підрозділі не розглядатимуться критерії посухи в період активної вегетації. Акцент зроблено на аналізі температурно-вологісного режиму на території України з початку поточного століття.

Для аналізу прояву посушливого процесу наводимо графіки часових змін температури та опадів з 1991 по 2020 рр. На графіках *рис. 8, 9* відмічено рожевим кольором значення температури нижчі за норму 1961–1990 рр. На прикладі зміни температури та опадів у квітні, які на *рис. 8* наведено по областях, розташованим у різних географічних районах країни і в середньому по території України періоду 1991–2020 рр., проаналізуємо можливості посушливих процесів. Починаючи з 2006 р. на більшості території України у квітні, крім східних областей, відбувається стійкий прояв атмосферної посухи — це високі температури та незначні опади, які сформовані певною атмосферною циркуляцією [7]. За температури повітря вище за норму та з опадами нижче 60% від норми посухи були у 2007, 2009, 2010–2013, 2015 та 2018 рр. Основною синоптичною ситуацією утворення посухи в Україні є вторгнення ядра антициклону холодного повітря з півночі до тилу циклону. Ці антициклони, малорухливі з низь-

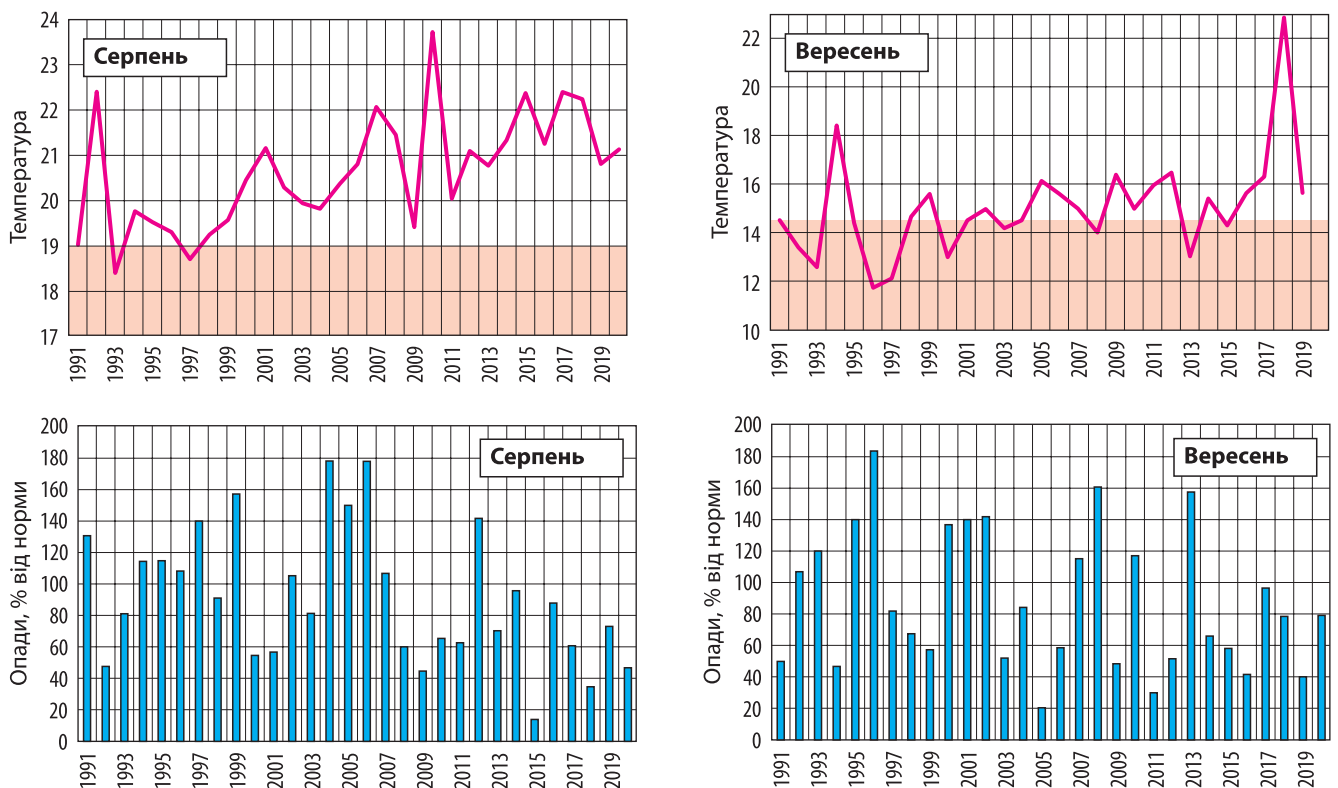


Рис. 9. Зміни середньої місячної температури повітря і місячної суми опадів на території України у серпні та вересні з 1991 по 2020 рр.

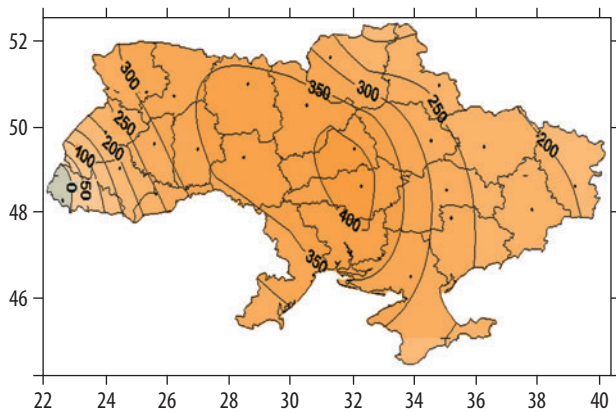


Рис. 10. Відхилення прямої сонячної радіації (МДж/м²) за теплий період року в 2006–2020 рр. відносно 1991–2005 рр.

кою температурою та вмістом незначної вологості, утворюють умови для формування атмосферної посухи. Надалі антициклон прогрівається, але вологість у ньому зменшується.

Атмосферна посуха в період активної вегетації (перехід середньодобової температури через +10°C від весни до осені) завдає суттєвих збитків сільському господарству. Середні значення температури та опадів для усієї території України можуть ґрунтовніше показати характер і рівень прояву посушливості у квітні. Аналіз графіків середніх значень температури та опадів в Україні на рис. 8, 9 у квітні, серпні та вересні демонструє, що найскладніші посушливі процеси спостерігаються на більшості території країни. Весняні посушливі процеси створюють умови з різкою невідповідністю між посиленою потребою рослин у волозі та її надходженням з ґрунту, внаслідок чого рослини можуть загинути [1, 3–4, 10, 14–15]. Як показано на рис. 6, 9, щодо минулого періоду, у серпні поточного періоду стали з'являтися інтенсивні великі посухи (2008, 2009–2011, 2015, 2017, 2018 рр.), які затримують нормальний розвиток пізніх сільськогосподарських культур і можуть призвести до загибелі рослин. Поширення посух на вересень завдає шкоди озимим та пізнім культурам. Інтенсивні посушливі процеси вересня можуть ускладнити умови для сівби озимих та появи їх сходів.

Збільшення кількості посушливих процесів на території України проявляється через значення прямої сонячної радіації біля поверхні землі [12]. За останні 15 років упродовж теплої частини року її величина перевищує норму попередніх років практично на всій території України, особливо в північних і центральних областях, а нижчою є лише на крайньому заході. Різниця значень прямої сонячної радіації впродовж теплих періодів року у період 2006–2020 рр. у порівнянні з 1991–2005 рр. (рис. 10)

є додатною на всій території України, тобто мало місце збільшення прямої сонячної радіації. Найбільше зростання прямої сонячної радіації до 400 МДж/м² за теплий період 2006–2020 рр. відбувається у центральних областях.

Збільшення прямої сонячної радіації в сучасний теплий період на території України має позитивні та негативні наслідки. З одного боку для сонячних електростанцій це сприяє збільшенню вироблення енергії, а з іншого боку, для сільського господарства, її зростання обумовлює посушливі атмосферні процеси, що ускладнюють умови для висівання сільськогосподарських культур та появи їх сходів і вегетації.

ВИСНОВКИ

У статті наведено фізико-статистичну модель великомасштабної атмосферної циркуляції (АС), яка виявляє періодичність (близько 50–60 років) у положенні великомасштабної атмосферної циркуляції (див. рис. 2) у Північній півкулі. За допомогою цієї моделі можна прогнозувати за аналогами попередніх десятиліть її стан і положення в майбутньому. Однак, проблема впливу глобального потепління на її стан на даному етапі залишається невирішеною і її необхідно віднести до найважливішої сучасної задачі в метеорології. Вирішення цієї проблеми дасть змогу отримати надійні аналоги стану атмосферних процесів для прогнозу зміни клімату в майбутньому. Зазначимо, що закономірність у положенні великомасштабної атмосферної циркуляції не залежить від глобального потепління на відміну від її стану.

Модель зміни АС дозволила визначити нову тенденцію в кліматичному режимі України з 2006 р. Результати аналізу показали, що зима в січні стає холоднішою, а сума опадів узимку на більшості території зростає. Навесні 2006–2020 рр. температура повітря підвищилася по всій території на 1°C і більше. Суттєве зменшення кількості опадів відбувається у квітні практично по всій території України, особливо в північних та центральних областях. Кількість опадів у літній сезон зменшується в більшості регіонів. Від червня до серпня територія зменшення кількості опадів розширюється й у серпні займає практично всю територію України. Підвищення середньої місячної температури повітря та істотне зменшення кількості опадів від початку поточного століття в серпні та вересні сприяє появі атмосферно-ґрунтової посухи, яка завдає значної шкоди сільському господарству останніми роками. Отже, підкреслимо, що зміна кліматичних показників, таких як температура та опади, відбувається внаслідок зміни тенденції атмосферної циркуляції.

ЛІТЕРАТУРА / REFERENCES

- Багров Н.А. О метеорологическом индексе урожайности. *Метеорология и гидрология*. 1983. **11**. С. 92–99. [Bagrov N.A. (1983). On the meteorological index of productivity. *Meteorology and hydrology*. **11**. 92–99] [in Russian].
- Бова Н.В. О климатическом изучении засух на Юго-Востоке СССР. *Изв. АН. СССР. Сер. геогр. и геофиз.* 1946. **10**. № 5. С. 418–430. [Bova N.V. (1946). On the climatic study of droughts in the South-East of the USSR. *Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR. Geography and geophysics series*. **10**. № 5. 418–430] [in Russian].
- Бучинский И.Е. Засухи, суховеи и пыльные бури на Украине и борьба с ними. Киев: Урожай, 1970. 236 с. [Buchinskij I.E. (1970). Droughts, hot winds and dust storms in Ukraine and the fight against them. Kyiv: Harvest, 236 p.] [in Russian].
- Вилькенс А.А. Дмитренко В.П. О динамике влагозапасов почвы при засухах. *Тр. УкрНИГМИ*. 1978. **169**. С. 23–39. [Vil'kens A.A. Dmitrenko V.P. (1978). On the dynamics of soil moisture reserves during droughts. *Proceedings of UHMI*. **169**. 23–39] [in Russ.].
- Климат Украины: кол. моногр. / под ред. Г.Ф. Прихотько, А.В. Ткаченко, В.М. Бабиченко. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 414 с. [Climate of Ukraine: collective monograph / Edited by G.F. Prihot'ko, A.V. Tkachenko, V. M. Babichenko. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1967. 414 p.] [in Russian].
- Клімат України: кол. моногр. / за ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. Київ: Вид-во Раєвського, 2003. 343 с. [Climate of Ukraine: collective monograph / Edited by V.M. Lipinskiy, V.A. Diachuk, V.M. Babichenko. Kyiv: Raevsky Publishing House, 2003. 343 p.] [in Ukrainian].
- Мартазинова В.Ф., Сологуб Т.А. Атмосферная циркуляция, формирующая засушливые условия на территории Украины в конце XX столетия. *Наук. Праці УкрНДГМІ*. 2000. **248**. С. 36–47. [Martazinova V. F., Sologub T. A. (2000). Atmospheric circulation that forms arid conditions on the territory of Ukraine at the end of the 20th century. *Scientific Practices of UHMI*. **248**. 36–47] [in Russian].
- Педь Д.А. Климатические особенности атмосферных засух и избыточного увлажнения. *Тр. Гидрометцентра СССР*. 1975. **156**. с. 39–63. [Ped' D.A. (1975). Climatic features of atmospheric droughts and excess moisture. *Proceedings of the Hydrometeorological Center of the USSR*. **156**. 39–63] [in Russian].
- Педь Д.А. О показателе засухи и избыточного увлажнения. *Тр. Гидрометцентра СССР*. 1975. **156**. С. 19–38. [Ped' D. A. (1975). On the index of drought and excessive moisture. *Proceedings of the Hydrometeorological Center of the USSR*. **156**. 19–38] [in Russian].
- Приходько Г.Ф. Некоторые данные о продолжительности, интенсивности и времени выпадения различных типов осадков на Украине. *Тр. УкрНИГМИ*. 1956. **6**. С. 161–166. [Prihod'ko G.F. (1956). Some data on the duration, intensity and time of precipitation of various types of precipitation in Ukraine. *Proceedings of UHMI*. **6**. 61–166] [in Russian].
- Процеров А.В. Общая характеристика засух и основные особенности засухи 1946 года. *Труды ЦИП*. Москва, 1949. **13** (40). С. 5–12. [Procerov A.V. (1946). General characteristics of droughts and the main features of the drought. *Proceedings of the Central Institute of Forecasts*. Moscow, 1949. **13** (40). 5–12] [in Russian].
- Рибченко Л.С., Савчук С.В. Визначення змін складових радіаційного режиму сонячної радіації за 1991–2020 рр. відносно 1961–1990 рр. в Україні. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2022. **3** (65). С. 96–104. DOI: 10.17721/2306–5680.2022.3.7 (дата звернення: 22.12.2022). [Rybchenko L.S., Savchuk S.V. (2022). Determination of changes in the components of the radiation regime of solar radiation in 1991–2020 relative to 1961–1990 in Ukraine. *Hydrology, hydrochemistry and hydroecology*. **3** (65). 96–104. DOI: 10.17721/2306–5680.2022.3.7] (date of access: 22.12.2022) [in Ukrainian].
- Розова К.С. Бездошові періоди на Україні. Київ: Вид-во Української академії с.-г. наук, 1961. 70 с. [Rozova K.S. (1961). Rainless periods in Ukraine. Kyiv: Publishing House of the Ukrainian Academy of Agricultural Sciences, 70 p.] [in Ukrainian].
- Розова К.С. Бездождевые периоды на Украине, их распределение и продолжительность. *Тр. УкрНИГМИ*. 1958. **13**. [Rozova K.S. (1958). Rainless periods in Ukraine, their distribution and duration. *Proceedings of UHMI*. **13**] [in Russian].
- Селянинов Г.Т. Происхождение и динамика засух. Засухи в СССР. Их происхождение повторяемость и влияние на урожай: кол. моногр. / под ред. А.И. Руденко. Л.: Гидрометеиздат, 1958. С. 5–30. [Seljaninov G.T. (1958). Origin and dynamics of droughts. Droughts in the USSR. Their origin, repeatability and impact on the harvest: collective monograph / Edited by A.I. Rudenko. L.: Gidrometeoizdat, 5–30] [in Russian].
- Alvarez-Castro M. Carmen, Faranda Davide, Yio Pascal. (2018). Atmospheric Dynamics Leading to West European Summer Hot Temperatures Since 1851. *J. Complexity*, ID 2494509 | <https://doi.org/10.1155/2018/2494509>
- Choi J.W., Cha Y., Kim J.Y. (2017). Prediction Experiment of Regional Drought over Korea Using the Similarity of Spatiotemporal Patterns of Past Droughts. *J. Climatol Weather Forecasting*. **5**. 190. DOI: 10.4172/2332–2594.1000190 (date of access: 22.12.2022).
- Fischer E.M., Seneviratne S.I., Lüthi D., Schär C. (2007). Contribution of land-atmosphere coupling to recent European summer heat waves. *Geophys. Res., Lett.* **34**, L06707.
- Handbook of Drought Indicators and Indices BMO. (2016). № 1173.
- Hu X., Huang B., Cherubini F. (2019). Impacts of idealized land cover changes on climate extremes in Europe. *Ecol., Indicators*. **194**. 626–635.
- Martazinova V., Bakhmutov V., Melnyk G. (2019). Variability of Atmospheric Circulation and Geomagnetic Field in the Northern Hemisphere. ESS Open Archiv, December 05. DOI: 10.1002/essoar.10501262.1 (date of access: 22.12.2022).
- Martazinova V. (2005). The Classification of Synoptic Patterns by Method of Analogs. *J. Environ. Sci. Eng.* **7**. 61–65.
- Martazinova V.F. (2006). The transformation of the large-scale atmospheric circulation during the 20th and beginning of the 21st centuries. APCC Seminar Reports. URL: <http://www.apcc21.net/common/download.php?filename=sem/Long-range%20forecast.pdf> (date of access: 22.12.2022).
- Martazinova V.F., Tymofeyev V.E., Ivanova E.K., Chayka D.Yu. (2009). Present-day climate of Eastern Europe as viewed against atmospheric circulation change. *Bulletin of Geography*. **1**. 7–18.

25. Sábitz J., Pongrácz R., Bartholy J. (2014). Estimated changes of drought tendency in the Carpathian Basin. *Hungarian Geographical Bulletin*. **63** (4). 365–378. DOI: 10.15201/hungeobull.63.4.1
26. Russo A., Gouveia C.M., Dutra E., Soares P.M.M., Trigo R.M. (2019). The synergy between drought and extremely hot summers in the Mediterranean. *Environ. Res. Lett.* **14** 014011.
27. Sheffield J., Wood E., Roderick M. (2012). Little change in global drought over the past 60 years. *Nature*. **491** (7424). 435–438. DOI: 10.1038/nature11575 (date of access: 22.12.2022).
28. Sousa P.M., Barriopedro D., García-Herrera R., Ordóñez C., Soares P.M., Trigo R.M. (2020). Distinct influences of large-scale circulation and regional feedbacks in two exceptional 2019 European heatwaves. *Communications Earth & Environment*. **1**. Article number: 48.
29. Spinoni J., Vogt J.V., Naumann G., Barbosa P., Dosio, A. (2018). Will drought events become more frequent and severe in Europe? *Int. J. Climatol.* **38**. 1718–1736.
30. Zcheischler, J. et al. (2018). Future climate risk from compound events. *Nat. Climate Change*. **8**. 469–477.
31. Zuzulová V., Šiška B. (2017). Identification of Drought in Western Slovakia by Palmer Drought Severity Index (PDSI). Slovak Republic Acta Regionalia et Environmentalica 1 Nitra. Slovaca Universitas Agriculturae Nitriae. 7–14.
32. Utkuzova D.N., Han V.M., Vil'fand R. M. (2015). Statistical analysis of extreme drought and wet events in Russia. *J. Atmos Ocean Opt.* **28**. 336–346. DOI: 10.1134/S1024856015040144 (date of access: 22.12.2022).

**V.F. Martazinova¹, N.S. Horodetska²,
L.S. Rybchenko¹, S.V. Savchuk¹,
N.P. Hrebeniuk¹, O.H. Tatarchuk¹**

¹ Ukrainian Hydrometeorological Institute (UHMI) of SESU and NASU, Kyiv

² Institute of Hydromechanics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv

FEATURES OF THE CURRENT STATE OF THE TEMPERATURE-HUMIDITY REGIME OF UKRAINE SINCE THE BEGINNING OF THE XXI CENTURY UNDER THE INFLUENCE OF CHANGES OF LARGE-SCALE ATMOSPHERIC CIRCULATION

The current state of the temperature and humidity regime of the territory of Ukraine from 1991 to the present time under

the influence of changes in large-scale atmospheric circulation is considered. The atmospheric circulation model by V. Martazinova and the EOF decomposition of pressure fields, the beginning of the formation of the modern climate regime since 2006 was determined. For the analysis of the modern temperature-humidity regime, the data of the fields of air temperature, atmospheric precipitation, pressure, geopotential in the nodes of the geographic grid of the Atlantic-European sector of the archive of UkrGMI-CDDPP; NOAA Northern Hemisphere Archive; air temperature, precipitation, direct solar radiation of Ukrainian stations since 1991 were used. It is established that the temperature since the beginning of our century on the territory of Ukraine is growing, dry processes with deficit of precipitation are observed in April, August and September. The increase of the drought processes affects the current state of direct solar radiation, which for the warm period of the last 15 years exceeds the norm of previous years almost in all territory of Ukraine, especially in the northern and central regions.

Keywords: drought, humidity, atmospheric circulation, direct solar radiation, air temperature, atmospheric precipitation.

ЧИСЛОВІ МЕТОДИ ТА МОДЕЛІ В ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЇ

М.В. Савенець

savenets@uhmi.org.ua

Л.А. Писаренко

lolinal@ukr.net

Український гідрометеоро-
логічний інститут
ДСНС України та НАН України,
Київ

УДК 551.509.313

ОПТИМАЛЬНІ ПАРАМЕТРИ НАЛАШТУВАННЯ ОНЛАЙН-ІНТЕГРОВАНОЇ МОДЕЛІ ENVIRO-HIRLAM ДЛЯ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ З МЕТОЮ МОДЕЛЮВАННЯ ВЗАЄМОДІЇ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ ТА ХІМІЧНОГО СКЛАДУ АТМОСФЕРИ

Стаття висвітлює технічний огляд підібраних оптимальних параметрів налаштування та наборів вхідних даних до моделі Enviro-HIRLAM з метою проведення онлайн-інтегрованого моделювання взаємодії метеорологічних процесів та хімічного складу атмосфери над територією України. Продемонстровано параметри доменів для території України, у тому числі даунскейлінгу з метою дослідження впливу урбанізованих районів на атмосферу. Здійснено опис процедури налаштування параметрів моделі з огляду на наявні обчислювальні можливості, а також необхідний набір вхідних даних для початкових та крайових умов. Описано режими запуску моделі залежно від включення схем аерозольних ефектів. Використання наведених параметрів моделі дозволить пришвидшити налаштування та зменшити вартість обчислень за рахунок зменшення кількості тестових запусків.

Ключові слова: моделювання, домен, метеорологічні параметри, хімія атмосфери, аерозольні ефекти

ВСТУП

Стрімкий розвиток досліджень метеорологічних процесів дозволив виявити численні складні механізми фізико-хімічної взаємодії та зворотних зв'язків у атмосфері. Розширення наукових знань про зворотні зв'язки у так званій системі "клімат — хімічний склад атмосфери — радіаційне перенесення — хмароутворення", а також вивчення нових фізичних закономірностей перебігу атмосферних процесів та їх параметризації на фоні появи потужних обчислювальних систем, призвели до розвитку складного онлайн-інтегрованого моделювання [10, 38]. У т.з. оффлайн моделях перенесення хімічних домішок моделюється на основі попередньо підготовленої або розрахованої вхідної метеорологічної інформації (часто метеорологічними препроцесорами або у вигляді прогностичних метеорологічних даних), і результат розрахунку хімічного перенесення не впливає на метеорологічні параметри наступного часового кроку. На відміну від оффлайн моделей, онлайн-інтегровані моделі забезпечують повну інтеграцію чисельних моделей прогнозу погоди (numerical weather prediction (NWP) model) і моделей хі-

мічного транспорту (atmospheric chemical transport (ACT) model) [9, 17, 28, 31, 36]. На кожному часовому кроці розрахунку рівнянь метеорологічної моделі дані передаються до хімічного блоку, де обчислюється перенесення хімічних складових атмосферного повітря. Результати розрахунку хімічного блоку передаються назад до чисельної метеорологічної моделі, а впливи газових складових, прямих та непрямих аерозольних ефектів у атмосфері на перебіг метеорологічних процесів одразу враховуються, модифікуючи розподіл полів метеорологічних величин. Це забезпечує врахування взаємодії хімічного складу з атмосферними процесами.

Об'єднання NWP та ACT моделей у єдині повністю інтегровані системи дозволили покращити результати дослідження та прогнозування перебігу метеорологічних процесів з урахуванням численних прямих та непрямих аерозольних ефектів [20, 21, 27], перенесення хімічних складових з їх одночасним впливом на фізичний стан атмосфери [11, 22], і складні хімічні трансформації в атмосферному повітрі [10, 12]. На сьогодні, вже розроблено кілька десятків онлайн-інтегрованих моделей, кожна з

яких має свої переваги та недоліки. Найвідомішими з таких моделей є: Weather Research and Forecasting model coupled with Chemistry (WRF-Chem) [17], WRF — The Community Multiscale Air Quality model (WRF-CMAQ) [8], Consortium for Small-scale Modelling model with The Aerosols and Reactive Trace gases extension (COSMO-ART) [36], The Environment — High Resolution Limited Area Model (Enviro-HIRLAM) [36], Integrated Forecasting System — Model for Ozone and Related chemical Tracers (IFS-MOZART) [15], та інші [10, 38].

В Україні використання чисельних метеорологічних моделей [1–6, 19] та моделей хімічного транспорту [16, 23, 26, 34] стає дедалі більш розповсюдженим, займаючи провідну роль у багатьох дослідженнях. У той же час онлайн-інтегроване моделювання використовувалося менше, проте з 2000-х років реалізовано у ряді досліджень та проєктів [18, 29, 32], і продовжує активно залучатися незважаючи на брак достатніх комп'ютерних потужностей та високу вартість подібних підходів. Значний прогрес відбувся на шляху використання онлайн-інтегрованої моделі Enviro-HIRLAM. Активну міжнародну співпрацю у цьому напрямку свого часу було здійснено фахівцями Одеського державного екологічного університету. В останні роки в рамках залучення до наукової програми The Pan-Eurasian Experiment (PEEX) Program [24] та підписанню меморандумів про співпрацю, поряд із Одеським державним екологічним університетом наукову й освітню діяльність з метою використання онлайн-інтегрованого моделювання почали здійснювати Український гідрометеорологічний інститут ДСНС України та НАН України, та кафедра метеорології і кліматології Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Складна взаємодія метеорологічних процесів із хімічними складовими атмосферного повітря на сьогодні залишає відкритими багато питань. Серед них роль тих чи інших ефектів за різних синоптичних умов, сформованих під впливом різних характеристик підстильної поверхні й джерел емісії аерозолів і забруднюючих речовин. Тому, застосування онлайн-інтегрованих моделей має враховувати природні особливості території та налаштовуватися відповідно з урахуванням цих умов. Налаштування моделі потребує проведення тестових запусків. Неправильно підібрані параметри моделі призводять до додаткового тестування моделі, що є вкрай витратним, враховуючи дороговизну онлайн-інтегрованого моделювання.

Метою даної статті є представлення та технічний огляд оптимальних параметрів налаштування моделі The Environment — High Resolution Limited

Area Model (Enviro-HIRLAM), включаючи підбір вхідних даних з метою проведення онлайн-інтегрованого моделювання взаємодії метеорологічних процесів та хімічного складу атмосфери над територією України. Результати отримані під час використання моделі Enviro-HIRLAM на суперкомп'ютері Puhti — Bull Sequana фінського центру The CSC — IT Center for Science Computing (Finland) в рамках виконання двох проєктів HPC-Europa 3: HPC17TRLGW “Integrated Modelling for Assessment of Potential Pollution Regional Atmospheric Transport as Result of Accidental Wildfires” (Савенець М.В.) та HPC17ENAVF “Integrated Modelling and Analysis of Influence of Land Cover Changes on Regional Weather Conditions/Patterns” (Писаренко Л.А.).

МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

В основі моделі Enviro-HIRLAM лежить чисельна метеорологічна модель HIRLAM, що повністю інтегрована з блоками “Enviro”-компонент, які дозволяють моделювати хімічне перенесення, сухе та вологе осадження, хімічні реакції, аерозольні ефекти, тощо [9]. Всі наявні схеми у моделі можна узагальнити у основні групи. Розрахунок радіаційного перенесення реалізовано за схемою Savijarvi [33], яка покращена шляхом включення прямих й непрямих аерозольних ефектів від 10 типів аерозолів. Схема взаємодії підстильної поверхні, біосфери й атмосфери ISBA (Interactionsoil–biosphere–atmosphere and surface scheme) включена до NWPHIRLAM [25]. До фізичних схем належать також схема турбулентності CBR (Cuxart, Bougeault and Redelsperger scheme) [13] та параметризації процесів конвекції й конденсації STRACO (The Soft TRAnSition Condensation cloud scheme) [30] з інтегрованою схемою участі аерозолів у формуванні хмарних крапель [7]. Основні модельні схеми для хімічних процесів включають: мікрофізику аерозолів M7 [35], хімію газів CBM-Z (The Carbon Bond Mechanism ver. Z) [37] та схем хімії сполук сірки у тропосфері [14].

Модель Enviro-HIRLAM було встановлено, налаштовано та використано на суперкомп'ютері Puhti — Bull Sequana фінського центру The CSC — IT Center for Science Computing (Finland) для трьох періодів липень–серпень 2010 р., березень–квітень 2013 р., та квітень 2020 р. Модель налаштовувалась для параметрів та вхідних даних, описаних у результатах даної статті, з метою реалізації двох проєктів, у яких досліджувався вплив змін підстильної поверхні на метеорологічні умови під час екстремальної спеки 2010 року й екстремальних снігопадів 2013 року, а також вплив викидів хімічних складових внаслідок лісових пожеж квітня 2020 року на регіональні атмосферні процеси. Загалом, для виконання

проекту HPC17TRLGW здійснено 56 реалізацій моделі Enviro-HIRLAM кожна для періоду тривалістю близько одного місяця, а для проекту HPC17ENAVF 46 реалізацій для періодів від двох тижнів до одного місяця.

РЕЗУЛЬТАТИ ТА ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

Підбір оптимальних параметрів моделі Enviro-HIRLAM розпочинається із вибору області моделювання (домену). При цьому важливо врахувати атмосферну циркуляцію для періоду моделювання та узгодити із технічними особливостями моделі. У першу чергу, домен має охоплювати значну територію, щоб максимально відслідкувати еволюцію та переміщення повітряних мас, які визначали метеорологічні умови для періоду моделювання. Тому, аналіз синоптичної ситуації є обов'язковим перед вибором розмірів та геометричної форми домену. На *рис. 1* зображено приклад домену з кроком сітки 15 км за умови переважаючого переміщення повітряних мас на територію України з північного заходу. Цей домен має найбільш грубу сітку. У випадку деталізації атмосферних процесів над певною територією, використовується процедура т.з. даунскейлінгу (*англ.*: downscaling). На прикладі *рис. 1*, поряд із доменом із кроком сітки 15 км, зображено домен із кроком 5 км, що охоплює територію України; а також домен із кроком сітки 2 км з центром над м. Київ (якщо, наприклад, метою досліджень є вивчення ефектів урбанізації цього міста).

По-друге, важливо врахувати усі технічні деталі використання моделі Enviro-HIRLAM, серед яких система координат, ширина зони з крайовими ефектами, кількість суб-доменів на які ділиться домен при обчисленнях, і, звичайно, наявні комп'ютерні потужності.

Для моделі Enviro-HIRLAM домен задається у обертовій сферичній системі координат (ОСКК) (*англ.*: rotated spherical coordinate system). Так, домен з північною межею -2.131° , південною межею -37.981° , східною межею -17.248° , західною межею -45.598° , та положенням Південного полюсу 0.0° за широтою та 80.0° за довготою відповідає домену, зображеному на *рис. 1* з кроком 15 км. Для врахування крайових ефектів встановлено оптимальну ширину зони у 12–14 ґридів, що враховує 4 ґриди т.з. пасивних крайніх

точок (*англ.*: passive boundary points), та 8–10 ґридів т.з. "гало"-зони (*англ.*: halo-zone).

Під час тестування моделі Enviro-HIRLAM встановлено параметри домену для території України з кроком сітки 5 км (*рис. 1*), що не залежить від атмосферної циркуляції врахованої для домену з кроком 15 км. Поряд із тим, на *рис. 1* зображено домен для 2 км, що є найбільш придатним для проведення моделювання над м. Київ. Ця ж область може бути задана і для сітки з кроком 1,5 км. Необхідні числові значення параметрів для наведених на *рис. 1* доменів представлені у *табл. 1*.

З метою встановлення оптимальної чутливості моделі підібрано часовий крок розрахунку (параметр NDTIME у моделі Enviro-HIRLAM). Загалом, часовий крок має врахувати наявні обчислювальні ресурси та заплановані просторові й часові масштаби досліджуваних процесів (зменшення часового кроку дозволяє виявляти більш локальні та короткотривалі метеорологічні процеси). У *табл. 1* наведено три варіанти часового кроку розрахунку моделі Enviro-HIRLAM. Часовий крок для даунскейлінгу залежить від часового кроку розрахунку найбільшого домену. Так, для домену з кроком сітки 15 км обчислення проводились з часовим кроком 240 сек, для домену з сіткою 5 км з часовим кроком 120 сек, і т.д. до найменшого домену.

Особливістю моделі Enviro-HIRLAM є розділення загального домену на суб-домени з метою при-

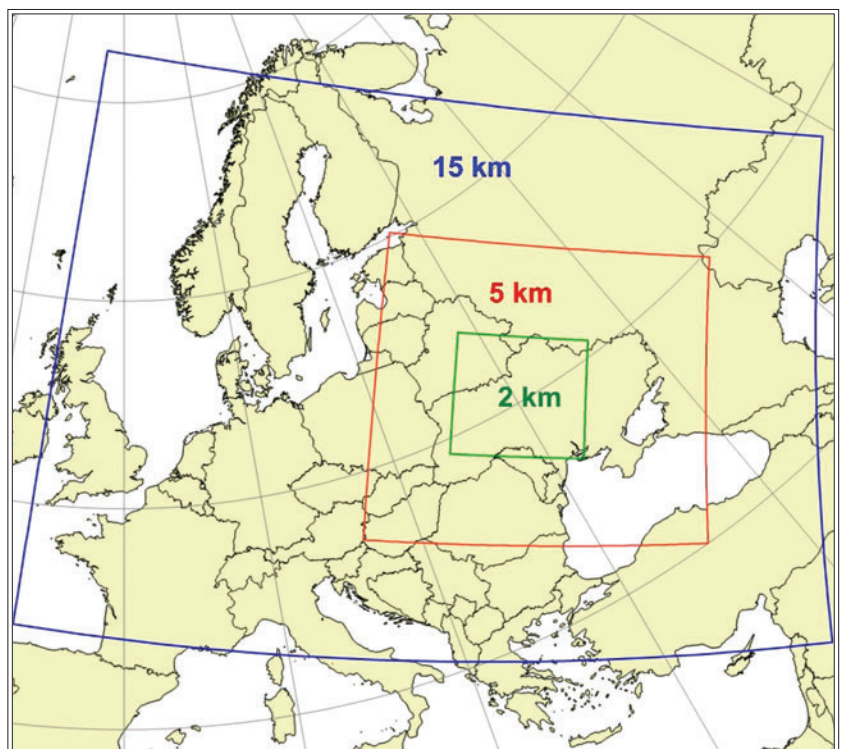


Рис. 1. Основний домен з кроком сітки 15 км та домени для даунскейлінгу з кроком сітки 5 км та 2 км

Таблиця 1. Вхідні параметри для доменів з різним кроком сітки з метою використання у моделі Enviro-HIRLAM для території України

Назва параметра у моделі	Домен				Пояснення
	15 км*	5 км**	2 км***	1.5 км***	
NLON	190	310	310	410	Кількість ґридів по довготі
NLAT	240	310	310	410	Кількість ґридів по широті
SOUTH	-37.981	-33.034	-27.529	-27.484	Південна межа (°)у ОССК
NORTH	-2.131	-17.584	-21.349	-21.349	Північна межа (°)у ОССК
WEST	-45.598	-39.950	-35.495	-35.450	Західна межа (°)у ОССК
EAST	-17.248	-24.500	-29.315	-29.315	Східна межа (°)у ОССК
POLAT	0.0	0.0	0.0	0.0	Широта Південного полюсу (°)у ОССК
POLON	80.0	80.0	80.0	80.0	Довгота Південного полюсу (°)у ОССК
NPBPTS	4	4	4	4	Кількість пасивних крайніх точок
GPHALO	8	8	8	10	"Гало"-зона
NBNDRY	12	12	12	14	Ширина крайової зони (NPBPTS + GPHALO)
NDTIME	180	90	30	30	Часовий крок розрахунку моделі (секунд)
	240	120	60	60	
	300	150	90	90	

* — домен у разі переміщення повітряних мас на територію України з північного заходу; ** — домен для території України; *** — домен для дослідження урбанізованих ефектів м. Київ на атмосферу.

швидшення паралельних обчислень, після чого суб-домени "зшиваються" назад у загальний домен. У моделі Enviro-HIRLAM їх кількість задається параметрами з назвою DMINPROCX (кількість суб-доменів по довготі) та DMINPROCY (кількість суб-доменів по широті). Проте, користувач не може задати довільну кількість суб-доменів. Обов'язковою умовою є врахування наявних комп'ютерних можливостей: загальну кількість нодів (DMINODES), що використовується, та кількість завдань, яку можна покласти на одну ноду (DMINTASKS). Так, кількість суб-доменів, що розраховується як $DMINPROCX * DMINPROCY$ не має перевищувати кількість процесорів (DMINPROC), що розраховується як $DMINODES * DMINTASKS$. У табл. 2 наведено оптимальну конфігурацію параметрів для Enviro-HIRLAM при моделюванні на суперкомп'ютері Puhti — Bull Sequana.

Більш того, від наявних комп'ютерних можливостей залежить час обчислень тих чи інших задач під час моделювання. У моделі Enviro-HIRLAM увесь розрахунок складається з великої кількості окремих обчислень для пришвидшення роботи моделі. Максимальний часовий інтервал задається для трьох видів обчислень (див. табл. 2): безпосередньо модельних обчислень (DMICLOCK1), задач з асиміляції даних (DMICLOCK2) та постпроцесингу (DMICLOCK3). Якщо задати занадто короткий інтервал часу, задача може не розрахуватися, що призведе до помилки і зупинки моделі. З іншого боку, якщо задати заве-

лийкий інтервал часу, суперкомп'ютер буде надавати задачі нижчу пріоритетність, що може призвести до перебування задачі у черзі більше часу, ніж потрібно для самого обрахунку (зазвичай, найвищу пріоритетність мають короткотривалі задачі, в результаті чого більш витратні за часом розрахунку будуть призупинятися для швидшого обчислення короткотривалих задач). Тому, перед вдалим запуском моделі на невідомому раніше для користувача суперкомп'ютері, може бути кілька невдалих запусків у зв'язку із невдало вибраним часовим інтервалом.

Для запуску моделі необхідні початкові та крайові умови (англ.: *initial and boundary conditions* (IC/BC)): метеорологічні дані, дані підстильної поверхні, розподіл хімічних складових в атмосфері та джерела викидів забруднюючих речовин [9]. Блок HIRLAM безпосередньо є чисельною метеорологічною моделлю, що розраховує декілька десятків метеорологічних параметрів. Проте для її запуску необхідні початкові умови тривимірних полів абсолютної вологості, характеристик вітру та температури повітря, а також двовимірні поля вологості ґрунту, висоти снігового покриву, альbedo підстильної поверхні, приземного тиску та геопотенціалу. Метеорологічні початкові дані для всіх модельних рівнів Enviro-HIRLAM отримуються з кроком через 3 години з реаналізу ERA 5 наявних в архівах Європейського центру середньострокових прогнозів

Таблиця 2. Вхідні параметри моделі для визначення кількості суб-доменів та константи часу для виконання обчислень на прикладі суперкомп'ютера Puhti — Bull Sequana

Назва параметра у моделі	Числове значення	Пояснення
DMINODES	7	Загальна кількість нодів
DMINTASKS	40	Загальна кількість завдань на одну ноду
DMINPROC	280	Загальна кількість процесорів (DMINODES* DMINTASKS)
DMINPROCX	17	Кількість суб-доменів по довготі*
DMINPROCY	15	Кількість суб-доменів по широті*
DMICLOCK1	3:45:00	Час для модельних обчислень
DMICLOCK2	2:30:00	Час для асиміляції даних
DMICLOCK3	1:30:00	Час для постпроцесингу

* — має виконуватися умова: DMINPROCX* DMINPROCY <= DMINPROC.

погоди (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)) (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5>). За необхідності запуску моделі Enviro-HIRLAM у оперативному режимі з метою прогнозу, метеорологічні IC/BC отримуються з прогностичної моделі ECMWF Integrated Forecasting System (IFS) (<https://www.ecmwf.int/en/publications/ifs-documentation>). Асиміляція даних відбувається із використанням метеорологічних спостережень за кожні 3 години та даних температури поверхні моря (англ.: sea surface temperature (SST)) за кожні 12 годин у форматі BUFR (The Binary Universal Form for the Representation of meteorological data) із архівів ECMWF. Строки IC/BC метеорологічної інформації, необхідної для запуску моделі, представлено у *табл. 3*.

Вхідні дані підстильної поверхні включають типи землекористування, типи ґрунтів, типи вегетації та параметри шорсткості, що у подальшому перераховуються моделлю Enviro-HIRLAM у задані гріди. Використовуються різноманітні бази даних, зокрема ECOCLIMAP-I,II (https://www.umr-cnrm.fr/gmapdoc/IMG/pdf_ECOCLIMAP-SURFEX.pdf), the Pan-European Land Cover Monitoring project (PELCOM) (<https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/figures/pelcom-map>), бази даних The United States Geological Survey (USGS) (<https://www.usgs.gov/>) та інші. Більш того, користувач може задавати власні модифіковані дані підстильної поверхні, що і було здійснено в проєкті HPC17ENAVF "Integrated Modelling and Analysis of Influence of Land Cover Changes on Regional Weather Conditions/Patterns", частина модельних налаштувань з якого представлена у даній статті.

Вивчення взаємодії метеорологічних процесів та хімічного складу атмосфери потребує наявності детальних IC/BC хімічного складу атмосфери. Так, обов'язковими є тривимірні поля аерозольних компонент (пил, гідрофільні та гідрофобні органічний

аерозоль та сажа, сульфатні аерозолі), газових компонент (озон (O₃), діоксид сірки (SO₂), діоксид азоту (NO₂), оксид азоту (NO), пероксид водню (H₂O₂), гідроксид (OH), нітратний радикал (NO₃), гідропероксидний радикал (HO₂), та диметилсульфід (DMS)), що отримують за кожні 3 години із реаналізу Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS) (<https://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/cams-reanalysis>). З метою використання Enviro-HIRLAM для прогнозування, IC/BC хімічного складу атмосфери отримуються із даних IFS-MOZART (<https://www.ecmwf.int/en/elibrary/9426-tropospheric-chemistry-integrated-forecasting-system-ecmwf>). Строки IC/BC інформації про хімічний склад атмосфери, необхідної для запуску моделі, представлено у *табл. 3*.

Варто зазначити, що для даунскейлінгу модель Enviro-HIRLAM використовує власний розрахунок з більш грубою сіткою: 15 км для даунскейлінгу на 5 км, а 5 км для даунскейлінгу на 2 км і 1.5 км). Під час даунскейлінгу інформація з ERA-5, CAMS, BUFR та ін. не використовується.

Вхідні дані для викидів забруднюючих речовин отримують із інвентаризацій, що включають антропогенні та природні джерела емісії. Вхідними даними викидів є IS4FIRES (<https://is4fires.fmi.fi>), Evaluating the Climate and Air Quality Impacts

Таблиця 3. Строки вхідної IC/BC інформації необхідні для запуску моделі Enviro-HIRLAM

Метеорологічні дані	
ERA-5/ IFS	06, 18 UTC (з прогнозом на 00, 03, 06, 09, 12 годин вперед)
BUFR метеорол.	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC
BUFR SST	00, 12 UTC
Дані хімічних складових	
CAMS/ IFS-MOZART	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC

of Short-Lived Pollutants (IIASA's ECLIPSE, 5th version), що містять інформацію про викиди SO₂, NO_x, аміак (NH₃), неметанових летких органічних сполук (nm VOC), сажі, органічного вуглецю (OC), твердих часток з розміром 2,5 мкм та 10 мкм (PM_{2.5} і PM₁₀), CO, метану (CH₄) яка представлена за SNAP кодом (Selected Nomenclature for Air Pollution) для відповідних джерел викидів. Загалом, модель Enviro-HIRLAM є досить зручною до використання різних інвентаризацій емісії, в тому числі і з метою задавання джерел викидів модифікованих чи створених користувачами.

Загалом, реалізувати моделювання взаємодії метеорологічних процесів та хімічного складу атмосфери можна у чотирьох режимах роботи з Enviro-HIRLAM. Незалежно від того, які аерозольні ефекти будуть вивчатися, обов'язковим є контрольний запуск моделі (позначаються як CTRL або REF) без жодних аерозольних ефектів (тобто, звичайний запуск чисельної метеорологічної моделі). Контрольний запуск — це та реалізація розрахунку, із якою будуть порівнюватися інші реалізації. Вивчення впливу прямих аерозольних ефектів відбувається шляхом активації константи DAE (від *англ.*: direct aerosol effects) при налаштуванні моделі. У цьому режимі, Enviro-HIRLAM активує усі схеми, відповідальні за розрахунок прямих аерозольних ефектів в атмосфері. Відповідно, активація тільки константи IDAE (від *англ.*: indirect aerosol effects) активує усі схеми відповідальні за розрахунок непрямих аерозольних ефектів. І останній варіант запуску моделі — активація обох схем аерозольних ефектів DAE+IDAE.

ВИСНОВКИ

У результаті проведеного тестування моделі Enviro-HIRLAM та вдало завершених обчислень для різних періодів і задач, встановлено оптимальні параметри налаштування та набір вхідних даних. Для території України встановлено стандартні межі області моделювання (домену) з кроком сітки 5 км, що рекомендовано використовувати після даунскейлінгу з 15 км. Встановлений 5-ти км домен не залежить від врахування циркуляційних умов, адже

синоптичний аналіз проводиться для встановлення домену з кроком 15 км, що буде варіюватися залежно від поставлених задач. З метою вивчення урбанізованих ефектів на прикладі м. Київ наведено оптимальні параметри доменів з кроком 2 км та 1,5 км. Здійснено налаштування моделі Enviro-HIRLAM з урахуванням наявних обчислювальних потужностей, від яких залежить часовий крок розрахунку моделі, кількість задач та нодів, кількість суб-доменів, на які буде розбито основний домен тощо. Представлено можливі набори даних як вхідної інформації для початкових та крайових умов (метеорологічні характеристики та вміст хімічних складових атмосферного повітря), так і можливі варіанти використання інвентаризацій викидів і характеристик підстильної поверхні. Загалом, модель Enviro-HIRLAM може залучати обчислення прямих, непрямих, та обох (прямі + непрямі) аерозольних ефектів, проте бажаним є наявність контрольного запуску моделі для порівняння. Враховуючи, що онлайн-інтегроване моделювання досі залишається недостатньо реалізованим для території України через брак обчислювальних потужностей, представлені у статті оптимальні вхідні параметри моделі Enviro-HIRLAM дозволятимуть швидше провести налаштування та зменшити кількість попередніх тестових запусків з метою виявлення помилок перед початком моделювання.

ПОДЯКИ

Робота здійснена в рамках фінансування двох грантів проекту HPC-Europa 3: HPC17TRLGW “Integrated Modelling for Assessment of Potential Pollution Regional Atmospheric Transport as Result of Accidental Wildfires” (2020-2022) та HPC17ENAVF “Integrated Modelling and Analysis of Influence of Land Cover Changes on Regional Weather Conditions/Patterns” (2020-2022). Автори вдячні The CSC — IT Center for Science Computing (Finland) за надання обчислювальних ресурсів, та хосту Alexander Mahura (Institute for Atmospheric and Earth System Research (INAR), University of Helsinki) за наукове консультування.

ЛІТЕРАТУРА / REFERENCES

1. Гузий А.М., Ковалец И.В., Кушан А.А., Железняк М.И. Система численного прогноза погоды WRF-Украина. *Мат. машинні системи*. 2008. **4**. 123–131. [Guziy A.M., Kovalets I.V., Kushchan A.A., Zhelezniak M.I. (2008). Numerical weather forecast system WRF-Ukraine. *Math. Machines and Systems*. **4**. 123–131] [In Russian].
2. Дорошенко А.Ю., Шпиг В.М., Кушніренко Р.В. Застосування машинного навчання для уточнення чисельних метеорологічних прогнозів. *Проблеми програмування*. 2020. **2–3**. 375–383. <https://doi.org/10.15407/pp2020.02-03.375>
3. Зазімко Р., Романенко С., Рубан І., Іванов С., Тучковенко Ю., Дерік О. Моделювання з високим розділенням складних вітрових умов над північно-західною частиною Чорного моря. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2020. **25**. 5–16. <https://doi.org/10.31481/uhmj.25.2020.01>

- [Zazimko R.V., Romanenko S.E., Ruban I.G., Ivanov S.V., Tuchkovenko Y.S., Derik O.V. (2020). High resolution modelling of severe wind patterns over the north-west Black Sea Region. *Ukrainian Hydrometeorological Journal*. **25**. 5–16] [In Ukrainian].
4. Ивус Г.П., Пишняк Д.В., Шпиг В.М. Оценка восстановления состояния атмосферы при прохождении холодных фронтов в модели WRF-ARW. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2010. **9**. 92–102. [Ivus G., Pishniak D., Shpyg V. (2010). Estimation of atmosphere state reconstruction in the WRF-ARW model under cold fronts passing. *Visnyk Odes'kogo derzhavnogo universitetu*. **9**. 92–102] [In Russian].
 5. Пірнач Г.М. Чисельне моделювання хмар та опадів у системах атмосферних фронтів. Київ: Ніка-Центр. 2008. 295 с. [Pirnach G. (2008). Numerical modelling of cloudiness and precipitations in atmospheric front systems. Kyiv. Nika-Centr. 295.] [In Ukrainian].
 6. Прусов В.А., Дорошенко А.Ю. Фізичні і математичні моделі, чисельні методи аналізу і прогнозу природних та техногенних процесів в атмосфері. К.: Наукова думка. 2006. 542 с. [Prusov V.A., Doroshenko A.Yu. (2006). Physical and Mathematical Models, numerical methods of analysis and forecast of natural and technogenic processes in the atmosphere. Kyiv. Naukova Dumka. 542] [In Ukrainian].
 7. Abdul-Razzak H., Ghan S.J. (2000). A parameterization of aerosol activation: 2. Multiple aerosol types. *Journal of Geophysical Research*. **105** (D5). 6837–6844. <https://doi.org/10.1029/1999JD901161>
 8. Appel K.W., Bash J.O., Fahey K.M., Foley K.M., Gilliam R.C., Hogrefe C., Hutzell W.T., Kang D., Mathur R., Murphy B.N., Napelenok S.L., Nolte C.G., Pleim J.E., Pouliot G.A., Pye H.O.T., Ran L., Roselle S.J., Sarwar G., Schwede D.B., Sidi F.I., Spero T.L., Wong D.C. (2021). The Community Multiscale Air Quality (CMAQ) model versions 5.3 and 5.3.1: system updates and evaluation. *Geoscientific Model Development*. **14**. 2867–2897. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-2867-2021>
 9. Baklanov A., Korsholm U.S., Nuterman R., Mahura A., Nielsen K.P., Sass B.H., Rasmussen A., Zakey A., Kaas E., Kurganskiy A., Sørensen B., González-Aparicio. (2017). Enviro-HIRLAM online integrated meteorology–chemistry modelling system: strategy, methodology, developments and applications (v7.2). *Geoscientific Model Development*. **10**. 2971–2999. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-2971-2017>
 10. Baklanov A., Schlünzen K., Suppan P., Baldasano J., Brunner D., Aksoyoglu S., Carmichael G., Douros J., Flemming J., Forkel R., Galmarini S., Gauss M., Grell G., Hirtl M., Joffre S., Jorba O., Kaas E., Kaasik M., Kallos G., Kong X., Korsholm U., Kurganskiy A., Kushta J., Lohmann U., Mahura A., Manders-Groot A., Maurizi A., Moussiopoulos N., Rao S.T., Savage N., Seigneur C., Sokhi R.S., Solazzo E., Solomos S., Sørensen B., Tsegas G., Vignati E., Vogel B., Zhang Y. (2014). Online coupled regional meteorology chemistry models in Europe: current status and prospects. *Atmospheric Chemistry and Physics*. **14**. 317–398. <https://doi.org/10.5194/acp-14-317-2014>
 11. Baklanov A., Zhang Y. (2020). Advances in air quality modeling and forecasting. *Global Transitions*. **2**. 261–270. <https://doi.org/10.1016/j.glt.2020.11.001>
 12. Carlton A.G., Turpin B.J., Altieri K.E., Seitzinger S.P., Mathur R., Roselle S.J., Weber R.J. (2008). CMAQ model performance enhanced when in-cloud secondary organic aerosol is included: comparisons of organic carbon prediction with measurements. *Environmental Science & Technology*. **42**. 8798–8802. <https://doi.org/10.1021/es801192n>
 13. Cuxart J., Bougeault P., Redelsperger J.-L. (2000). A turbulence scheme allowing for mesoscale and large eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. **126**. 1–30. <https://doi.org/10.1002/qj.49712656202>
 14. Feichter J., Kjellström E., Rodhe H., Dentener F., Lelieveldi J., Roelofs G.-J. (1996). Simulation of the tropospheric sulfur cycle in a global climate model. *Atmospheric Environment*. **30**. 1693–1707. [https://doi.org/10.1016/1352-2310\(95\)00394-0](https://doi.org/10.1016/1352-2310(95)00394-0)
 15. Flemming J., Inness A., Flentje H., Huijnen V., Moinat P., Schultz M.G., Stein O. (2009). Coupling global chemistry transport models to ECMWF's integrated forecast system. *Geoscientific Model Development*. **2**. 253–265. <https://doi.org/10.5194/gmd-2-253-2009>
 16. Giaioti D., Oshurok D., Skrynyk O. (2018). The Chernobyl nuclear accident ¹³⁷Cs cumulative depositions simulated by means of the CALMET/CALPUFF modelling system. *Atmospheric Pollution Research*. **9**. Is. 3. 502–512. <https://doi.org/10.1016/j.apr.2017.11.007>
 17. Grell G., Peckham S., Schmitz R., Mc Keen S., Frost G., Skamarock W., Eder B. (2005). Fully coupled “online” chemistry within the WRF model. *Atmospheric Environment*. **39**. 6957–6975. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2005.04.027>
 18. Ivanov S., Pavlova H., Palamarchuk J., Ruban I. (2015). Marine aerosols impact on atmospheric characteristics over ocean surface in frontal zones. *Geophysical Research Abstracts*. **17**. 1–12.
 19. Ivanov S., Simmer C., Palamarchuk J., Bachner S. (2008). Estimation of the systematic error of precipitation and humidity in the MM5 model. *Advances in Geosciences*. **16**. 97–107. <https://doi.org/10.5194/adgeo-16-97-2008>
 20. Jung J., Sourì A.H., Wong D.C., Lee S., Jeon W., Kim J., Choi Y. (2019). The impact of the direct effect of aerosols on meteorology and air quality using aerosol optical depth assimilation during the KORUS-AQ campaign. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. **124** (14). 8303–8319. <https://doi.org/10.1029/2019JD030641>
 21. Kang J.-Y., Bae S.-Y., Park R.-S., Han J.-Y. (2019). Aerosol Indirect Effects on the Predicted Precipitation in a Global Weather Forecasting Model. *Atmosphere*. **10**. 392. <https://doi.org/10.3390/atmos10070392>
 22. Kim Y., Wu Y., Seigneur C., Roustan Y. (2018). Multi-scale modeling of urban air pollution: development and application of a Street-in-Grid model (v1.0) by coupling MUNICH (v1.0) and Polair3D (v1.8.1). *Geoscientific Model Development*. **11**. 611–629. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-611-2018>
 23. Kovalets I.V., Talerko M., Synkevych R., Koval S. (2022). Estimation of Cs-137 emissions during wildfires and dust storm in Chernobyl Exclusion Zone in April 2020 using ensemble iterative source inversion method. *Atmospheric Environment*. **288**. 119305. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2022.119305>
 24. Lappalainen H.K., Kerminen V.-M., Petäjä T., et al. (2016). Pan-Eurasian Experiment (PEEX): towards a holistic understanding of the feedbacks and interactions in the land–atmosphere–ocean–society continuum in the northern Eurasian region. *Atmospheric Chemistry and Physics*. **16**. 14421–14461. <https://doi.org/10.5194/acp-16-14421-2016>
 25. Mahura A., Baklanov A., Petersen C., Sattler K., Amstrup B., Nielsen, N.W. (2006). ISBA Scheme Performance in High Resolution Modelling for Low Winds Conditions. *HIRLAM Newsletter*. **49**. 22–35
 26. Miatselskaya N., Kabashnikov V., Milinevsky G., Chaikovskiy A., Danylevskiy V., Bovchaliuk V. (2016). Atmospheric aerosol distribution in the Belarus-Ukraine region by the GEOS–Chem model and AERONET measurements. *International Journal of*

- Remote Sensing*. **37:14**. 3181–3195. <http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2016.1194541>
27. Nguyen G.T., Shimadera H., Sekiguchi A., Matsuo T., Kondo A. (2019). Investigation of aerosol direct effects on meteorology and air quality in East Asia by using an online coupled modeling system. *Atmospheric Environment*. **207**. 182–196. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2019.03.017>
 28. O'Connor F.M., Johnson C.E., Morgenstern O., Abraham N.L., Braesicke P., Dalvi M., Folberth G.A., Sanderson M.G., Telford P.J., Voulgarakis A., Young P.J., Zeng G., Collins W.J., Pyle J.A. (2014). Evaluation of the new UKCA climate-composition model — Part 2: The Troposphere. *Geoscientific Model Development*. **7**. 41–91. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-41-2014>
 29. Palamarchuk I., Ivanov S., Ruban I., Pavlova H. (2016). Influence of aerosols on atmospheric variables in the HARMONIE model. *Atmospheric Research*. **169**. 539–546. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.08.001>
 30. Sass B.H. (2002). A research version of the STRACO cloud scheme. Technical Report 02-10. Danish Meteorological Institute, Copenhagen.
 31. Savage N.H., Agnew P., Davis L. S., Ordóñez C., Thorpe R., Johnson C.E., O'Connor F.M., Dalvi M. (2013). Air quality modelling using the Met Office Unified Model (AQUM OS24-26): model description and initial evaluation. *Geoscientific Model Development*. **6**. 353–372. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-353-2013>
 32. Savenets M., Pysarenko L., Krakovska S., Mahura A. (2022). Integrated modelling for assessment the influence of aerosol feedbacks on a regional scale as a result of accidental wildfires and land cover changes in Ukraine. EGU General Assembly 2022, Vienna, Austria, 23–27 May 2022. EGU22-4792. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-4792>
 33. Savijärvi H. (1990). Fast Radiation Parameterization Schemes for Mesoscale and Short-Range Forecast Models. *Journal of Applied Meteorology*. **29**. 437–447. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1990\)029%3C0437:FRPSFM%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1990)029%3C0437:FRPSFM%3E2.0.CO;2)
 34. Turos O.I., Petrosian A.A., Maremukha T.P., Morhulova V.V. (2018). Advantages of the use of risk assessment for the health of the population at the substantiation of the sizes of sanitary-and-protective zones for thermal power objects. *Environment & Health*. **3** (88). 45–49. <https://doi.org/10.32402/dovkil2018.03.045>
 35. Vignati E., Wilson J., Stier P. (2004). M7: An efficient size-resolved aerosol microphysics module for large-scale aerosol transport models. *Journal of Geophysical Research*. **109** (D22). D22202. <https://doi.org/10.1029/2003JD004485>
 36. Vogel B., Vogel H., Bäumer D., Bangert M., Lundgren K., Rinke R., Stanelle T. (2009). The comprehensive model system COSMO-ART—Radiative impact of aerosol on the state of the atmosphere on the regional scale. *Atmospheric Chemistry and Physics*. **9**. 8661–8680. <https://doi.org/10.5194/acp-9-8661-2009>
 37. Zaveri R.A., Peters L.K. (1999). A new lumped structure photochemical mechanism for large-scale applications. *Journal of Geophysical Research*. **104** (D23). 30387–30415. <https://doi.org/10.1029/1999JD900876>
 38. Zhang Y. (2008). Online-coupled meteorology and chemistry models: history, current status, and outlook. *Atmospheric Chemistry and Physics*. **8**. 2895–2932. <https://doi.org/10.5194/acp-8-2895-2008>

M.V. Savenets, L.A. Pysarenko

Ukrainian Hydrometeorological Institute of SESU and NASU, Kyiv, Ukraine

THE OPTIMAL SETTINGS FOR THE ONLINE-INTEGRATED MODEL ENVIRO-HIRLAM IN ORDER TO SIMULATE THE ATMOSPHERE-CHEMISTRY INTERACTION FOR THE UKRAINIAN TERRITORY

The necessity of studying complicated feedbacks in the atmosphere and their further implementation in numerical models caused the development of online-integrated modelling. Due to the requirements of huge computer resources, this type of modelling is still not broadly available in Ukraine. The paper presents the analysis of optimal settings and input data towards the use of the online-integrated model Enviro-HIRLAM for the Ukrainian territory. Enviro-HIRLAM could be used to simulate the complicated atmosphere-chemistry interaction and include the role of direct and indirect aerosol effects on the atmospheric processes. Based on the numerous simulations using Enviro-HIR-

LAM while conducting two HPC-Europa3 projects, the optimal settings and input data for the Ukrainian territory were found. It is possible to define standard boundaries for a domain covering the entire Ukrainian territory with 5-km horizontal resolution. This domain does not depend on prevailing synoptic processes because it is used as a downscaling from the 15-km resolution domain, which covers large territories and considers atmospheric circulation. Further downscaling to 2 km and 1.5 km horizontal resolution allows studying the urbanization effects on the atmosphere. The paper describes settings which depend on available computer resources: dynamic time step, number of tasks and nodes, number of sub-domains, etc. We present the possible datasets which could be used for meteorological and atmospheric composition initial and boundary conditions for the Ukrainian territory. Moreover, the possible land-use/land cover datasets and emission inventories are also given. Overall, this setting and input data allow users to run Enviro-HIRLAM using modes which include direct, indirect, or both (direct + indirect) aerosol effects. However, the control run is preferable for result comparison.

Keywords: modelling, domain, meteorological parameters, atmospheric chemistry, aerosol effects

О.Л. Шевченко¹

shevch62@gmail.com

Д.В. Чарний²

dmitriych10@gmail.com

М.М. Рудоман²

УДК 556.332.62:556.168

ПРОГНОЗУВАННЯ СТОКУ ҐРУНТОВИХ ВОД ДО Р. ПІВДЕННИЙ БУГ СТАТИСТИЧНИМ МЕТОДОМ ТА З ВИКОРИСТАННЯМ ШТУЧНИХ НЕЙРОННИХ МЕРЕЖ

¹ Український гідрометеорологічний інститут
ДСНС України та НАН України,
Київ

² ДУ Інститут геохімії
навколишнього середовища
НАН України, Київ

Антропогенний вплив та кліматичні зміни призвели до того, що у мережі державного гідрогеологічного моніторингу практично не залишилось об'єктів з непорушеним режимом, який би мав ознаки детермінованості та забезпечував можливість найбільш вірогідного прогнозування. Значна мінливість і непередбачуваність змін традиційних режимоформуючих чинників гідрометеорологічної групи (температури повітря, опадів, рівня та стоку річок) за останні десятиріччя засвідчила невисоку ефективність прогнозування рівня та стоку підземних вод за емпіричними рівняннями регресії. Достовірніші результати вдалось отримати за допомогою нейронно-мережевого моделювання, яке передбачає роботу зі значними рядами суперечливих даних, що змінюються за невідомим алгоритмом. Прогнозування виконане для питомого підземного стоку до р. Південний Буг в районі м. Хмільник. Показано переваги імітаційного прогнозування над прогнозом за часовими рядами.

Ключові слова: прогнозування, підземний стік, ґрунтові води, моделювання, чинники формування підземного стоку, нейронні мережі, моніторинг.

ВСТУП

Підземні води є найважливішим джерелом питної та зрошувальної води у світі. В умовах глобального потепління, за перманентно зростаючого ризику гідрологічної посухи, постає загроза виснаження водних ресурсів, яка несе небезпеку для сталого водопостачання. Для прийняття практичних рішень щодо використання та збереження цього дорогоцінного ресурсу потрібна інформація про придатні для використання експлуатаційні запаси підземних вод та їх зміни в часі. У зв'язку з цим істотно актуалізується запит на оперативні дані моніторингових спостережень та розроблення і вдосконалення методів прогнозування.

У сучасній системі гідрогеологічного моніторингу України спостережні свердловини на ґрунтові та глибокі напірні води розподілено на такі, що розташовані в "непорушених" (природних) та "порушених" антропогенезом умовах. Проте, за нашими оцінками, ґрунтових вод з непорушеним режимом у цій мережі вже практично не існує. Це відбувається тому, що сучасні зміни клімату, вплив яких на режим ґрунтових вод доведений численними дослідженнями [13, 17, 22], є значною мірою наслідком тривалих і глибоких антропогенних перетворень в біосфері Землі.

Сучасні математичні моделі процесів у гідросфері можна розділити на три класи: аналітичні, емпіричні та імітаційні [4]. Аналітичні моделі розроблені з метою виявлення внутрішніх властивостей системи та характеру її взаємодії з навколишнім

середовищем. Якщо модель адекватно відтворює у математичній формі поведінку системи, то за її допомогою можна прогнозувати не лише наслідки антропогенного впливу на окремі екосистеми, а й на біосферу в цілому. Проте, через стохастичний характер взаємодії окремих екосистем створення таких моделей є досить складним і часто нездійсненним завданням [4]. Тому продуктивнішим є емпіричний підхід, який ґрунтується на опрацюванні даних комплексних спостережень або результатів експериментальних досліджень. У разі встановлення в розвитку системи ознак детермінованості цілком прийнятні прогнози можна отримати статистичними методами на основі встановлених емпіричних закономірностей [1, 2].

Мета роботи: випробувати методи оброблення та інтерпретації великих масивів гідрогеологічних даних з метою отримання ефективного інструментарію прогнозування рівнів та об'ємів стоку підземних вод до річок.

ОБҐРУНТУВАННЯ ТА ВИБІР МЕТОДУ

Режим відкритих систем, до складу яких входять ґрунтові води, поверхневі водотоки та водойми, є дуже нестабільним, оскільки залежить, у першу чергу від погодно-кліматичних умов, по друге — від діяльності людини. Якщо режим підпорядковується лише природним чинникам, його відносять до непорушеного (природного) типу, якщо відзначають значний прояв антропогенних чинників, — до різного ступеню порушеного режиму. У першому

випадку детермінованість майбутніх змін є вищою, оскільки природні процеси більшою мірою передбачувані й розвиваються за певними законами. До останніх можна віднести і закономірну повторюваність (із певними відхиленнями) або циклічність у змінах показників режиму водних об'єктів, яка значною мірою підпорядковується циклічності режимоформуючих чинників (РЧ) (температури, опадів, сонячної активності, північноатлантичних коливань тощо). Отже, якщо циклічність має детермінований характер, то з великою вірогідністю можна скласти прогнози як для шуканих показників водного режиму, так і для РЧ виходячи з тривалості циклів їхніх коливань. У цьому випадку достатньо ефективним для пошуку термінів початку та закінчення циклів є метод вейвлет-аналізу [10,19].

При прогнозуванні стану відкритих водних систем, на які поширюється прямиий або опосередкований антропогенний вплив, ми стикаємося із важко передбачуваними процесами. Це може бути пов'язано із відсутністю аналогій таким подіям чи процесам за роки сучасних моніторингових спостережень. Наприклад, людству ще достеменно невідомі реакції клімату на високий вміст парникових газів в атмосфері або реакції підземних водних систем на аномально високі температури повітря тощо. За таких передумов прогнозні розрахунки виконують для ряду сценаріїв, в яких задають різні, в т.ч. й аномальні значення важко передбачуваних чинників, як то кількість викидів CO₂ в атмосферу, шукаючи найбільш вірогідну реакцію підпорядкованих показників. У першу чергу це стосується метеорологічних показників. Сценарії також можуть мати велику кількість варіантів розвитку в залежності від комбінації природних і антропогенних чинників, реакції компонентів середовища на зміни цих чинників і т.п. Для таких випадків застосовують складні системи *імітаційного моделювання*. Цей підхід превалює серед методів сучасного прогнозування показників режиму підземних вод. При цьому, спочатку треба спрогнозувати найбільш вірогідні варіанти змін РЧ (температури повітря, суми опадів, випаровування), а вже потім виконувати прогноз рівня ґрунтових вод (РГВ), підземного стоку чи інфільтраційного живлення.

Динамічні гідрогеологічні моделі, доповнені метеорологічними даними, можуть надати уявлення про взаємодію між кліматичними змінними та про їхній вплив на ґрунтові води. Однак, *фізичні* моделі мають певні недоліки, оскільки потребують складних обчислень, а іноді недостатньо повно та адекватно враховують антропогенний вплив.

Для *імітаційного математичного моделювання* підповерхневих гідрогеологічних процесів у світі

широко використовується модуль "gflow", який добре взаємодіє із кодом моделювання SWAT+ [6]. Для прогнозування коливань ґрунтових вод з кроком в один день добре проявив себе мережевий підхід LSTM (LongShort-TermMemory- довга короткочасна пам'ять) [20]. Створені також цифрові платформи (типу SimCopiaro), що поєднують інтегроване моделювання з моделюванням варіантів рішень щодо управління водними ресурсами в басейнах річок [16]. За певних умов ефективним також є прогнозування рівнів підземних вод *на основі розрахунків змін їхнього балансу* під впливом заздалегідь відомих або добре передбачуваних природних чи антропогенних чинників.

За наявності довготривалих спостережень (≥ 20 років) прогнозування може бути виконане *статистичними методами*. Найпростіший серед них — *метод аналізу часового ряду*, що ґрунтується на визначенні майбутніх значень показника на основі його ж значень за попередні роки. Цей підхід можна застосовувати для попередніх наближених оцінок статистичної впорядкованості даних.

Більш обґрунтованим є *метод імітаційного статистичного моделювання*, що передбачає моделювання ймовірного сценарію зміни шуканого показника в майбутньому за комбінацією 2–4-х РЧ. Для цього, на основі статистичного аналізу даних попереднього періоду, виводиться найбільш вдала (за коефіцієнтами кореляції, детермінації та ін.) емпірична залежність (регресійна модель), що описує закономірні зв'язки між показником та незалежними чинниками — предикторами.

Дані, які ми маємо у своєму розпорядженні, дозволяють отримати надійні результати за допомогою методів аналізу часового ряду та імітаційного моделювання.

ОТРИМАНІ РЕЗУЛЬТАТИ ТА ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

1. Імітаційне статистичне моделювання за рівняннями регресії. Таке моделювання передбачає, окрім даних спостережень за прогнозованим показником, наявність синхронних результатів реєстрації головних чинників, що обумовлюють зміни цього показника.

Для оцінювання ефективності обраних методів нами залучено дані режимних спостережень за РГВ (м. Хмільник Вінницької області), стоком р. Південний Буг (пост с. Лелітка), атмосферними опадами та температурою повітря (метеостанція м. Хмільник) за 41 рік (починаючи з 1980 р.). На підставі цих даних були виконані розрахунки питомого стоку ґрунтових вод до річки методом скінчених різниць. Попередньо дані по РГВ були синхронізовані зі щодобовими значеннями річкових витрат шляхом ін-

терполяції. Для виконання статистичного аналізу всі дані були приведені до середньомісячних (температура, стік річки, РГВ) або сумарних за місяць (опади, підземний стік, інфільтрація). Як зазначено у [3], у хронологічних рядах розрахованих значень підземного стоку виділяється два відмінних етапи за зміною напрямку генерального тренду та характером коливань підземного стоку: 1980–1998 рр. та 1999–2020 рр. У зв'язку з цим дані оброблялися окремо по етапах та за весь період у цілому. Порівняння поетапних оцінок між собою дозволило виявити головні відмінності у розподілі чинників за рівнем впливу на показник, а також зробити висновки про характер та інтенсивність змін у режимі підземних вод під впливом зміни клімату.

Для етапу зростання підземного стоку (1980–1998 рр.) за результатами розрахунків по лівобережній частині водозбору р. Південний Буг було отримано лінійну регресійну залежність виду:

$$Q_{gw} = 5,411 + 0,019 \cdot P + 0,199t - 0,102Q_s, \quad (1)$$

де Q_{gw} — підземний стік, м³/міс/м; P — сума опадів за місяць, мм; t — температура середньомісячна, °С; Q_s — середньомісячні витрати р. Південний Буг в створі с. Лелітка, м³/с. Хоча характеристики достовірності рівняння невисокі (коефіцієнт множинної кореляції $R = 0,37$), тим не менш, модель дозволяє виконати реалістичні імітаційні прогнози підземного стоку за умов подібності у майбутньому гідрометеорологічних умов, на яких побудоване рівняння (табл. 1).

Зрозуміло, що подібність умов забезпечується підбором вірогідних значень параметрів, які хоча б порізно траплялись у вибірках фактичних даних за період 1980–1998 рр. Для цього періоду відносно багатоводних років середньосезонна літня температура коливалась в межах від 16,1°С до 19,6°С, за середнього за цей період сезонного значення 17,7°С. Середня за ці роки сума літніх опадів складала 288,9 мм, відповідно, середнє місячне значення близько 96,3 мм. Літні значення витрат річки Південний Буг у створі с. Лелітка були на той час досить високими: середнє — 13,17 м³/с, мінімальне сезонне значення — 6,27, максимальне — 24,1 м³/с. Середні сумарні, максимальні та мінімальні значення питомого підземного стоку за літо склали відповідно: 30,2; 59,9 і 11,1 м³/сезон/м, середньомісячні за багатоводні роки приблизно 10,6 м³/міс/м, а максимальні — 22,5 м³/міс/м. (червень 2005 р.). Проте, слід враховувати, що з того часу середні літні температури зросли до 19,7°С (період 2010–2020 рр.), сезонна сума опадів знизилась до 193 мм, а поверхневий стік — до середніх за літні місяці значень близько 6,3 м³/с (за 2010–2020 рр.), а за

період 2015–2020 рр. — до 3,63 м³/с. Розрахункові середні значення сумарного місячного стоку ґрунтових вод до річки за літній сезон з 2015 по 2020 рр. склали 9,5 м³/міс/м, а максимальні розрахункові — 13,5 м³/міс/м (2018 р.).

Очевидно, що невисокі характеристики достовірності моделі (1) пов'язані із відсутністю синхронних зв'язків між літнім підземним стоком та температурою і, особливо, опадами за цей же час. Літній стік ґрунтових вод формується завдяки опадам осінньо-зимового і, частково, весняного сезонів. Тому для фізичної коректності прогнозованої моделі на літній сезон варто закладати в неї значення опадів зимового сезону або об'єднані за осінь-зиму. Зимова сума опадів на 2010–2020 рр., порівняно із 1980–1998 рр., зросла несуттєво: з 106,5 до 109,4 мм. Як бачимо, тримісячна сума зимових опадів кореспондується із середньомісячними опадами літнього сезону на період 1980–1998 рр. — 96,3 мм, що може бути прийнятним для прогнозування.

З початком багатоводного циклу у 2021 р. в Україні відбувається зростання кількості атмосферних опадів та зниження середньомісячної літньої температури, що, ймовірно, пов'язано з переходом у вересні 2020 р. до наступного 25-го 11-річного сонячного циклу у фазі низької активності, після якої розпочалось поступове її зростання. Тому, на підйомі сонячної активності, достатньо реалістично для літнього сезону 2023 року виглядатимуть наступні значення параметрів: сумарні середньомісячні опади літнього сезону — 70 мм (перший сценарій — С1) та 85 мм (другий сценарій — С2); середньомісячний стік р. Південний Буг — 3,8 (С1) та 6,0 м³/с (С2), температура повітря середньомісячна $t = 20,0^{\circ}\text{C}$ (С1) та $18,5^{\circ}\text{C}$ (С2). Третій сценарій побудуємо за аналогією із другим, проте приймемо кількість опадів близьку до середньої суми за зимовий сезон — 110 мм.

Для періоду різких коливань підземного стоку (1999–2016 рр.) залежність стоку з лівобережного водозбору від предикторів описується лінійним рівнянням (2), а для періоду 1980–2016 рр., що об'єднує обидва етапи, побудоване регресійне рівняння (3) (табл. 1).

Для моделей, що включають як предиктора рівень ґрунтових вод (РГВ, у рівняннях (4) та (5) позначено як H), послідовно підставлялись значення рівня в абсолютних відмітках Балтійської системи висот з врахуванням поступового виходу РГВ з рецесії на початку багатоводного циклу (2021–2031 рр.): 245,5 м (С1р), 245,8 м (С2р), 246,05 м (С3р) (див. табл. 1). Такі рівні були характерні для минулих літніх сезонів.

Окрім розподілу по етапах, виділених за основними тенденціями стоку, дані моніторингових спо-

Таблиця 1. **Результати прогнозування питомого стоку ґрунтових вод до р. Південний Буг у створі м. Хмільник на літній сезон 2023 року за регресійними моделями**

№	Модель (рівняння регресії)	Ймовірні значення параметрів	Період вибірки факт. даних, роки. Сценарій прогнозу	Результат, м ³ /міс./м	Коефіцієнт множинної кореляції R
<i>Для лівобережної частини водозбору (за спостереженнями по свердловині № 5–5)</i>					
(1)	$Q_{gw} = 5,411 + 0,019 \cdot P + 0,199t - 0,102 Q_s$	$t = 20^\circ\text{C}$ $Q_s = 3,8 \text{ м}^3/\text{с}$ $P = 70 \text{ мм}$	1980–1998 С1	10,33	0,37
	Те саме	$t = 18,5^\circ\text{C}$ $Q_s = 6,0 \text{ м}^3/\text{с}$ $P = 85 \text{ мм}$	С2	10,1	0,37
(2)	$Q_{gw} = 7,221 + 0,0134 \cdot P + 0,229t - 0,043 Q_s$	$t = 20^\circ\text{C}$ $Q_s = 3,8 \text{ м}^3/\text{с}$ $P = 70 \text{ мм}$	1999–2016 С1	12,58	0,35
	Те саме	$t = 18,5^\circ\text{C}$ $Q_s = 6,0 \text{ м}^3/\text{с}$ $P = 85 \text{ мм}$	С2	12,34	0,35
	»	$t = 20,5^\circ\text{C}$ $Q_s = 3,4 \text{ м}^3/\text{с}$ $P = 80 \text{ мм}$	С3	12,84	0,35
(3)	$Q_{gw} = 6,396 + 0,01198 \cdot P + 0,229 \cdot t - 0,0724 Q_s$	$t = 20^\circ\text{C}$ $Q_s = 3,8 \text{ м}^3/\text{с}$ $P = 70 \text{ мм}$	1980–2016 С1	11,54	0,36
	Те саме	$t = 18,5^\circ\text{C}$ $Q_s = 6 \text{ м}^3/\text{с}$ $P = 85 \text{ мм}$	С2	11,22	0,36
(4)	$Q_{gw} = -1889,01 + 7,743 \cdot H + 0,0171 \cdot P + 0,049 \cdot t - 0,188 \cdot Q_s$	$t = 20^\circ\text{C}$ $Q_s = 6 \text{ м}^3/\text{с}$ $P = 110 \text{ мм}$	Переважно багатоводні роки (1989–2010)	13,6 (при $H = 245,5 \text{ м}$), 15,95 ($H = 245,8 \text{ м}$); 18,0 ($H = 246,05 \text{ м}$)	0,73
(5)	$Q_{gw} = -1939,77431 + 7,95079117 \cdot H + 0,0216671807 \cdot P - 0,193116713 \cdot Q_s$	$Q_s = 6 \text{ м}^3/\text{с}$ $P = 110 \text{ мм}$	Переважно багатоводні роки (1989–2010)	13,4 (при $H = 245,5 \text{ м}$), 15,75 ($H = 245,8 \text{ м}$)	0,726
<i>Для Острівної ділянки (за спостереженнями по свердловині № 5–3)</i>					
(6)	$Q_{cb,5-3} = 6,984606 + 0,027922 \cdot P - 0,000242 \cdot P^2 + 0,011192 \cdot t - 0,002850 \cdot t^2 - 0,024585 \cdot Q_s - 0,000579 \cdot Q_s^2 + 0,001809 \cdot P \cdot t - 0,000094 \cdot P \cdot Q_s - 0,002616 \cdot t \cdot Q_s$	$t = 19^\circ\text{C}$ $Q_s = 6 \text{ м}^3/\text{с}$ $P = 110 \text{ мм}$	1980–2017	9,56	0,408

стережень за РГВ або розрахункові значення стоку можуть бути згруповані за ознаками рівня вологозабезпеченості року (водністю) або домінуючою циклічністю в коливаннях показників режиму. Це забезпечує більшу однорідність даних і, можливо, коректність моделі та точність прогнозування. Таким чином, для періодів відносно багатоводних років, що характеризуються домінуванням 7–8 річної

циклічності, отримано (за даними 1989–2010 рр.) неоптимізовану регресійну модель підземного стоку (4) (табл. 1), що має відносно високі показники достовірності також і завдяки врахуванню РГВ: $R = 0,73$, $R^2 = 0,53$, $p < 0,0000$, $F = 72,826$, стандартна похибка: 3,2805. Отримані з її допомогою результати повторюють коливання фактичних значень підземного стоку, хоча і з меншою амплітудою (рис. 1).

Таку модель можна використовувати для прогнозів періоду, що розпочався з 2021 року і триватиме приблизно 22 роки (подібно до тривалості попереднього аналогічного за водністю та тривалістю ритмів періоду).

Ще одна оптимізована модель (5) (див. *табл. 1*) для тих самих умов підземного стоку, не включала чинник температури, оскільки у цьому випадку його роль виявилась незначущою. Характеристики цієї моделі: $R = 0,73$, $R^2 = 0,53$, $p < 0,0000$, $F = 95,239$.

Отримані за результатами множинної кореляції регресійні рівняння дозволяють ефективно відтворити (або прогнозувати) значення підземного стоку, які накладаються на фактичну хронологічну криву коливальності цього показника (*рис. 1*), особливо добре, коли він змінюється з невеликою амплітудою (відрізок кривої до 1995 р.). Проте, прогнозні результати не досягають максимальних та мінімальних фактичних значень (екстремумів кривої) за значної амплітуди і у 2–2,5 рази менші за них (як для моделей (4), (5), *рис. 1*). У зв'язку із цим середні по вибірці відхилення прогнозних значень від фактичних складають: для неоптимізованої моделі — 38,9%, для оптимізованої — 35,6%.

Для третього сценарію за першою моделлю, за суми опадів $P = 110$ мм, прогнозне значення стоку дорівнює $10,6 \text{ м}^3/\text{міс.}/\text{м}$ (*табл. 1*).

Як бачимо, усі прогнозовані за моделями (1–3) значення підземного стоку (*табл. 1*) перевищили середнє значення стоку за період 2015–2020 рр., яке становило $9,5 \text{ м}^3/\text{міс.}/\text{м}$. Окремі прогнозні значення підземного стоку, отримані за рівняннями (4) і (5), перевищили максимальні фактичні значення того ж періоду. Прогноз збільшення підземного стоку на період 2022–2024 рр. відповідає закінченню періоду 5–6 річної циклічності гідрогеологічних та гідрометеорологічних показників (2011–2020 рр.), характерної для маловодних років [19].

Вирішення рівнянь регресії, побудованих із врахуванням впливу на стік ґрунтових вод РГВ, за основними сценаріями (С1, С2, С3) та РГВ-сценаріями С1р, С2р і С3р дозволило в результаті отримати вищі значення прогнозних величин підземного стоку (див. *табл. 1*), що підтверджує тісний зв'язок РГВ зі стоком. Проте, не слід вважати РГВ вирішальним чинником впливу, оскільки він так само, як і питомих підземний стік до річки, залежить від зовнішніх чинників: кількості опадів, температури повітря, рівнів і витрат води в річці.

Цілком вірогідні прогнозні результати питомих сумарних місячних витрат ґрунтових вод до річки з Острівної ділянки (св. № 5–3, РГВ 0,8–2,5 м) отримані за рівнянням (6) (див. *табл. 1*). Розраховане значення є меншим, ніж у попередньому випадку, проте

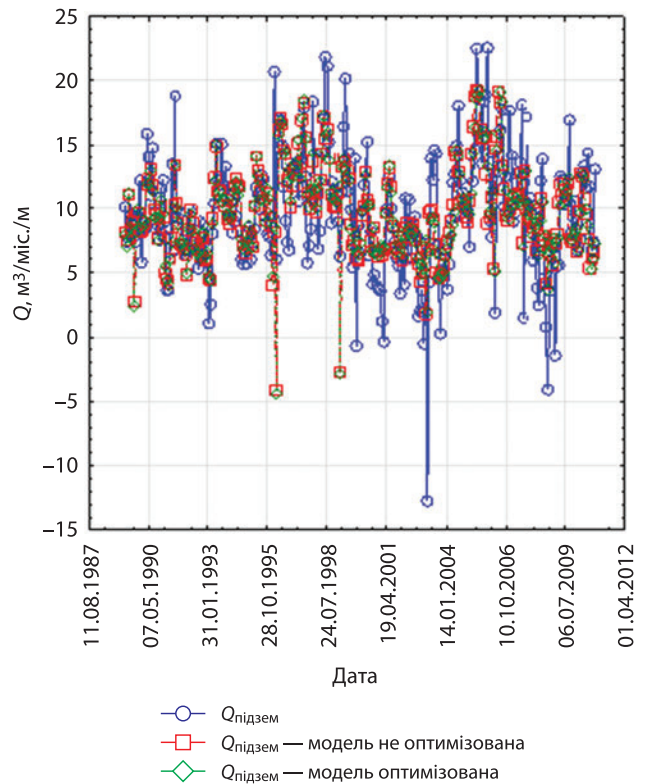


Рис. 1. Порівняння фактичних та прогнозних значень підземного стоку, отриманих за регресійними моделями (4) та (5) з чотирма предикторами, для відносно багатоводного періоду 1989–2010 рр.

виглядає реалістично, зважаючи на те, що водозбірна площа цієї ділянки менша майже в 4 рази від лівобережної частини водозбору, яка контролюється свердловиною № 5–5. Середні місячні витрати підземного стоку з неї за маловодні 2015–2020 рр. склали $6,4 \text{ м}^3/\text{міс.}/\text{м}$.

Ще одним критерієм або ознакою для виділення однорідних хронологічних рядів (етапів) може бути знак заряду статичного електричного поля приземної атмосфери. За домінуванням (> 60%) зарядів того чи іншого знаку протягом року В.М. Бублясь виділяє 4–6 річні етапи з переважаючими додатними, від'ємними або "нейтральними" (коли на від'ємні та додатні значення припадає по 40–60%) знаками заряду (вимірюються вдень і вночі майже кожного дня). При прогнозуванні інфільтраційного живлення ґрунтових вод найбільш точні регресійні моделі було отримано для вибірок, що об'єднують етапи з "нейтральним" зарядом (наприклад 2011–2015 рр.): для логарифмічної моделі $R = 0,96$; $R^2 = 0,92$. Оскільки в якості предикторів було взято атмосферні опади, дефіцит вологості повітря та температуру повітря, то і їх вплив проявився найбільше саме в період найменшого однонаправленого впливу (або найбільшої збалансованості) електричних сил на рух вологи в зоні аерації. Тому інфільтраційне живлення

мало найвищий коефіцієнт множинної кореляції з опадами (0,63 за Пірсоном) саме за таких умов. Очевидно, що для періодів з переважаючими додатними (активізують рух вологи у низхідному напрямку через зону аерації) або від'ємними (рух вологи вгору) статичними полями найбільш вдалим будуть прогнози моделі, які в якості предикторів використовують значення цих зарядів (здебільшого в діапазоні від -2000 до $+1000$ В/м).

Таким чином, близькі до реальних прогнози значення підземного стоку отримано за моделями з далеко не завжди високими значеннями R (див. табл. 1) і R^2 ($\leq 0,54$). Отже, точність прогнозування не достатня. Це пов'язано, по-перше, із сезонно неусталеним запізненням реакції показників режиму ґрунтових вод на зміни зовнішніх чинників (опадів, температури), а по-друге — з існуванням великої кількості чинників, які в різний час і на різних етапах визначають короточасні і тривалі коливання РГВ, зміни прибуткових та витратних складових балансу ґрунтових вод. Істотним недоліком регресійних рівнянь є також значне згладжування екстремумів (див. рис. 1) і низька дисперсія отримуваних значень. Тобто всі варіанти прогнозів за певною моделлю (наприклад (2)), не зважаючи на значну різницю значень предикторів, дуже близькі між собою (сценарії С1, С2, С3).

Тим не менш, за допомогою виконаного статистичного аналізу доведено, що сучасні зміни в режимі рівня та стоку ґрунтових вод до річок тісно пов'язані із змінами температури, кількості та характеру випадіння атмосферних опадів, режиму стоку річок, а обсяги інфільтраційного живлення — з електромагнітними силами.

2. Прогнозування за допомогою нейронних мереж. Для прогнозування за часовими рядами та імітаційним методом доцільно застосовувати *нейронні мережі*, які являють собою обчислювальні системи здатні до адаптації та навчання шляхом аналізу позитивних і негативних впливів. Елементарним перетворювачем у таких мережах є штучний нейрон — аналог біологічного нейрону. Ознаками доцільності застосування нейронних мереж для прогнозування змінних у часі величин є відсутній алгоритм або невідомі принципи вирішення задач, але достатнє число прикладів; великий обсяг вхідної інформації; невідома структура моделі, неповнота або надлишок наявних даних, зашумленість, часткова суперечливість даних [12, 21].

Штучні нейронні мережі (ШНМ) довели свою ефективність для моделювання та прогнозування загальної добової потреби у воді [7–9]. Дослідження Bougadis та ін. [8], Adamowski та ін. [5] підтвердили високу надійність результатів, отриманих за

допомогою ШНМ. Оцінки опадів, річкового стоку та форми хмар також виконують за допомогою нейронних мереж та аналізу супутникових знімків територій, для чого використовують програмне забезпечення Persiann [15].

У якості мережевої основи для прогнозування можуть бути використані багатосарові перцептрони (MLP) і радіально-базисна функція (RBF). Нами було використано розроблений раніше іншими вченими доступний програмний пакет ШНМ з цими двома типами основи.

Прогноз за допомогою нейронних мереж можна виконувати двома методами: виходячи з аналізу часових рядів даних попереднього багаторічного періоду, без врахування гідрометеорологічних РЧ, або шляхом імітаційного моделювання, побудувавши функціональну мережеву залежність прогнозного показника від чинників і призначаючи останнім певні значення.

2.1. Для прогнозування стоку за часовими рядами нами використані MLP і RBF. Як функції активації прихованих нейронів були послідовно випробувані тотожна, логістична та гіперболічна функції, вихідних нейронів. При використанні MLP аналізувались мережі з кількістю прихованих нейронів від 1 до 10, а при RBF — від 7 до 21. Всі прогнози отримані за допомогою мереж MLP мали форму гармонійних затухаючих коливань з наступним виположуванням. Деякі кращими виявились прогнози, отримані за допомогою мереж RBF (рис. 2).

Найвдалішою серед випробуваних для прогнозування підземного стоку мереж виявилась RBF 12–20–1 — з дванадцяти вхідних і двадцяти прихованих нейронів та одним вихідним; з Гаусіаною як функції активації прихованих нейронів. Тестова продуктивність такої мережевої моделі склала 0,635; тестова помилка 9,41. Для побудови мереж результати розрахунків було поділено на три зони: навчальну, контрольну і тестову (рис. 2). Згідно з прогнозом підземний стік до річки у 2023 році буде зростати. В цілому, прогнози, отримані за допомогою мережі RBF, повторюють основні коливання показника (рис. 2), є достатньо вірогідними, проте не надто виходять за межі області середніх значень. Отже, прогнозування навряд чи зможе передбачити екстремальні події типу гідрологічної посухи. Порівнюючи фактичні і прогнози значення у тестовій зоні можна стверджувати, що майбутні пікові значення знаходяться в діапазоні від прогнозних екстремумів (на графіку) до їх подвоєних значень, а, можливо, і їх добутку на 2,5.

2.2. Імітаційне моделювання на базі нейронних мереж MLP і RBF. Такі мережі здатні перетворювати не лише ряд шуканого показника, а й ряди

значень кількох чинників, від яких він залежить. В якості РЧ стоку ґрунтових вод до річки були залучені: температура приземного повітря, атмосферні опади, розрахункові значення інфільтраційного живлення ґрунтових вод та рівень води в річці.

При навчанні мереж було використано наступні алгоритми оптимізації: метод масштабованих сполучених градієнтів, метод градієнтного спуску та квазіньютонівський метод за формулою BFGS (алгоритм Broyden–Fletcher–Goldfarb–Shanno — ітеративний метод числової оптимізації). Побудовано і проаналізовано понад 550 нейронних мереж, переважно на базі MLP і меншою кількістю — на базі RBF. В якості функцій активації вихідних та прихованих нейронів були використані: тотожна, логістична/сигмоподібна, гіперболічна/гіперболічний тангенс, експоненціальна, синусоїдна.

Всі параметри, включаючи прогнозний, були приведені до середньомісячних (температура, рівень води) або сумарних місячних (опади, інфільтрація) значень. Ряди даних спостережень було розділено випадковим чином на підвибірці: навчальну — 70%; контрольну — 15%; тестову — 15%.

Кількість нейронів у прихованому шарі побудованої архітектури мереж MLP складала від одного до п'ятдесяти, а кількість прихованих шарів в мережах коливалась від одного до двох.

З побудованих мереж MLP добре зарекомендувала себе мережа 555.MLP 4–20–1 (табл. 2) з архітектурою зображеною на рис. 3 та продуктивністю 0,78 (продуктивність нейронної мережі є аналогом множинної кореляції в регресійних рівняннях). Остання перевищує найкращі коефіцієнти множинної кореляції розглянутих вище регресійних моде-

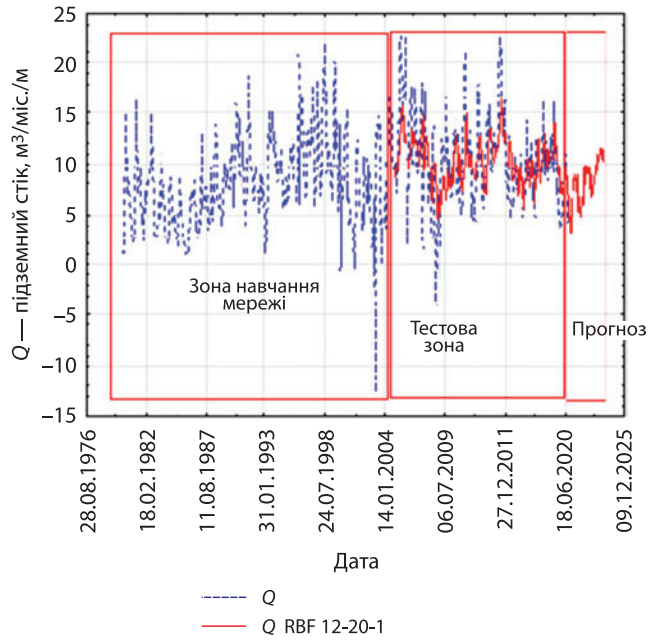


Рис. 2. Розподіл розрахованих за фактичними даними (синя лінія), та прогнозних на початок 2024 р. (червона лінія) значень підземного стоку з лівого берега до р. Південний Буг у створі м. Хмільник (за РГВ 2,7–4,5 м), отриманих за допомогою мережевої основи RBF при моделюванні часового ряду лише шуканого показника

лей. Розподіл отриманих за допомогою мережі 555.MLP 4–20–1 прогнозних значень підземного стоку близький до нормального.

Розподіл важливості змінних (вхідних нейронів) мережевої моделі 555.MLP 4–20–1 виявився близьким до розташування предикторів на діаграмі Парето — за значеннями стандартизованих коефіцієнтів змінних в рівнянні регресії (рис. 4 б), а саме:

Таблиця. 2. Інформація про мережу 555.MLP 4–20–1

Вхідний шар	Чинники	1	Опади
		2	Температура
		3	Рівень води в річці
		4	Інфільтрація
Кількість нейронів		1703	
Приховані шари	Кількість прихованих шарів		1
	Кількість нейронів у прихованому шарі		20
	Функція активації		Сигмоподібна
Вихідний шар	Залежні змінні	1	Підземний стік Q_{gw}
	Кількість нейронів		1
	Метод зміни масштабу для кількісних залежних змінних		Стандартизовано
	Функція активації		Одинична матриця
	Функція помилки		Сума квадратів

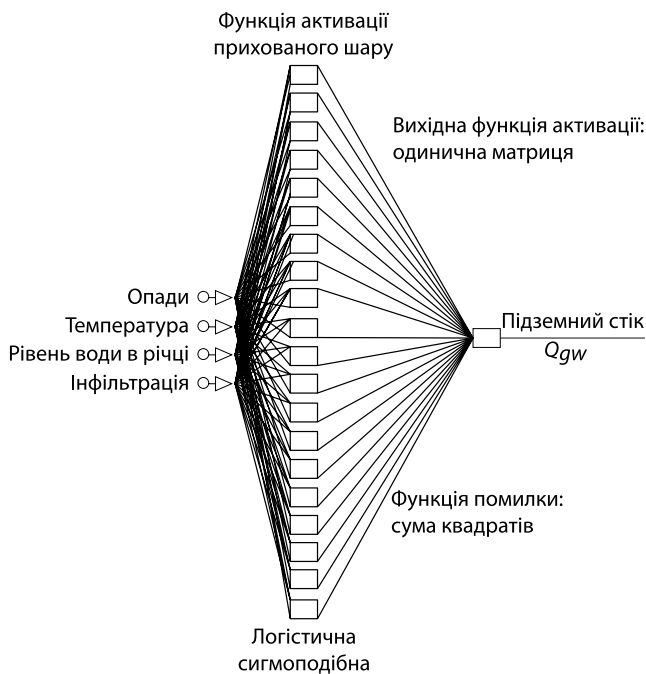


Рис. 3. Схема нейронної мережі 555.MLP 4–20–1

температура повітря — нормалізована важливість 100%, атмосферні опади — 83%; інфільтрація — 80%; рівень води в річці — 77%.

Для імітаційного моделювання підземного стоку також була випробувана мережа 559.MLP 4–3–1 (табл. 3, рис. 5) з іншою функцією активації та кількістю нейронів у прихованому шарі, що забезпечило найбільшу продуктивність у 0,86. Розподіл отриманих нею значень підземного стоку до річки є близьким до нормального.

Рейтинг важливості вхідних нейронів цієї моделі відрізняється від розподілу за попередньою моделлю: визначальними параметрами моделі виявились рівень води в річці (нормалізована важливість 100%, важливість 0,29) та температура повітря (86%); атмосферні опади опинились останніми (73%) і лише інфільтрація атмосферних опадів залишилась на тому ж місці з тим самим відсотком важливості. Таке перегрупування чинників впливу на підземний стік до річки зумовлене відмінностями між мережевими моделями за кількістю нейронів у прихованому шарі та за функціями активації прихованих шарів (див. табл. 2 і 3). Оскільки мережа 559.MLP 4–3–1 має кращу продуктивність та менші похибки, то, насамперед, і визначений нею розподіл параметрів відповідає дійсності.

Для демонстрації ефективності прогнозування за допомогою нейронно-мережових моделей на основі MLP представлено графік, який охоплює часовий відрізок із вже відомими даними (рис. 6). Як бачимо, на відміну від застосованого вище методу аналізу часових рядів з використанням моделі на основі RBF (див. рис. 2), прогнозні значення мережевої моделі на основі MLP (версія 559.MLP 4–3–1) при використанні імітаційного підходу практично повністю повторюють фактичні дані.

Таким чином, при застосуванні методів часових рядів та імітаційного, найкращі прогнозні результати демонструють ШНМ з багатoshаровими перцептронами (MLP) в імітаційному варіанті прогнозу. В якості функції активації вихідного шару нейронів в них використано одиничну матрицю, а прихованих нейронів — гіперболічний тангенс.

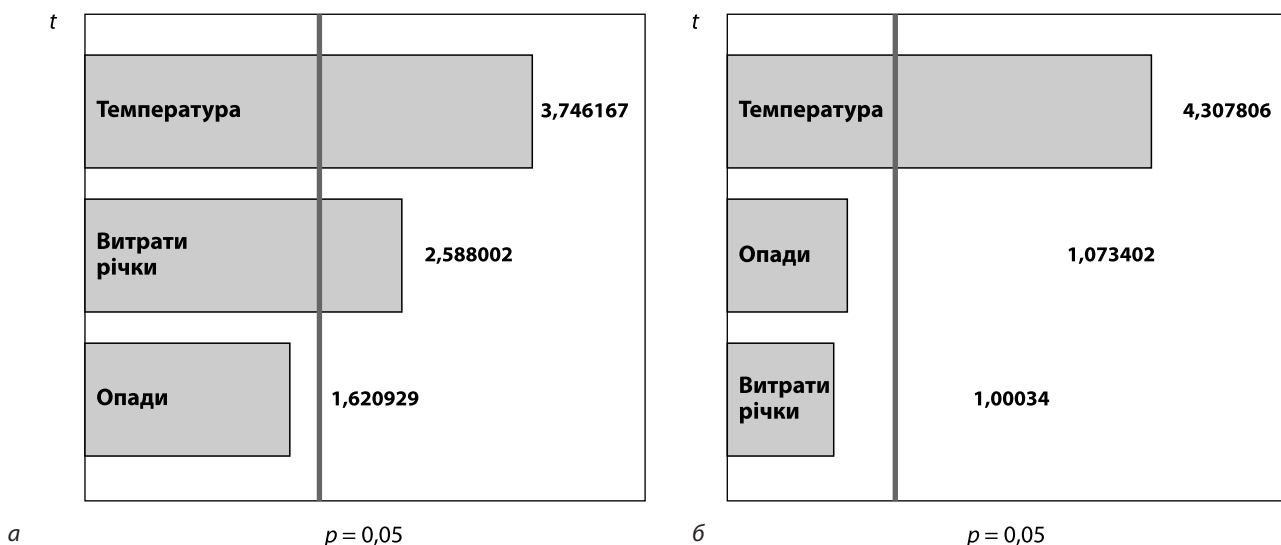


Рис. 4. Діаграма Парето значень стандартизованих коефіцієнтів змінних у рівняннях (1) і (2) (див. табл. 1). Зв'язок між підземним стоком з лівобережної ділянки з РГВ 2,7–4,5 м, опадами, температурою повітря і витратами води р. Південний Буг — м. Хмільник: а — за 1980–1998 рр.; б — за 1999–2016 рр.

Таблиця 3. Інформація про мережу 559.MLP 4–3–1

Вхідний шар	Чинники	1	Опади	
		2	Температура	
		3	Рівень води в річці	
		4	Інфільтрація	
Кількість нейронів		1703		
Приховані шари	Кількість прихованих шарів		1	
	Кількість нейронів у прихованому шарі		3	
Функція активації		Гіперболічний тангенс		
Вихідний шар	Залежні змінні	1	Підземний стік Q_{gw}	
	Кількість нейронів		1	
	Метод зміни масштабу для кількісних залежних змінних		Стандартизовано	
	Функція активації		Одинична матриця	
	Функція помилки		Сума квадратів	

Усі виконані короточасні прогнози підземного стоку у верхній частині басейну р. Південний Буг на період 2023–2024 рр. демонструють збільшення його значень порівняно із періодом рецесії 2019–2020 рр. Отримані значення на літній сезон складають близько половини від середніх значень підземного літнього стоку за відносно багатоводний період 1980–1998 рр. Сумарні річні прогнозні значення більші за середні і максимальні фактичні дані періоду 2015–2020 рр., вони близькі та дещо менші за середньорічні значення першого етапу потепління 1980–1998 рр.

Слід зазначити, що точність прогнозування за статистичними моделями істотно знижується у зв'язку із браком оперативних даних гідрогеологічного моніторингу, мережа якого в Україні весь час скорочується, а засоби спостережень залишаються на рівні 80–90-х років минулого сторіччя. В той же час у Великобританії рівень підземних вод і дані відкачування з свердловин водопостачання регулярно збираються за допомогою телеметризованих датчиків і потокомірів. Альтернативою гідрогеологічному моніторингу є використання супутникових зображень. Останні здатні безперервно надавати інформацію для великої території, що дозволяє здійснювати прискорене регіональне оцінювання і швидше приймати рішення. Наприклад, дані супутника GRACE добре асимілюються у гідрогеологічні моделі прогнозування

змін запасів підземних вод у водозбірних басейнах [11, 18]. Калібрування параметрів і асиміляція з даними GRACE забезпечують підвищення точності моделі водозбірної поверхні, що моделює зміни РГВ. З'явилось також навчання штучних нейронних мереж, як альтернатива обчислювальним моделям на фізичній основі. При використанні знімків з супутника GRACE в якості вхідних даних для моделей прогнозування рівнів ґрунтових вод у державному та регіональному просторових масштабах отримувані характеристики мають середньоквадратичну похибку до 19% (стандартне відхилення різниці між прогнозованими і фактичними значеннями) і покращують ефективність за коефіцієнтом Неша–Саткліффа (NSE) до 8 разів, порівняно з традиційни-

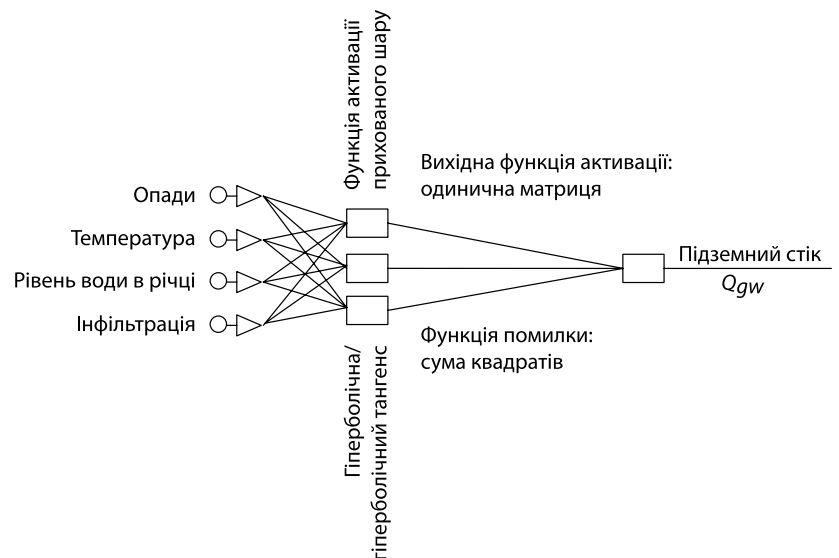


Рис. 5. Схема архітектури мережі 559.MLP 4–3–1

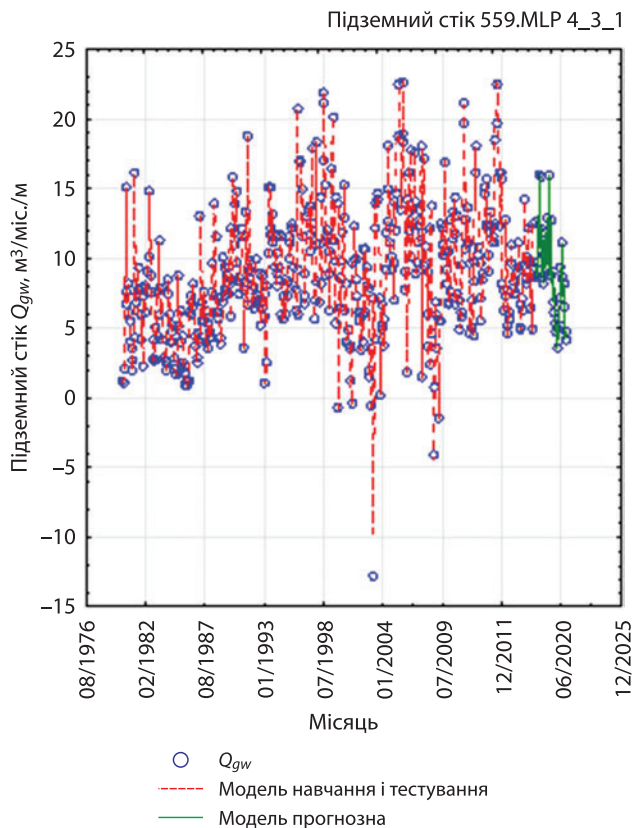


Рис. 6. Моделі навчання і тестування за фактичними значеннями (червона лінія) та прогнозна крива підземного стоку до р. Південний Буг у створі м. Хмільник (зелена лінія), отримана з використанням мережевої основи MLP

ми вхідними супутниковими даними [14]. Завдяки цьому підвищується потенційна продуктивність практично кожної моделі прогнозування режиму ґрунтових вод на основі машинного навчання на супутникових даних. Точність вимірювань дозволяє місцевій владі приймати рішення щодо забезпечення сталості у ефективному використанні водних ресурсів у своєму регіоні.

ВИСНОВКИ

На прикладі р. Південний Буг випробувано три методи прогнозування підземного стоку до річок у сучасних умовах високої мінливості і непередбачуваності метеорологічних показників: статистич-

ний; штучних нейронних мереж за часовим рядом шуканого показника з використанням RBF; штучних нейронних мереж за імітаційним підходом з використанням мережевої основи MLP. Прогнозні результати порівнювались із значеннями підземного стоку, розрахованими за скінченно-різницевиими рівняннями за 41-річний період спостережень.

Результати прогнозування підземного стоку за рівняннями регресії, що враховують РГВ, виявилися кращими порівняно з нейромережевим прогнозуванням за часовим рядом шуканого показника, але поступаються за результатами імітаційного прогнозу з використанням MLP при включенні до набору предикторів рівня води в річці, інфільтраційного живлення, опадів та температури повітря.

Прогнозні екстраполяції за хронологічним рядом лише одного шуканого показника (підземного стоку до річки) із застосуванням як мережевої основи RBF дали результати у вузькій області, близькій до середніх значень. За допомогою такого методу зручно визначити напрямок зміни показника (зростання, зменшення), проте не можна отримати прогноз гідрогеологічної посухи або підтоплення (екстремальні значення).

Найкращі результати прогнозування були отримані імітаційним методом за допомогою штучних нейронних мереж, основою для прогнозування в яких є багат шарові перцептрони (MLP), як функції активації вихідного шару нейронів — одинична матриця, а прихованих нейронів — гіперболічний тангенс. Продуктивність такої моделі склала 0,86 і була вищою за продуктивність моделі із сигмоподібною функцією активації прихованих нейронів (0,76), екстраполяційної мережевої моделі на основі радіально-базисної функції (RBF) (0,635) та всіх регресійних рівнянь (0,35–0,73). Імітаційне прогнозування за допомогою нейронних мереж на основі MLP і RBF дозволяє отримати широкий діапазон значень, включаючи екстремуми у коливаннях показника, які “зрізаються” при моделюванні за рівняннями регресії.

Усі методи та сценарії прогнозування питомого підземного стоку до р. Південний Буг показали його зростання на період 2023–2024 рр.

ЛІТЕРАТУРА / REFERENCES

1. Коноплянцев А.А., Семенов С.М. Прогноз и картирование режима грунтовых вод. Москва: Недра, 1974. 93–100. [Konoplyantsev A.A., Semenov S.M. (1974). Forecasting and mapping of the groundwater regime. Moscow: Nedra, 93–100] [In Russian].
2. Рубан С.А., Шинкаревський М.А. Гідрогеологічні оцінки та прогнози режиму підземних вод України. К.: УкрДГПІ, 2005. 311–326. [Ruban S.A., Shinkarevskiy M.A. (2005). Hydrogeological assessments and forecasts of the underground water regime of Ukraine. Kyiv. 311–326] [In Ukrainian].
3. Шевченко А.Л., Чарний Д.В., Осадчий В.І., Ільченко А.О. Стік ґрунтових вод у басейні річки Південний Буг в умовах глобального потепління. **Геологічний журнал**. 2021. **3**. 3–16. [Shevchenko A.L., Charniy D.V., Osadchyi V.I., Ilchenko A.O. (2021). Groundwater discharge in the basin of the Southern Bug river under global warming. *Geological Journal*. 2021. **3**. 3–16.]

- (2021). Groundwater flow in the Southern Bug River basin under conditions of global warming. *Geological journal*. **3**. 3–16 [In Ukrainian].
4. Шуфранович М.А. Система інтелектуальної підтримки прийняття рішень в умовах невизначеності при керуванні об'єктами природокористування. Дис. кан. тех. наук: 05.13.07. Івано-Франківськ, 2014. 199 с. [Shufranovych M.A. (2014). A system of intellectual support for decision-making in conditions of uncertainty in the management of natural resources. Diss. can. technical scien.: 05.13.07. Ivano-Frankivsk, 199] [In Ukrainian].
 5. Adamowski J., Hiu Fung Chan, Prasher S., Ozga-Zielinski B., Sliusarieva A. (2012). Comparison of multiple linear and non-linear regression, autoregressive integrated moving average, artificial neural network and wavelet artificial neural network methods for urban water demand forecasting in Montreal, Canada. *Water resources research*. **48**. # W01528.
 6. Bailey R., Bieger K., Arnold J., Bosch D. (2020). A new physically-based spatially-distributed groundwater flow module for SWAT+. *Hydrology*. **7**. 75.
 7. Bennett C., Stewart R.A., Beal C.D. (2012). ANN-Based residential water end-use demand forecasting model. *Expert Systems with Application*. **40**. 4. 1014–1023.
 8. Bougadis, J., Adamowski, K., Diduch, R. (2005). Short-Term Municipal Water Demand Forecasting. *Hydrological Processes*, **19**. 1. 137–48.
 9. Ghiassi M., Fa'al F., Abrishamchi A. (2017). Large Metropolitan Water Demand Forecasting Using DAN2, FTDNN, and KNN Models: A Case Study of the City of Tehran, Iran. *Urban Water Journal*. **14**. 6. 655–659. <https://doi.org/10.1080/1573062X.2016.1223858>.
 10. Grossmann A., Morlet J. (1984). Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape. *SIAM. J. Math. Anal.* **15**. 723–736.
 11. Li B., Rodell M., Kumar S., Beaudoin H.K., Getirana A., Zaitchik B.F., deGoncalves L.G., Cossetin C. et al. (2019). Global GRACE data assimilation for groundwater and drought monitoring: Advances and challenges. *Water Resour. Res.* **55**. 7564–7586.
 12. Pahlavan R., Omid M., Akram A. (2012). Application of data envelopment analysis for performance assessment and energy efficiency improvement opportunities in greenhouses cucumber production. *J. Agr. Sci. Tech.* **14**. 1465–1475.
 13. Perez-Valdivia C., Sauchyn D., Vanstone J. (2012). Groundwater levels and teleconnection patterns in the Canadian Prairies. *Water Resour. Search*. **48** (7).
 14. Ram A.P. (2022). Unsupervised Representation Learning of GRACE Improves Groundwater Predictions. *Water*. **14**. 2947.
 15. Rodriguez R.H., Puig V., Farias R.L., Flores J.J. (2017). Short-term demand forecast using a bank of Neural Network Models Trained Using Genetic Algorithms for the Optimal Management of Drinking Water Networks. *J. Hydroinform.* **19**. 1–16.
 16. Rojas R., Castilla-Rho J., Bennison G., Bridgart R., Prats C., Claro E. (2022). Participatory and Integrated Modelling under Contentious Water Use in Semiarid Basins. *Hydrology*. **9**. 49.
 17. Rust W., Holman I., Bloomfield J., Cuthbert M., Corstanje R. (2019). Understanding the potential of climate teleconnections to project future groundwater drought. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. 1–35.
 18. Schumacher M., Forootan E., vanDijk A.I., Schmied H.M., Crosbie R.S., Kusche J., Döll P. (2018). Improving drought simulations within the Murray-Darling Basin by combined calibration/assimilation of GRACE data into the WaterGAP Global Hydrology Model. *Remote Sens. Environ.* **204**. 212–228.
 19. Shevchenko O., Skorbutun A., Osadchyi V., Osadcha N., Grebin V., Osypov V. (2022). Cyclicities in the regime of groundwater and of meteorological factors in the basin of the Southern Bug River. *Water*. **14** (14), 2228.
 20. Shin M., Moon S., Kang K., Moon D., Koh H. (2020). Analysis of Groundwater Level Variations Caused by the Changes in Groundwater Withdrawals Using Long Short-Term Memory Network. *Hydrology*. **7**. 64.
 21. Tiwari Mukesh K., Adamowski J. (2013). Urban water demand forecasting and uncertainty assessment using ensemble wavelet-Bootstrap-Neural network models. *Water resources research*. **49**. 6486–6507.
 22. Van Loon A.F. (2015). Hydrological drought explained. *WIREs Water*. **2**. 4. 359–392.

O.L. Shevchenko¹, D.V. Charnyi², M.M. Rudoman²

¹ Ukrainian Hydrometeorological Institute

² The institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine

PREDICTION OF GROUNDWATER FLOW TO THE SOUTH BUG RIVER USING ARTIFICIAL NEURAL NETWORKS AND REGRESSION EQUATIONS

The most reliable forecasts can be obtained for hydrogeological objects that have signs of determinism in regime changes. First of all, these include systems with an undisturbed mode. However in the network of state hydrogeological monitoring of groundwater, there are no objects with an undisturbed

regime due to the spread of direct anthropogenic influence and indirect — due to the changes in climatic conditions caused by it. Significant variability and unpredictability of changes in traditional regime-forming factors (air temperature and precipitation) over the last decades proves the low efficiency of forecasting the level and flow of groundwater using empirical regression equations built on data from the 1980s — early 2000s. It was possible to obtain more reliable results with the help of neural network modelling, which involves working with significant series of contradictory data that change according to an unknown algorithm. The forecast was made for the specific underground flow to the South Bug River in the area of Khmilnyk. The advantages of simulated forecasting over time series forecasting are shown.

Keywords: underground flow, modelling, forecast, groundwater, factors, neural networks, regression equations, statistical methods, simulation forecasting, monitoring.

МОНІТОРИНГ І ПРОБЛЕМИ ЗАБРУДНЕННЯ НАВКОЛИШНЬОГО ПРИРОДНОГО СЕРЕДОВИЩА

А.В. Орещенко

andrey_o@ukr.net

Український гідрометеоро-
логічний інститут
ДСНС України та НАН України

УДК 910.3:77.04:355.4

ОЗНАКИ ПОЖЕЖ, ЯКІ ВИНИКЛИ ВІД БОЙОВИХ ДІЙ, ЗА СУПУТНИКОВИМИ СПОСТЕРЕЖЕННЯМИ

Метою цього дослідження є виявлення дешифрувальних ознак пожеж, які мають альтернативні причини виникнення, ніж господарська та рекреаційна діяльність людини. Щодня впродовж з квітня 2020 р. по вересень 2022 р. проводився аналіз даних супутникового теплового сканування (FIRMS). За результатами аналізу визначено ряд ознак, яким мають відповідати займання негосподарського походження. Це пожежі на нетипових ділянках (міська забудова), які під час військових дій виникають набагато частіше, що мають неправильну форму контурів займань, охоплюють території з різним типом землекористування, занадто потужніші пожежі, що виникають в нетиповий для територій час. З високою ймовірністю господарське походження мають займання на місцях згарищ, які поширилися поступово впродовж кількох днів, пожежі низької та середньої потужності поза зоною бойових дій. Вперше виконано аналіз щодо пожеж за результатами космічної зйомки під час військового конфлікту й виділено дешифрувальні ознаки пожеж від бойових дій.

Ключові слова: дешифрування, пожежі, бойові дії, FIRMS, термоточки, ознаки.

ВСТУП

Актуальність теми дослідження полягає в розробленні методики класифікації пожеж за походженням (від бойових дій і цивільної діяльності), визначення розміру шкоди довкіллю, завданої пожежами, і протидії піротероризму.

З початку російської агресії проти України внаслідок бойових дій виникла велика кількість пожеж на різних ландшафтах. Ці пожежі, нехай і опосередковано, але з мінімальним узагальненням вказують на небезпечні ділянки для цивільного населення, й також для фахівців ДСНС України, які відповідають за їх ліквідацію. Такі дані мають цінність, тому щоденно надаються відповідним фахівцям. Для покращення якості інформування доречно виконувати класифікацію займань. Оскільки територія навколо пожеж від бойових дій становить загрозу через можливі нерозірвані боєприпаси, ці займання ліквідовуються по-іншому.

15 квітня 2022 р. Державна екологічна інспекція України створила при Оперативному штабі робочу групу, що було затверджено наказом 78/1. Її завданням є розроблення методичних документів щодо порядку визначення шкоди та нарахування збитків, завданих природним ресурсам та навколишньому

природному середовищу внаслідок збройної агресії російської федерації. Військові дії можуть завдавати шкоду різним об'єктам навколишнього середовища: біорізноманіттю, ґрунтам, поверхневим водам тощо, всього понад 7 компонентів. За допомогою оцінки викидів тепла можна прорахувати завдану шкоду для атмосферного повітря, ландшафтів і лісових угідь. Можна перевести потужність горіння в об'єм згорілого матеріалу, відповідно отримати площі спаленої місцевості та об'єм шкідливих речовин, які потрапили в атмосферне повітря.

Ще однією із небезпек у ході військових операцій є піротероризм — загроза лісових пожеж, спричинених підпалами, як майбутня терористична зброя [17]. У цьому випадку лісові пожежі є не наслідком, а "зброєю помсти", призначеною для відплати за програму війну. Це робить дане дослідження більш актуальним. Історія випадків і стратегій знищення навколишнього середовища, розглянута в роботі [20], нараховує десятки подій: від знищення святих місць до перетворення території на непридатну для проживання на десятки років уперед внаслідок використання дефоліантів. До подібних випадків можна віднести також підриви росіянами греблі Каховської ГЕС.

Процесом дешифрування пожеж за результатами супутникових спостережень називатимемо виявлення і визначення їх типу і характеристик (тривалості горіння, контурів осередків пожежі) за конфігурацією, взаємним розміщенням викидів тепла та ряду інших ознак.

На основі статей, які були розглянуті, можна зробити **кілька висновків про стан вивчення даного питання.**

По-перше, моніторингом пожеж займалися чимало вітчизняних організацій та окремих авторів. Це Київський політехнічний інститут імені Ігоря Сікорського [4], Військовий інститут КНУ імені Тараса Шевченка [13], Національний університет біоресурсів і природокористування України [7], Український гідрометеорологічний інститут ДСНС України та НАН України [10–11], а також ряд інших державних установ і приватних компаній [6]. Цьому сприяла загальнодоступність і відкритість даних космічного моніторингу й відносно нескладна технологія їх опрацювання. З кінця 1999 р., коли NASA запустило перший супутник із термосканером, опубліковано кілька десятків вітчизняних і кілька сотень праць зарубіжних авторів. Наприклад, перша стаття в Україні [5] опублікована у 2002 р. Деякі автори узагальнили наукові результати, у цій сфері на даний час [28]. Одною з кращих є праця [15], у якій наведено розгорнуту класифікацію методів виявлення і спостереження за лісовими пожежами: супутникові, оптичні (прямого візуального контакту), опосередковані (виявляють пожежі за їх наслідками — димом, викидами димішків у повітря), дистанційні сенсорні прямого контакту. Усі ці дослідження дають можливість зробити висновок, що централізованої й відкритої системи моніторингу пожеж в Україні немає, оскільки розпорошені зусилля окремих організацій і авторів не привели до створення серйозного багатофункціонального продукту, здатного конкурувати з іноземними і повністю задовольняти вітчизняного користувача. До цієї категорії слід віднести також роботи, які описують суть самих лісових пожеж, причин їх виникнення, що може бути корисним для розуміння даного дослідження. Наприклад, в статті [9] характеризують, окрім методики моніторингу торфовищ, причини виникнення торф'яних пожеж (80–90% спричинених людським фактором, решта 10–15% пожеж можуть виникати від блискавок, проїжджачого транспорту та самозаймання торфу).

По-друге, наявність у відкритому доступі певних довідок про особливості роботи супутників із термосканерами зумовила появу багатьох статей, у яких описується технологія отримання й опрацювання теплових аномалій, зумовлених пожежами, особливості функціонування як супутникової сис-

теми моніторингу пожеж загалом, так і окремих її елементів. Таких праць дуже багато, а вибрані статті становлять цінність для розуміння і оцінки цього дослідження. У праці [13] коротко викладено особливості космічного моніторингу ландшафтних пожеж за допомогою інструмента FIRMS (Fire Information for Resource Management System). У статті [2] дуже детально описані основні характеристики космічного апарату Suomi NPP та його сканерів у порівнянні зі сканерами апаратів NOAA, Aqua и Terra, вказано принцип їх роботи. Є матеріали з просторово-часового аналізу розподілу викидів тепла і пожеж [22, 27]. З іншого боку, автори статті [9] для аналізу пожеж на торфовищах, які мають ризики загоряння, використовували багатоспектральні супутникові дані серії Landsat 7–9 з розрахунками відтвореної температури земної поверхні у тепловому діапазоні. На жаль, періодичність знімання (16 діб) на той час була невисока, тому в поєднанні з не завжди сприятливими погодними умовами використання супутників серії Landsat було недоцільним.

Є роботи, які подібні до цього дослідження не за темою, а швидше за методикою, яка використовується. Методика детектування осередків пожеж і визначення їх потужності та інших характеристик добре викладена у статті [14, 26].

По-третє, більш важливими, але малочисельними є роботи із вивчення кількості пожеж внаслідок військових дій. Зокрема, у роботі [18] описано лісові пожежі в провінції Дерсім в Туреччині і їх залежність від числа бойових дій внаслідок конфлікту між турецькою державою та Робітничою партією Курдистану в 2015 р. Використовується мультидисциплінарний підхід, який поєднує методи якісного аналізу друкованих ЗМІ (газет), обговорення цих подій у соціальних мережах "Твіттер" із кількісними методами: дистанційним зондуванням і просторовим аналізом. Все це дозволяє краще зрозуміти роль конфлікту в потенційному посиленні частоти та серйозності лісових пожеж. Хоча точно визначити причину кожної пожежі надто складно, результати досліджень свідчать про значний зв'язок між пожежами та конфліктом у турецькій провінції Дерсім, вказуючи на те, що частота конфліктів загалом корелює з кількістю пожеж. Також є більш фундаментальні видання [19, 25], у яких детально розглянуто наслідки війни для навколишнього середовища. Метою огляду [23] є розгляд конкретних впливів сучасної війни (тобто з початку 20-го століття) на структуру екосистеми (особливо біорізноманіття та статус популяцій і спільнот) і її функціонування.

Технологія виявлення й оцінювання площ лісових пожеж за згарищами, а також аналіз сукцесійних

процесів на згарищах за даними космічних знімачів розроблена в ЦАКДЗ ІГН НАН України та впроваджена в структурні підрозділи Чорнобильської зони відчуження. Є кілька відповідних публікацій [6, 24].

Крім наукових публікацій, є розширені дослідження [8], створені структурними підрозділами університетів. Загалом структура цієї роботи типова і передбачає виведення пожежних сигналів із сигналів теплових аномалій, обробку рядів супутникових знімків для створення точної карти пожеж, щомісячне картографування пройдених вогнем територій і оцінювання частки лісових пожеж у загальній кількості природних пожеж. У ній детально викладена методика оцінювання площ пожеж. На сторінці 11 цієї роботи показано збільшення кількості пожеж внаслідок бойових дій, а на 13-й — збільшення лісових пожеж. При цьому в ній не наведено приклади класифікації пожеж. Точніше, лише за часовим аспектом — до та після 2014 р. Важливим є алгоритм оцінки площ лісових пожеж за згарищами, а не контурами теплових аномалій, що є більш прогресивною технологією. Також підраховано кількість пожеж — впродовж 2013–2018 рр. на тимчасово окупованих територіях Донецької та Луганської областей. Там сталися 4314 пожеж, із них лісовими є 255 [8, с. 16].

По-четверте, наукових публікацій і тез про пожежі, які виникли в Україні після 24 лютого 2022 р., практично немає, за винятком тез [12]. У таких роботах головну увагу зосереджують на екологічному аспекті без спроби кількісно оцінити їх вплив.

Ще є цілий ряд статей, які можна використати для дослідження, оскільки вони містять важливі дані. Зокрема, це дані про кількість і площу, пройдену пожежами, які відбулися до 2022 р. [7]. Вони становлять “базис” для порівняння із кількістю пожеж, які виникли після 24 лютого на території України.

Однак немає дослідження, яке би дало змогу вирішити актуальну задачу: виявляти пожежі, спричинені бойовими діями, використовуючи супутникові знімки (інші методи збору інформації недоступні через високу інтенсивність бойових дій), на основі чіткого ряду ознак. Останні до сьогодні не сформовані. Відповідно, метою дослідження є виявлення дешифрувальних ознак, характерних саме для пожеж, які виникли внаслідок бойових дій і були зафіксовані термосканерами супутників.

МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Аналіз пожеж за результатами супутникового сканування був розпочатий у квітні 2020 р. (із виникненням лісових пожеж у Зоні відчуження Чорнобильської АЕС). Впродовж 2020 — 2022 рр. було накопичено певний досвід їх опрацювання. З 24 лю-

того 2022 р. щодня пожежі від бойових дій порівнювали із раніше отриманими результатами, включаючи весь період супутникових спостережень із січня 2000 р. Підсумки у дослідженні були підбиті в середині вересня 2022 р.

У цій роботі для визначення осередків горіння та інтенсивності виділення тепла в них під час лісових пожеж у квітні 2020 р. використовували дані спостережень із чотирьох супутників, аналогічні [13]: Terra (запущений у рамках програми NASA Earth Observing System 18.12.1999 р.), Aqua (04.05.2002 р.), Suomi NPP (Suomi National Polarorbiting Partnership, 28.10.2011 р.) і NOAA-20 (JPSS-1, 18.11.2017 р.). Архівні дані про активні пожежі на території України з було отримано на сайті Fire Information for Resource Management System (FIRMS) Національного управління з авіації та дослідження космічного простору (NASA) США (<https://firms.modaps.eosdis.nasa.gov>). Результати спостережень FIRMS — це термоцентри (викиди тепла), розміщені поблизу джерела вогню або гарячої поверхні в межах 0–400 метрів. Ці дані містять географічні координати викиду тепла, час і дату його фіксації, назву супутника, потужність викиду тепла, достовірність даних та деякі інші технічні параметри. Для радіометрів MODIS або VIIRS, встановлених на різних супутниках, ці дані відрізняються, хоча фактично є результатом спостережень однієї тієї ж території. Проте ця різниця невелика.

Для щоденного опрацювання результатів спостережень використовували Систему моніторингу викидів тепла і виявлення потенційно-небезпечних пожеж, яка розроблюється в УкрГМІ, починаючи з 2020 р. [22–27]. Вона є набором скриптів на мові Python, які дозволяють створювати карти викидів тепла і масштабних займань на довільну дату. Важливі займання мають потужність більше 10 МВт для лісового масиву і 200 МВт для інших типів землекористування. Але досліджувалися всі займання, навіть з невисокою потужністю.

Викиди тепла одного супутника об’єднували в один осередок, якщо відстань між ними складала менше 2 км. Це значення взято із наступних міркувань: відстань між сусідніми пікселями спектро-радіометра MODIS, який встановлений на борту супутників NASA Aqua і Terra, складає 1,1 км., у спектро-радіометра VIIRS — це значення менше 375 м. Таким чином, якщо відстань між сусідніми осередками буде до 500 метрів, вони гарантовано потраплять на сусідні пікселі, і відстань між термоцентрами складатиме 1,1 км, а якщо більше — 700–900 метрів, осередки можуть потрапити на різні пікселі спектро-радіометра і відстань між ними буде 2,2 км. Тому значення від 2,0 км дозволяє однозначно вивести

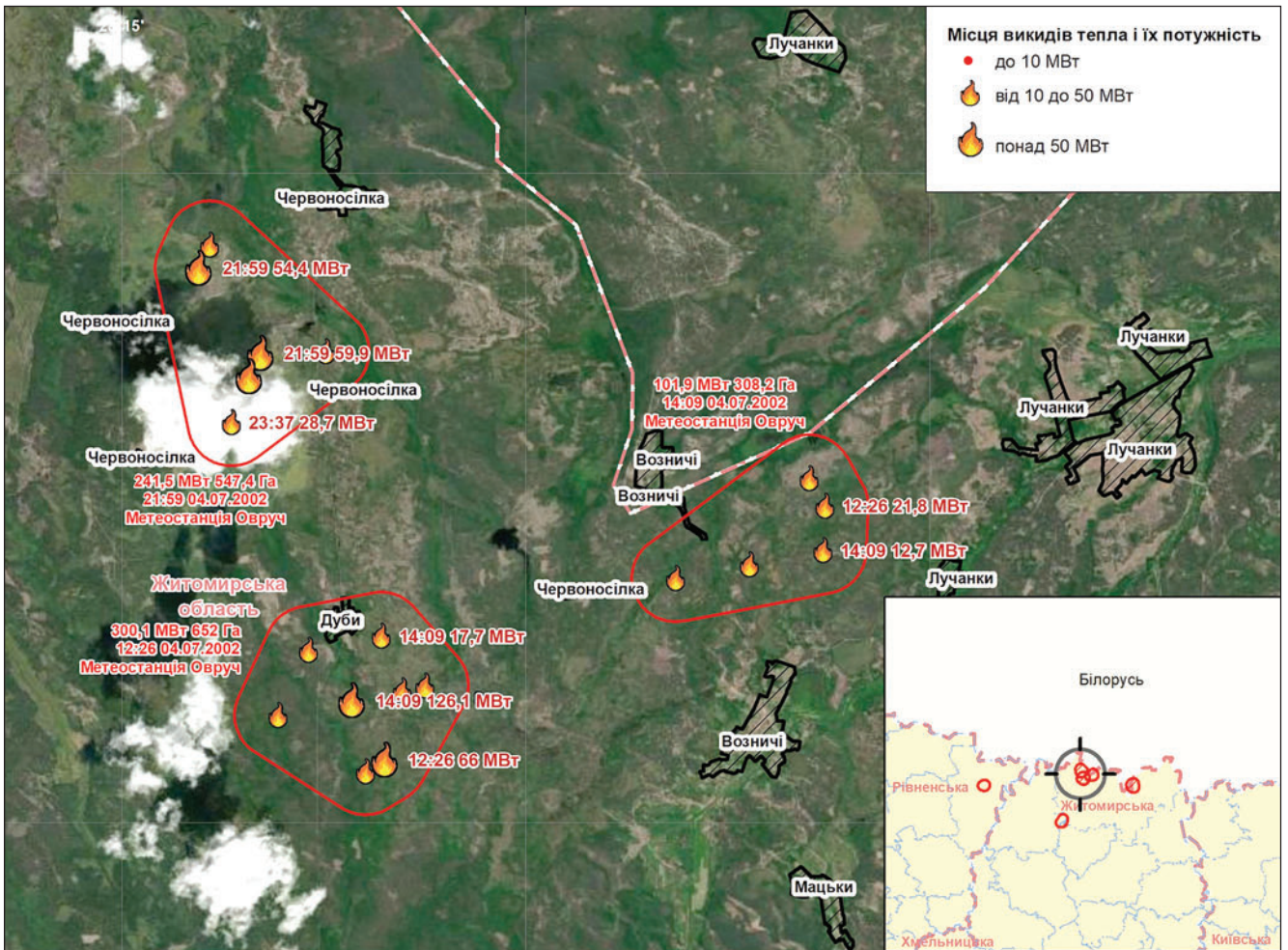


Рис. 1. Одна з перших пожеж у Житомирській області з початку супутникових спостережень. 4 липня 2002 р.

контур цілісного осередку пожежі [1]. Методика визначення відстані між термоточками для утворення осередків пожеж наведена у праці [3]. Контур осередку проводився за крайніми термоточками масиву, для нього підраховувалася сумарна потужність усіх викидів тепла, які потрапляють до нього, а також його площа. Для якісного відображення і зручного сприйняття осередку на картах навколо нього проводився буфер радіусом 1 км, саме він показаний на всіх нижченаведених картах.

Для точного встановлення походження пожеж створені карти співставлялися із інформацією про обстріли територій та займання в результаті цих обстрілів, які публікувалися на інформаційних порталах і в соціальних мережах. Пожежі від бойових дій порівнювалися із розробленим раніше набором карт масштабних лісових пожеж практично на весь період супутникових спостережень, з 2000 по 2020 рр. (рис. 1). Також виконувалося порівняння виявлених осередків із актуальними космічними знімками середньої роздільної здатності, розміщеними на тому ж ресурсі (FIRMS). Це дозволяло

отримувати підтвердження великих осередків за димовим шлейфом.

ВИКЛАД ОСНОВНОГО МАТЕРІАЛУ З ОБҐРУНТУВАННЯМ НАУКОВИХ РЕЗУЛЬТАТІВ

Слід уточнити, що викиди тепла розміщуються не на місці осередків пожежі, а в центрі комірок регулярної віртуальної матриці, повернутої на певний кут, яка виникає під час сканування Земної поверхні, індивідуальної для кожного супутника. Це частково описано у праці [13], однак потребує уточнення. На рис. 2а зображено займання на полі біля с. Семиполки Броварського району Київської області. На ньому займання виникло виключно на сільськогосподарському угідді, однак відображається й на території населеного пункту. Займання є витягнутим вздовж напрямку сканування, можливо має кілька неінтенсивних осередків через невелику кількість горючого матеріалу. Імовірно на полі горять залишки стерні або бур'яни. Викиди тепла на рис. 2б створюють ілюзію їх розміщення на місці найбільших осередків. Однак останні не можуть

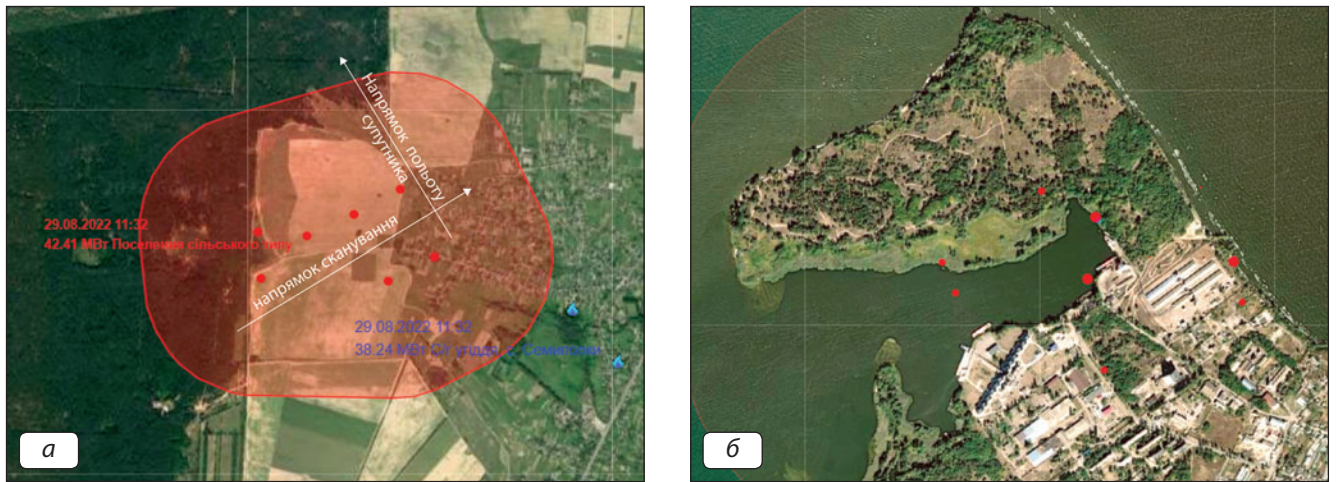


Рис. 2. Особливості розміщення викидів тепла: *а* — чітко вздовж лінії сканування; *б* — накладення викидів тепла від кількох супутників

бути на відкритій воді. Відповідно, до осередку займання, він розміщений північніше і східніше на 20–200 м, на березі.

Далі по тексті наведені *ознаки*, за якими виділяються “бойові” пожежі. Ознаки 7–9 вказують на займання не від військових дій.

Ознака 1. Нетипові ділянки для виникнення пожеж, на яких пожежі не фіксувалися продовж всього часу супутникових спостережень. До таких нале-

жать території населених пунктів, особливо великих і середніх міст. У випадку фіксації багатьох викидів тепла з високою імовірністю можна стверджувати про обстріл населеного пункту. На *рис. 3* більша частина викидів тепла розміщується в центрі м. Бахмут. Незважаючи на те, що один із викидів тепла потрапляє на зруйновану ще до початку бойових дій ТЕЦ, кількість викидів тепла й раптовість їх появи, а також відсутність природних горючих матеріалів

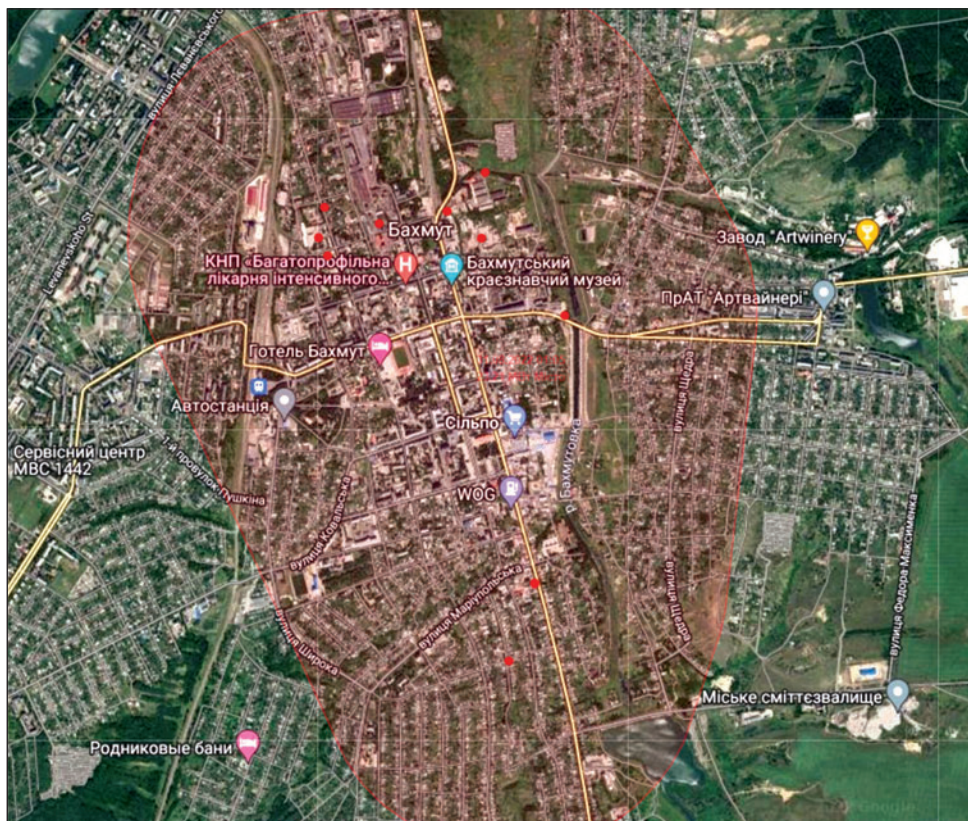


Рис. 3. Викиди тепла у м. Бахмут станом на 31 серпня 2022 р.

і розташування поряд із зоною бойових дій вказує саме на займання від останніх.

Вияток. Є ряд територій, на яких періодично фіксуються викиди тепла: на металургійних, коксохімічних та цементних заводах розігріті поверхні (печі) сприймаються супутниками як невеликі пожежі; рекреаційні й заповідні території (осінь і весна, літо); лісові масиви з вирубанними ділянками (літо, осінь); сміттєзвалища, території біля нафтопереробних заводів, ферм (часто у вихідні дні); сільськогосподарські угіддя, окремі луки і заболочені території — після збору врожаю і під час підготовки до посівної (липень, серпень, жовтень, березень). Як правило, займання на цих територіях не є ознакою бойових дій. Швидше навпаки — відсутність діяльності на територіях заводів може вказувати на бойові дії й пошкодження самих підприємств і комунікацій.

Ознака 2. Займання, які охоплюють території з різним типом землекористування: поєднання сільгоспугідь, лук, забудованих територій і лісів без чіткого домінування якогось типу, як правило, означають наявність певної, досить потужної сили, яка зумовила ці займання, відмінної від господарської діяльності людини. У березні 2022 р. (22, 23, 28 числа) сталися найбільші (по інтенсивності займань) бойові дії біля м. Київ, які охопили різні за призначенням землі (рис. 4). На користь такого походження займань свідчать їх розташування й потужність.

Ознака 3. Неправильна форма контурів займання. Як правило, навіть потужні займання, які походять від природних або цивільних техногенних причин, на початку мають овальну або округлену, тобто правильну форму. Округла форма характерна для пожежі, яка виникла з однієї або кількох близько розміщених точок і поширюється природньо. Вже згодом форма пожеж може змінитися — тривалі природні займання витягуються в напрямку вітру. Прикладом є форми згарищ від квітневих пожеж 2020 року. Займання від обстрілів, у багатьох випадках, відразу після виникнення має лінійну, занадто витягнуту або трикутну форми (рис. 4 і 5). Витягнута форма займання може бути пов'язаною з формою ураженого об'єкту під час його комплексного знищення.

Ознака 4. Занадто потужне займання (рис. 6) або їх велика кількість (рис. 4), що є не характерним для території, яка опинилася під вогнем. Природні пожежі також бувають досить потужними, особливо лісові. При цьому наявні великі кластери з термоточок. Однак важливим для правильної ідентифікації пожежі від бойових дій є її "раптова" поява на місці, на якому впродовж попереднього сканування (4–12 годин тому) її не було виявлено.

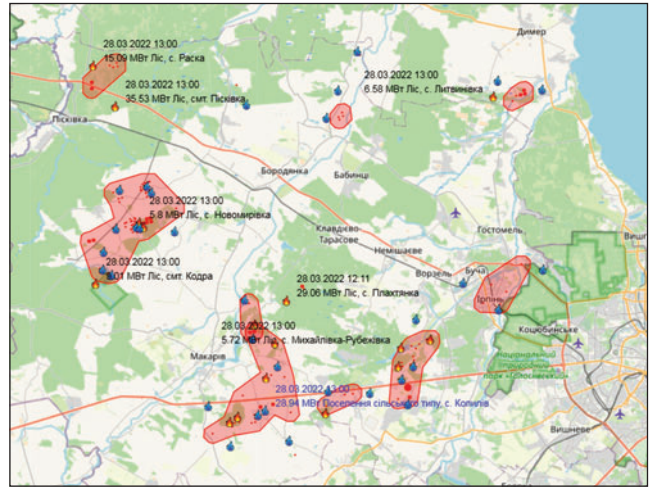


Рис. 4. Території з різним типом користування, охоплені займанням в поєднанні з неправильними контурами пожеж та їх кількістю



Рис. 5. Витягнуте вздовж однієї осі займання під час обстрілу м. Донецьк в ніч на 11 серпня 2022 р.

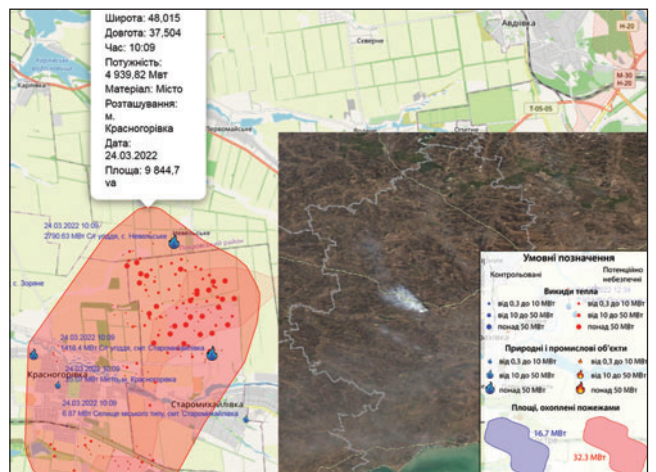


Рис. 6. Потужне займання біля Зони розмежування із тимчасово окупованою Донецькою областю. На вірзці показаний актуальний космічний знімок із димовим шлейфом від пожежі

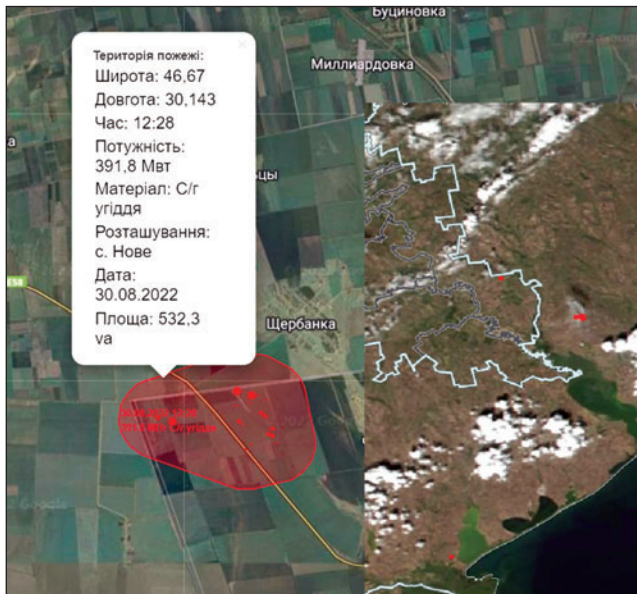


Рис. 7. Займання в Одеській обл. і задимлення від неї на космічному знімку

Пожежі на підприємствах, складах, торговельних центрах (не військового характеру) також можуть підпадати під цю категорію. Однак такі пожежі відбуваються досить нечасто, а масштабна пожежа на незадіяній у господарському відношенні території є явною ознакою бойових дій.

Виняток. Не можна механічно відносити пожежі до тих, які виникли внаслідок бойових дій, а лише із врахуванням логіки й бажано кількох підтверджуючих факторів. Зокрема, пожежа в Одеській області (рис. 7) ймовірно має господарське походження.

Ознака 5. Займання в нетиповий для даної території час, тобто невідповідність часу виникнення займання (особливо для незабудованих територій). Для сільгоспугідь — це весь рік, крім березня, липня і серпня, а також жовтня. Для природних рекреаційних територій — частина року з жовтня по квітень включно.

Ознака 6. Одночасне виникнення займань в кількох населених пунктах (рис. 8). У багатьох про-

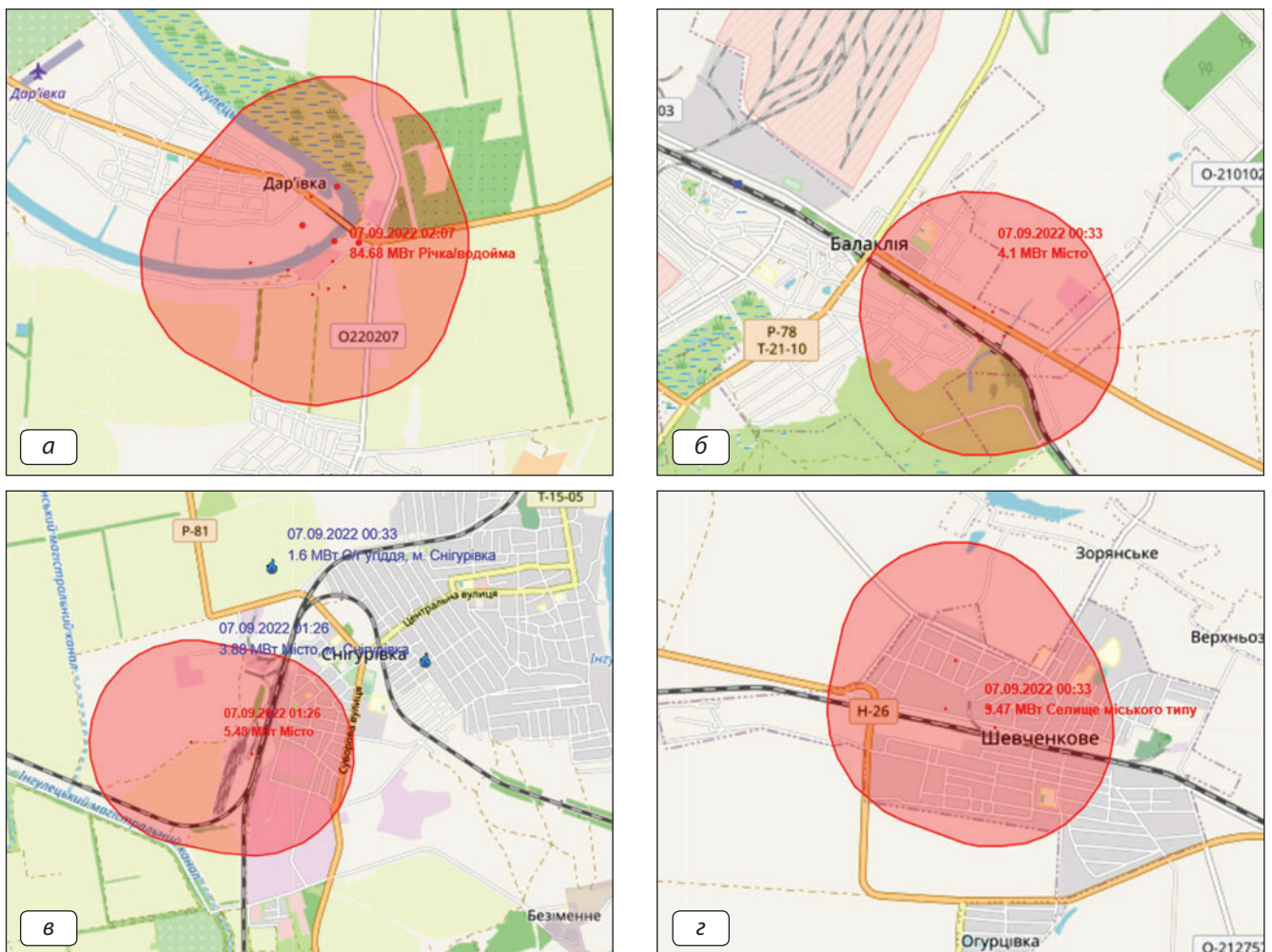


Рис. 8. Одночасне займання в кількох населених пунктах вночі 7 вересня 2022 р.: а — с. Дарівка Херсонського району Херсонської обл.; б — м. Балаклія Харківської обл.; в — м. Снігурівка Баштанського району Миколаївської обл.; г — смт. Шевченкове, Куп'янський район, Харківська обл.

мислових містах, які мають на своїй території великі металургійні, коксохімічні або хімічні підприємства, на зразок Кривого Рогу (Криворіжсталь), Запоріжжя (Запоріжсталь), Макіївка (Макіївський металургійний завод), Алчевськ (Алчевський металургійний комбінат), викиди тепла фіксуються щодоби. Вони не є наслідком військових дій, оскільки мали місце впродовж всієї історії супутникових спостережень. Викиди тепла на території цих міст відбуваються на промислових майданчиках і не зачіпають житлової забудови. Тому поява на забудованих територіях одночасно в кількох населених пунктах груп викидів тепла з високою долею імовірності означає обстріл. Однак самі по собі обстріли рідко приводять до займань, особливо в багатоповерхових спорудах. Займання виникають тільки у випадку пошкодження газопроводів, автозаправних станцій, наявності територій з сухою рослинністю, лісу або дерев'яних будівель.

Слід виділити ряд альтернативних ознак, які вказують на займання від невійськових (антропогенних або стихійних) причин.

Ознака 7. Не можна гарантовано віднести до пожеж, які виникли внаслідок бойових дій, ті займання, які виникають на місцях попередніх досить сильних пожеж. Одною із таких є північна ділянка Зони відчуження біля смт. Вільча, с. Зимовище і с. Шепеличі Іванківського (Вишгородського) району. Потужні поклади торфу та, ймовірно, вирубування лісу один раз на кілька років приводять до масштабних займань. Незважаючи на близьке розташування державного кордону з Республікою Білорусь, ці займання мають господарське походження. Однак це не виключає те, що вони також можуть бути спровоковані військовими діями. Займання в цьому ж місці виникає з тривалого тління і поступового збільшення інтенсивності пожежі. Цю особливість можна віднести до ознаки 8 — поступове, повільне збільшення пожежі впродовж кількох днів.

Ознака 9. Не відносимо до військових пожеж ті займання, які виникли на рекреаційних терито-

ріях поза зоною бойових дій. Не зважаючи на те, що ракетні обстріли можуть відбуватися на великій відстані від зони розмежування сухопутних військ, така пожежа матиме локальне значення. Її не можна порівнювати за масштабом з пожежею, яка виникла від артилерійського площинного обстрілу для покриття значної території.

ВИСНОВКИ

Тому вперше у практиці українських дослідників визначено дешифрувальні ознаки пожеж, які виникли від військових дій, за даними супутникових спостережень в інфрачервоному спектрі. Нетипове розміщення викидів тепла і характеристики пожежі: обриси контуру, час і місце появи, надмірна потужність, велика кількість осередків — все це є ознаками артилерійського або повітряного обстрілу значної площі. Крім цього, пожежі від бойових дій поєднують у собі кілька ознак: неправильність контурів і їх чисельність (обстріл по кількох площах), нетиповий час виникнення, багато осередків і потужність займання (знищення врожаю), охоплення кількох видів землекористувань і відсутність на цих територіях пожеж впродовж часу спостережень. Проте картографічний підхід дозволяє отримати не лише якісні, а й кількісні характеристики пожеж. Критерії ототожнення пожеж від бойових дій за потужністю викидів тепла внаслідок процесів горіння дозволять з більшою точністю класифікувати останні, а також визначити їх числові характеристики (площу, потужність, об'єм згорілої рослинності або будівельних матеріалів). Для цього потрібно розробити методіку перерахунку оптичних характеристик відбитого випромінювання у дальньому інфрачервоному спектрі електромагнітних хвиль (радіаційної температури) у значення потужності виділення тепла. Ця методіка насамперед дозволить підрахувати обсяги збитків, які завдаються ландшафтам та атмосферному повітрю, як це було визначено у статтях [21, 26].

ЛІТЕРАТУРА / REFERENCES

1. Бондар О. І., Іваненко І. Б., Шусть В. І., Канцурак В. В., Кохан О. В. Удосконалення екологічного контролю щодо особливо небезпечних територій за допомогою засобів космічного зондування. *Екологічні науки*. 2020. **5** (32). 8. [Bondar O., Ivanenko I., Shust V., Kantsurak V., Kokhan O. (2020). Improving environmental control of particularly dangerous areas with the help of space probing. *Ecological sciences*. **5** (32). 8] [In Ukrainian].
2. Вишняков В.Ю., Нагаєвський В.М., Шелестюк Ю.О. Аналіз та реалізація моделей моніторингу підстильної поверхні за даними Suomi NPP. *Екологічна безпека та природоохористування*. 2015. **2** (18). 87–94.
3. Гаврись А.П., Моренюк Р.Я., Гарасимюк І.М. Метод просторового розміщення пожежонебезпечних ділянок на підставі даних дистанційного зондування землі. *Науковий вісник НЛТУ України*. 2019. **29**. 8. 36–42. [Havrys A. P., Moreniuk R. Ya., Harasymiuk I. M. (2019). Method of fire areas localization on the basis of remote sensing data. *Scientific Bulletin of UNFU*. **29**. 8. 36–42] [In Ukrainian].
4. Vyshniakov V.Yu., Nahaievskiy V.M., Shelestiuk Yu.O. (2015). Analysis and implementation of subsoil monitoring models based on Suomi NPP data. *Environmental safety and nature management*. **2** (18). 87–94] [In Ukrainian].

4. Гапон С.В., Путренко В.В. Моніторинг пожеж на території об'єднаних територіальних громад засобами геоматики. *Екологія. Людина. Суспільство: матеріали XXI Міжнародної науково-практичної конференції* (Київ, 2020). 283–284.
[Hapon S.V., Putrenko V.V. (2020). Fires monitoring proceeded on the territory of united territorial communities by means of geomatics. *Ecology. Man. Society: materials of the XXI International Scientific and Practical Conference* (Kyiv, 2020). 283–284] [In Ukrainian].
5. Дубровський В., Пархісенко Я.В., Петроченко О.Ю., Потапенко Л.С., Рябоконеко О.Д., Штепа Ю.Н. Космічний моніторинг лісових пожеж за знімками NOAA в УЦМЗР. *Космічна наука і технологія*. 2002. **8**. 2–3. С.246–248.
[Dubrovskiy V., Parkhisenko Ya.V., Petrochenko O.Yu., Potapenko L.S., Riabokonenko O.D., Shtepa Yu.N. (2002). Space monitoring of forest fires based on NOAA images at UCMZR. *Space science and technology*. **8**. 2–3. 246–248] [In Ukrainian].
6. Жолобак Г. М. Вітчизняний досвід супутникового моніторингу лісових масивів України. *Космічна наука і технологія*. 2010. **16**. 3. 46–54.
[Zholobak H. M. (2010). National experience of satellite monitoring of forest areas of Ukraine. *Space science and technology*. **16**. 3. 46–54] [In Ukrainian].
7. Зібцев С.В., Сошенський О.М., Гуменюк В.В., Корень В.А. Багаторічна динаміка лісових пожеж в Україні. *Ukrainian Journal of Forest and Wood Science*. 2019. **10**. 3. С. 27–40.
[Zibtsev S.V., Soshenskiy O.M., Humeniuk V.V., Koren V.A. (2019). Long term dynamics of forest fires in Ukraine. *Ukr. Journal of Forest and Wood Science*. **10**. 3. 27–40] [In Ukrainian].
8. Зібцев С.В., Миронюк В.В. Аналіз просторово-часових особливостей кількості та площ природних пожеж на території Східної України (окупованих територій) [Електронний ресурс]. Київ : Регіональний Східноєвропейський центр моніторингу пожеж (REEFMC), Національний університет біоресурсів і природокористування України, 2018. 18 с. Режим доступу: nubip.edu.ua/sites/default/files/u184/osce_ato_fire_2013–2018_report.pdf.
[Zibtsev, S.V., Myroniuk, V.V. (2018). Analysis of spatial and temporal characteristics of the number and area of natural fires on the territory of Eastern Ukraine (occupied territories) [Electronic resource]. Kyiv: Regional Eastern European Fire Monitoring Center (REEFMC), National University of Bioresources and Nature Management of Ukraine, 18] [In Ukrainian].
9. Ліщенко Л.П., Шевчук Р.М., Філіпович В.Є. Методика супутникового моніторингу торфовищ з метою визначення їх пожежонебезпечного стану та оцінювання ризиків виникнення пожеж на них. *Український журнал дистанційного зондування Землі*. 2022. **9** (1). С. 17. <https://doi.org/10.36023/ujrs.2022.9.1.210>.
[Lishchenko L.P., Shevchuk R.M., Filipovych V.Ye. (2022). Methodology of satellite monitoring of peatlands for the purpose of determining their fire-hazardous state and assessing the risks of fires occurring on them. *Ukrainian Journal of Earth Remote Sensing*. **9** (1). 17] [In Ukrainian].
10. Орещенко А.В., Осадчий, В.І., Савенець, М.В., Балабух В.О. Виявлення і моніторинг потенційно небезпечних пожеж на території України за даними супутникового сканування. *Вісник Національної академії наук України*. 2020. **11**. 33–44.
[Oreshchenko A.V., Osadchyi V.I., Savenets M.V., Balabukh V.O. (2020). Detection and monitoring of potentially dangerous fires on the territory of Ukraine based on satellite scanning data. *Visnyk of the National Academy of Sciences of Ukraine*. **11**. 33–44] [In Ukrainian].
11. Орещенко А.В. Проект "Система моніторингу лісових пожеж": як це зроблено? — технології та компетенції. *Українське Полісся: проблеми та тренди сучасного розвитку: матеріали II Всеукраїнської науково-практичної конференції* (м. Ніжин, 10–11 лютого 2022 року). Ніжин: НДУ ім. Гоголя, 2022. С. 110–114.
[Oreshchenko A. (2022). The project "Forest fire monitoring system": how is it done? — technologies and competencies. *Ukrainian Polissia: problems and trends of modern development: materials of the II All-Ukrainian Scientific and Practical Conference* (Nizhyn, February 10–11, 2022). Nizhyn: NSU named after Gogol, 110–114] [In Ukrainian]
12. Постова А. Пожежі в екосистемах України через бойові дії. *Проблеми раціонального використання соціально-економічного, еколого-енергетичного, нормативно-правового потенціалу України та її регіонів: тези II Міжнародної науково-практичної конференції* (м. Луцьк, 1 червня 2022 року). Луцьк: Волиньполіграф, 2022. 65 с.
[Postova A. (2022). Fires in the ecosystems of Ukraine due to hostilities. *Problems of the rational use of the socio-economic, ecological-energy, regulatory and legal potential of Ukraine and its regions: abstracts of the 2nd International Scientific and Practical Conference* (Lutsk, June 1, 2022). Lutsk: Volyn Polygraph, 65.] [In Ukrainian]
13. Савков П., Левінськова Н., Бондарчук Г., Постарниченко Н. Геоінформаційні системи в моніторингу лісових ресурсів. *Військово-спеціальні науки*. 2021. **1** (45). 71–75. DOI: <https://doi.org/10.17721/1728–2217.2021.45.71–74>.
[Savkov P., Levinskova N., Bondarchuk H., Postarnychenko N. (2021). Geoinformation systems in the monitoring of forest resources. *Military-Special Sciences*. **1** (45). 71–75] [In Ukrainian].
14. Талерко М.М. Застосування величини FRP (Fire Radiative Power) для оцінки емісії радіонуклідів в атмосферу внаслідок лісових пожеж у зоні відчуження у квітні 2020 р. *Ядерна енергетика та довкілля*. 2020. **4** (19). 66–74. doi.org/10.31717/2311–8253.20.4.8
[Talerko M. (2020). Application of the FRP (Fire Radiative Power) value to estimate the emission of radionuclides into the atmosphere due to forest fires in the exclusion zone in April 2020. *Nuclear power and environment*. **4** (19). 66–74] [In Ukrainian].
15. Ahmad A.A. Alkhatib (2014). A Review on Forest Fire Detection Techniques. *International Journal of Distributed Sensor Networks*. Article ID 597368, 12 p. <http://dx.doi.org/10.1155/2014/597368>.
16. Sofiev M., Vankevich R., Lotjonen M. et al. (2009). An operational system for the assimilation of the satellite information on wild-land fires for the needs of air quality modelling and forecasting. *Atmos. Chem. Phys*. **9**. 6833–6847.
17. Baird R.A. (2006). Pyro-Terrorism — The Threat of Arson-Induced Forest Fires as a Future Terrorist Weapon of Mass Destruction. *Studies in Conflict & Terrorism*. **29**. Issue 5. 415–428. <https://doi.org/10.1080/10576100600698477>.
18. Dinc P., Eklund L., Shahpurwala A. et al. (2021). Fighting Insurgency, Ruining the Environment: the Case of Forest Fires in the Dersim Province of Turkey. *Human Ecology*. **49**. 481–493. <https://doi.org/10.1007/s10745–021–00243-y>.
19. Dinc P. (2021). Forest Fires in Dersim and Sirnak. Conflict and Environmental Destruction // Ecological solidarity and the kurdisch freedom movement: Thought, practice, challenges, and opportunities. Lund: Ecological Solidarity and the Kurdisch Freedom Movement, 266 p.

20. Finch F.R. (1996). This Land Is Our Land: The Environmental Threat of Army Operations. *International Law Studies*. **69**. 99–115.
21. Ichoku C.A. Kaufman J.Y. (2005). Method to Derive Smoke Emission Rates from MODIS Fire Radiative Energy Measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. **43** (11). 2636–2649.
22. Khoir A.N., Ooi M.C.G., Liew J., Suradi, Kurniawan A., Ni'amilah A. (2021). MODIS-derived fire spatial and temporal distribution during haze season in Southeast Asia using empirical orthogonal function. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 880 012003. doi:10.1088/1755-1315/880/1/012003.
23. Lawrence M.J., Stemberger H.L.J., Zolderdo A.J., Struthers D.P., Cooke S.J. (2015). The effects of modern war and military activities on biodiversity and the environment. *Environmental Reviews*. **23**. 4. 443–460. <https://doi.org/10.1139/er-2015-0039>.
24. Lishchenko L., Pazynysh N. (2016). Monitoring of peat bogs areas to identify fire hazards by remote sensing. *Ukrainian journal of remote sensing*. **8**. 29–39.
25. The Environmental Consequences of War: Legal, Economic, and Scientific Perspectives. Jay E. Austin (Ed.), Carl E. Bruch (Ed.). (2007). Cambridge: Cambridge University Press, 712 p.
26. Vadrevu K., Lasko K. (2018). Intercomparison of MODIS AQUA and VIIRS I-Band Fires and Emissions in an Agricultural Landscape — Implications for Air Pollution Research. *Remote Sens*. **10**. 978.
27. Wan C., Roy S.S. (2022). Geospatial characteristics of fire occurrences in southern hemispheric Africa and Madagascar during 2001–2020. *Journal of Forestry Research*. <https://doi.org/10.1007/s11676-022-01487-0>.
28. Yuan C., Zhang Y., Liu Z. (2015). A survey on technologies for automatic forest fire monitoring, detection, and fighting using unmanned aerial vehicles and remote sensing techniques. *Canadian journal of forest research*. **45**. 783–79. dx.doi.org/10.1139/cjfr-2014-0347.

A.V. Oreshchenko

Ukrainian Hydrometeorological Institute of State Emergency Service of Ukraine and National Academy of Sciences of Ukraine

SIGNATURES OF WILDFIRES CAUSED BY HOSTILITIES USING THE RESULTS OF SPACE PHOTOGRAPHY

There are no scientific works to present date, which would reveal the issue of separating fires from atypical causes from others caused by economic and recreational activities, using satellite infrared imaging. The purpose of this study is to establish the special deciphering signatures of atypical fires. Deciphering fires is their classification according to a number of characteristics: area, power, contour configuration, etc. For this research we used the data from FIRMS (Fire Information for Resource Management System) supplied by NASA, USA. Fire monitoring was daily carried out, starting in April 2020 when intense forest fires began in Ukraine, including the period of russian aggression, until September 2022. There are compared the data from

space imagery in the infrared spectrum, visible (mid-resolution daytime space images) and news in mass media. For each fire there are calculated the area using the extreme points of the contour and the total power of the hot spots that fell into this contour. The data were received twice a day for each fly-around of the satellites. A number of criteria were identified which indicate the military origin of fires. These are fires in built-up areas, the irregular shape of fires contours, coverage of territories with different types of land use, too powerful ignitions and fires at an atypical time for the area. We can consider with a high probability that fires which have economic and recreational origin are arisen at the places of previous fires and which spread gradually over several days, and fires of low and medium power outside the collision zone. For the first time, the analysis of fires based on the results of space photography during the military conflict was performed and decipherable signs of fires from combat operations were identified. There are the conclusion that the results of this study may be needed to determine the amount of damage caused by russian aggression.

Keywords: deciphering, fires, combat operations, FIRMS, hot spots, criteria.

УПРАВЛІННЯ ВОДНИМИ РЕСУРСАМИ

Є.В. Василенко

evg_vasylenko@ukr.net

О.В. Кошкіна

olga.koshkina@ukr.net

Ю.Б. Набиванець

krava@uhmi.org.ua

Т.В. Маслова

tetjana_maslowa@ukr.net

К.В. Кошкін

kirill20@ukr.net

Український гідрометеорологічний інститут
ДСНС України та НАН України,
Київ

УДК 556.5.012

ГІДРОМОРФОЛОГІЧНИЙ МОНІТОРИНГ МАСИВІВ ПОВЕРХНЕВИХ ВОД КАТЕГОРІЇ “РІЧКИ”: ПРОТОКОЛ ДОСЛІДЖЕННЯ МІСЦЕВОСТІ

Україна здійснює процес реформування системи управління водними ресурсами відповідно до вимог Директиви 2000/60/ЄС Європейського парламенту та Ради “Про встановлення рамок діяльності Співтовариства в галузі водної політики” від 23 жовтня 2000 року (ВРД ЄС). 1 січня 2019 вступив у силу новий порядок здійснення державного моніторингу вод. Програма державного моніторингу вод включає проведення спостережень за біологічними, фізико-хімічними та гідроморфологічними показниками. Для проведення гідроморфологічного моніторингу важливим етапом є розроблення єдиної форми протоколу дослідження місцевості, який є обов’язковим при проведенні гідроморфологічного моніторингу гідрометеорологічними організаціями ДСНС України. У статті описано показники і характеристики, які включено до розробленого нами протоколу дослідження місцевості, які надають загальну інформацію щодо головної одиниці гідроморфологічного моніторингу масиву поверхневих вод категорії “Річки” — ділянки обстеження.

Ключові слова: гідроморфологічний моніторинг, масиви поверхневих вод, ділянка обстеження, протокол дослідження місцевості, русло, прибережна зона, заплава.

ВСТУП

Україна здійснює процес реформування системи управління водними ресурсами, відповідно до вимог ВРД ЄС [20] та Угоди про асоціацію між Україною та Європейським Союзом, Європейським співтовариством з атомної енергії і їхніми державами-членами. Відображенням змін у законодавстві України [2] та реформування системи управління водними ресурсами стало прийняття Постанови Кабінету Міністрів України від 19 вересня 2018 р. № 758 “Про затвердження Порядку здійснення державного моніторингу вод” [6], який почав діяти в Україні з 1 січня 2019 року та запровадив нову європейську систему моніторингу водних ресурсів. Згідно з постановою, програма державного моніторингу вод повинна містити інформацію щодо біологічних, фізико-хімічних та гідроморфологічних показників. Якість масивів поверхневих вод (МПВ) повинна бути визначена за п’ятьма класами екологічного стану та двома класами хімічного стану.

Гідроморфологічні показники є необхідними для загальної оцінки екологічного стану МПВ, що у свою чергу є невід’ємною частиною планів управління річковими басейнами, які розробляються кожні шість років. У зв’язку з цим перед Україною по-

стало завдання впровадження гідроморфологічного моніторингу та розроблення методик гідроморфологічного моніторингу МПВ категорії “Річки” та протоколів для проведення оцінювання гідроморфологічних показників. Розроблені методики гідроморфологічного моніторингу допомагають при встановленні екологічного стану МПВ та визначенні заходів, спрямованих на збереження, підтримку та покращення їх екологічного стану.

Мета нашої роботи полягала у розробленні форми протоколу дослідження місцевості, заповнення якого є обов’язковим при проведенні гідроморфологічного моніторингу гідрометеорологічними організаціями ДСНС України.

СТАН ВИВЧЕННЯ ПИТАННЯ

Протягом останніх двадцяти років у Європі відбулися значні концептуальні зміни в питаннях оцінки якості водних об’єктів, включаючи здійснення гідроморфологічного моніторингу. Починаючи з кінця 90-х років минулого століття, деякі європейські країни почали розробляти власні національні або басейнові методики оцінки гідроморфологічних показників річок [11–13, 16, 18], які відповідають загальноєвропейським стандартам. На даний час

існують національні методики Австрії, Німеччини, Словаччини, Чехії, Словенії, Румунії та інших країн [8, 13, 17, 19].

До того як в Україні почалось впровадження європейських підходів у водній політиці, українськими вченими-гідрологами були здійснені перші кроки в оцінці гідроморфологічного стану річок.

Найбільш вагомі узагальнення щодо екологічних аспектів взаємодії системи “потік–русло–заплава” та обґрунтувань щодо моніторингу руслових процесів для гірських річок України були здійснені в Київському національному університеті імені Тараса Шевченка під керівництвом професора О.Г. Ободовського [1, 3–5], які багато в чому узгоджуються з європейськими підходами щодо гідроморфологічної оцінки якості річок.

Фахівцями Інституту водних проблем і меліорації НААН України було проведено оцінювання гідроморфологічного стану ділянки р. Ірпінь та малих річок у межах м. Києва згідно з положенням ВРД ЄС [7, 15].

У рамках проекту ЄС APENA “Підтримка України в апроксимації напрацьованого законодавства ЄС у сфері навколишнього середовища” (2017–2018 рр.) проведено ряд семінарів-тренінгів з гідроморфологічного моніторингу під керівництвом співробітників Українського гідрометеорологічного інституту (УкрГМІ) ДСНС України та НАН України.

З метою забезпечення науково-методичної підтримки проведення гідроморфологічного моніторингу, УкрГМІ ДСНС України та НАН України було розроблено Методику гідроморфологічного моніторингу МПВ категорій “Річки” та “Озера”, яка затверджена наказом Українського гідрометеорологічного центру ДСНС України № 23 від 19.02.2019. Методика ґрунтується на положеннях європейських керівних стандартів з визначення ступеню модифікації гідроморфології річок EN 15843:2010 та EN 14614:2004 [9, 10], які були розроблені Технічним Комітетом CEN/TC 230 “Water analysis” та подібного стандарту для озер (EN 16870). Крім того, під час розроблення методики були використані наробики учених Словаччини [18], Хорватії [14] та України.

ВИКЛАД ОСНОВНОГО МАТЕРІАЛУ

Гідроморфологічний моніторинг здійснюється шляхом поєднання польових досліджень та допольової роботи (збір інформації). Головною одиницею моніторингу, за якою встановлюється гідроморфологічний стан МПВ категорії “Річки”, є ділянка обстеження (ДО). Ширина русла є критерієм визначення протяжності ДО. Місце розташування ділянок обстеження встановлюється за топографічними картами, космоснімками і картами МПВ та уточняється

під час польових досліджень. Ділянка обстеження має включати в себе точку відбору проб води на гідробіологічні та гідрохімічні показники, яка може знаходитися посередині ділянки обстеження, на її початку або вкінці.

Загальний алгоритм визначення ДО зображений на рис. 1.

Результати гідроморфологічного моніторингу заносяться у дві протокольні форми:

- Протокол дослідження місцевості;
- Протокол оцінки гідроморфологічного стану.

Починаючи з 2019 року, в Україні розпочато проведення моніторингу на МПВ, який є складовою програми державного моніторингу поверхневих вод. Після проведення перших польових гідроморфологічних досліджень масивів поверхневих вод категорії “Річки” в межах районів річкових басейнів Дон (рівнинні річки) та Дністер (гірські річки) фахівцями УкрГМІ були зроблені висновки стосовно того, що протокольні форми, у основу яких лягли розробки європейських вчених, потребують їх адаптації в залежності від фізико-географічних та гідроморфологічних умов українських річок. Крім того, виникла необхідність у врахуванні доступності інформації для допольового збору даних, які вносяться до протоколу дослідження місцевості. На основі вищезазначеного для України розроблена єдина форма протоколу дослідження місцевості.

Протокол дослідження місцевості. Протокол дослідження місцевості містить ряд показників, що використовуються для опису МПВ і прилеглої території. Він також використовується для ідентифікації ділянки обстеження та заповнюється до виїзду в поле з подальшим внесенням правок під час польових досліджень. Більшість показників, які включено до протоколу, визначаються за допомогою карт (площа водозбору, відстань від гирла, ширина русла та ін.). Крім того, рекомендується використання різних довідників та інших джерел інформації. До протоколу дослідження місцевості вносяться



Рис. 1. Алгоритм встановлення ділянки обстеження на масиві поверхневих вод

дані про дослідника, дата дослідження, схема та космоснімок місцевості, а також фотознімки окремих частин ділянки обстеження (відрізків обстеження).

Протокол дослідження місцевості складається з п'яти окремих блоків:

1. Загальна інформація для ділянки обстеження (ДО);
2. Показники русла на ділянці обстеження;

3. Прибережна зона і заплава на ділянці обстеження;
4. Водозбірний басейн для ділянки обстеження;
5. Гідрологічні умови.

1. Загальна інформація для ділянки обстеження. Даний блок містить інформацію, яку використовують для ідентифікації місцевості й точного розташування ділянки обстеження в межах МПВ (табл. 1, рис. 2).

Таблиця 1. Перший блок протоколу дослідження місцевості

Інформація	Опис
1.1. Назва водного об'єкту	Назва річки, де проводиться обстеження.
1.2. Назва місцевості	Вказується найближчий населений пункт і географічна прив'язка до місцевості.
1.3. Код басейну (суббасейну)	Згідно з наказом Міністерства екології та природних ресурсів України від 26.01.2017 за № 25, код району річкового басейну формується з трьох знаків: перші два знаки є кодом моря: А6 — Балтійське море, М5 — Чорне море, М6 — Азовське море; третій знак є порядковим номером району річкового басейну (М5.1 — район басейну річки Дніпро; М5.2 — район басейну річки Дністер; М5.3 — район басейну річки Дунай; М5.4 — район басейну річки Південний Буг; М6.5 — район басейну річки Дон; А6.6 — район басейну річки Вісла; М5.7 — район басейну річок Криму; М5.8 — район басейну річок Причорномор'я; М6.9 — район басейну річок Приазов'я). Код суббасейну формується з чотирьох знаків: перші три знаки є кодом району річкового басейну (РБР), четвертий знак є порядковим номером суббасейну в межах відповідного району річкового басейну. Так, РБР Дніпро складається із п'яти суббасейнів (М5.1.1–М5.1.5), РБР Дунай — із чотирьох (М5.3.1–М5.3.4), РБР Дон — із двох (М6.5.1–М6.5.2) та РБР Вісли — із двох (М6.6.1–М6.6.2).
1.4. Номенклатура карти	Номенклатура топографічної карти (номер аркушу топографічної карти) масштабу 1:100 000.
1.5. Номер ДО	Номер ділянки обстеження в межах МПВ. Номер ДО складається з двох частин: унікального коду, який відповідає певній гідрометеорологічній організації ДСНС, яка здійснює моніторинг та з порядкового номера ДО. Такий порядковий номер є унікальним і присвоюється по мірі проведення моніторингу.
1.6. Назва річкового басейну	Назва району басейну річки подається за назвою головної річки.
1.7. Порядок річки	Наводиться номер порядку річки.
1.8. Координати ДО	Широта та довгота початку та кінця ділянки обстеження у десятковому форматі градусів (DD.DDDDD: 50.392027, 30.533568).
1.9. Абсолютна висота місцевості (м БС)	Висота початку та кінця ділянки обстеження над рівнем моря.
1.10. Середня ширина русла на ДО	Середнє значення із максимальної та мінімальної ширини русла у межах ділянки обстеження.
1.11. Тип МПВ	Зазначається код типу МПВ категорії "Річки". Наприклад, UA_R_16_S_1_Si — мала річка на низовині в силікатних породах у межах 16 екорегіону — Східні рівнини.
1.12. Код МПВ	Код МПВ категорії "Річка" згідно Державного водного кадастру. Наприклад, UA_M5.1.3_0432 — суббасейн Нижнього Дніпра та порядковий номер МПВ у загальному списку по Україні.
1.13. Схема (фрагмент топокарти)	Фрагмент топографічної карти та космоснімку ділянки обстеження (включно з заплавою). Фотознімок п'яти відрізків обстеження, на які поділяється ділянка обстеження.
1.14. Ким проведено дослідження	Прізвище дослідника (спостерігача), який виконує польове обстеження.

Інформація	Опис
1.15. Дата проведення дослідження	Дата проведення польових робіт.
1.16. Умови, які впливають на використання річки на ДО	Відмічається використання річки для різних цілей водокористування за категоріями: транспорт (судноплавство), скид стічних вод, водовідведення/водопостачання, рекреаційне використання, виробництво електроенергії не використовується.

1. ЗАГАЛЬНА ІНФОРМАЦІЯ ДЛЯ ДІЛЯНКИ ОБСТЕЖЕННЯ (ДО)




1.1. Назва водного об'єкту Мукша	1.2. Назва місцевості с. Нова Слобідка	1.3. Код басейну (суббасейну) M5.2	1.4. Номенклатура карти M-35-126
1.5. Номер ДО XV 0004	1.6. Назва річкового басейну Дністер	1.7. Порядок річки 1	
1.8. Координати ДО	Широта	Довгота	1.9. Абсолютна висота місцевості (м БС)
Початок ДО	48.632894	26.645223	154
Кінець ДО	48.631353	26.644819	152
1.10. Середня ширина русла на ДО 5,5	1.11. Тип МПВ UA_R_16_M_1_CA	1.12. Код МПВ UA_M5.2_0826	
1.13. Схема (фрагмент топокарти)	Фото		
			
Космоснімок			
1.14. Ким проведено дослідження Василенко Є.В.	1.15. Дата проведення дослідження 19.05.2021		
1.16. Умови, які впливають на використання річки на ДО (позначте за допомогою "X")			
Транспорт	<input type="checkbox"/>	Рекреаційне використання	<input type="checkbox"/>
Стічні води	<input type="checkbox"/>	Виробництво електроенергії	<input type="checkbox"/>
Водовідведення/водопостачання	<input type="checkbox"/>	Не використовується	<input checked="" type="checkbox"/>

Рис. 2. Перший блок протоколу дослідження місцевості

2. Показники русла на ділянці обстеження.

Показники цього блоку всебічно описують морфометричні характеристики річки, форму русла, його змінність, форму берегів, коливання глибин і будь-які зміни природних характеристик русла та берегів річки на ділянці обстеження (табл. 2).

3. Прибережна зона і заплава на ділянці обстеження. Показники цього блоку характеризують структуру рослинності та землекористування в прибережній зоні та на заплаві (табл. 3). Прибережна

зона оцінюється в межах 20/50 м (в залежності від ширини русла) від брівки берега.

4. Водозбірний басейн для ділянки обстеження. Блок описує переваги землекористування в межах всього водозбору для ДО. Вагомий тип землекористування оцінюється в тих же категоріях, як і на заплаві (табл. 3, показник 3.2).

5. Гідрологічні умови. До даного блоку відносяться такі показники як: середня багаторічна витрата води та зміни в гідрологічному режимі.

Таблиця 2. Перелік показників другого блоку протоколу дослідження місцевості

Показник	Опис
2.1. Площа водозбору (км ²)	Визначається з карт або з використанням ГІС. Площа водозбору повинна повністю включати ДО.
2.2. Відстань від гирла (км)	Визначається з карт або з використанням ГІС. Визначається до початку ДО.
2.3. Середній похил річки на ДО (м/км)	Похил річки визначається як різниця у висоті між початком та кінцем ділянки обстеження поділену на довжину ДО.
2.4. Поперечний переріз русла	Визначається тип поперечного перерізу русла на ділянці обстеження: природний, напівприродний, каналізований, одамбований, одамбований з відступом, штучний подвійний профіль.
2.5. Берегоукріплення	Відмічається наявність чи відсутність берегоукріплень. При наявності берегоукріплень відмічається їх тип: зрізані береги, дерев'яні палі, валуни/габіони, кам'яна кладка/валуни, сталеві палі, бетон.
2.6. Розміри поперечного перерізу	Визначаються фактична ширина русла та оціночна ширина між берегами. Фактична ширина русла визначається як відстань між урізами води. Оціночна ширина — це відстань між брівками лівого і правого берега.
2.7. Коливання глибини	Колівання глибини оцінюється як "низьке", "середнє" або "високе" в залежності від варіативності глибини у поперечному перерізі.
2.8. Покриття макрофітами	Покриття макрофітами ділянки обстеження оцінюється, як: немає, незначне покриття (1–20%), середнє покриття (20–50%) або значне покриття (>50%).
2.9. Схема форми русла	Оцінюється переважаюча форма русла на ділянці обстеження: пряме, меандруюче / слабомеандруюче, руслове багаторукав'я, переплетене / розгалужене (осередкове).
2.10. Форма річкової долини	Визначається тип долини річки в межах ділянки обстеження: вузький прохід, V-форма, мала U-форма, велика U-форма, непомітна річкова долина, асиметрична.
2.11. Наявність міграційних перешкод	Фіксується наявність перешкод для міграції риби, їх походження, відстань до перешкоди, її висота і наявність споруд для забезпечення міграції.

Таблиця 3. Перелік показників третього блоку протоколу дослідження місцевості

Показник	Опис
3.1. Рослинність в прибережній зоні	Оцінюється наявність таких категорій на ділянці обстеження: <ul style="list-style-type: none"> • суцільна лінія природних дерев; • окремі природні дерева; • висока трава/чагарники; • окремі нехарактерні дерева та кущі; • суцільна лінія нехарактерних дерев та кущів; • трава; • сільськогосподарські території; • викликані ерозією руйнування; • штучні споруди.

Показник	Опис
3.2. Переважаючий тип землекористування на заплаві	<p>Оцінюється тип землекористування на всій заплаві в межах ділянки обстеження за категоріями:</p> <ul style="list-style-type: none"> • будівлі (будинки, споруди, дороги); • природні або напівприродні відкриті землі; • сільське господарство; • прісна вода (озера та ін.); • природний ліс; • заболочена територія; • насадження.
3.3. Типи ґрунту	<p>Визначається переважаючий тип ґрунту. Також відмічається наявність інших типів ґрунту:</p> <ul style="list-style-type: none"> • пісок; • дрібнозернистий пісок; • глинистий пісок; • супісок; • глина; • органічний; • інший.

У пункті “Зміни в гідрологічному режимі” визначається вплив забору підземних вод і вплив забору/скиду поверхневих вод у даній місцевості, використовуючи наступні категорії: не впливає/незначний, помірний, значний.

ВИСНОВКИ

Ґрунтуючись на методиці гідроморфологічного МПВ категорії “Річки”, напрацюваннях європейських і українських учених, а також польових гідроморфологічних дослідженнях на річках України, у роботі описано характеристики та показники, які вносяться

до розробленого протоколу дослідження місцевості під час проведення гідроморфологічного моніторингу. Протокол дослідження місцевості поділений на п’ять блоків, які надають повну інформацію щодо розміщення ділянки обстеження, описують русло, береги річки, прибережну зону, заплаву на ділянці обстеження, водозбірну територію та гідрологічний режим. Представлена інформація буде корисною для оперативної роботи гідрометеорологічних організацій ДСНС України, які є відповідальними за проведення гідроморфологічного моніторингу МПВ категорії “Річки”.

ЛІТЕРАТУРА / REFERENCES

1. Данько К.Ю., Ободовський О.Г., Коноваленко О.С. Річкові водні об’єкти басейну Стиру та їх гідроморфологічний стан. *Фізична географія та геоморфологія*. 2014. **1**. 73–89. [Danko K.Yu., Obodovskyi O.H., Konovalenko O.S. (2014). Stir River Basin water bodies and their hydromorphological status. *Physical geography and geomorphology*. **1**. 73–89] [In Ukrainian].
2. Закон України “Про внесення змін до деяких законодавчих актів України щодо впровадження інтегрованих підходів в управління водними ресурсами за басейновим принципом”. URL: <http://zakon5.rada.gov.ua/laws/show/1641–193>. [Law of Ukraine “On amendments to some legislative acts of Ukraine concerning the implementation of integrated approaches to water resources management by river basin principle”] [In Ukrainian].
3. Ободовський О.Г., Розлач З.В., Ярошевич О.Є. Гідроморфологічна оцінка виділених поверхневих водних об’єктів межириччя Тиси і Туру: методичні рекомендації. Київ. 2014. 69 с. [Obodovskyi O.H., Rozlach Z.V., Yaroshevych O.Ye. (2014). Hydromorphological assessment of identified surface water bodies in-between of the Tisza and Tura rivers: methodological recommendation. Kyiv. 69 p.] [In Ukrainian].
4. Ободовський Ю.О., Хільчевський В.К., Ободовський О.Г. Гідроморфоекологічна оцінка руслових процесів річок верхньої частини басейну Тиси (в межах України). Монографія. За ред. О.Г. Ободовського. Київ, 2018. 193 с. [Obodovskyi Yu.O., Khilchevskiy V.K., Obodovskyi O.H. (2018). Hydromorphoecological assessment of the river bed processes of rivers in the upper Tisza river basin (within Ukraine). Monograph. Ed. O.H. Obodovskyi. Kyiv. 193 p.] [In Ukrainian].
5. Ободовський Ю.О., Хільчевський В.К., Ободовський О.Г., Коноваленко О.С. Гідроморфологічний стан річок верхньої частини басейну Тиси (в межах України). *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2016. **4** (43). 38–53. [Obodovskyi Yu.O., Khilchevskiy V.K., Obodovskyi O.H., Konovalenko O.S. (2016). Hydromorphological status of the rivers of the upper parts of the Tisza River Basin (within Ukraine). *Hydrology, hydrochemistry and hydroecology*. **4** (43). 38–53] [In Ukrainian].
6. Постанова Кабінету Міністрів України № 758 “Про затвердження Порядку здійснення державного моніторингу вод” від 19 вересня 2018 р.

- [Order of the Cabinet of Ministers of Ukraine No. 758 "On Approval of the Procedure for State Water Monitoring" of September 19, 2018] [In Ukrainian].
7. Хоффманн М., Раков В. Определение экологического состояния малых рек в черте г. Киева в соответствии с европейской водной рамочной директивой. *Гидробиологический Журнал*. 2006. **42**. 5. 46–56. [Hoffmann M., Rakov V. (2006). Determination of the ecological state of small rivers within Kyiv in accordance with the European Water Framework Directive. *Hydrobiological Journal*. **42**. 5. 46–56] [In Russian].
 8. Birk S. (2003). Overview of biological and hydromorphological assessment methods in the Danube River Basin. UNDP GEF Danube Regional Project "Strengthening the Implementation Capacities for Nutrient Reduction and Transboundary Cooperation in the Danube River Basin. Implementing Ecological Status Assessment in line with requirements of EU Water Framework Directive using Specific Bio-Indicators": Final Report, Institut für Wassergüte, Ressourcen management und Abfallwirtschaft, Vienna: [s. l.], 60 p.
 9. CEN 2010. Comité Européen de Normalisation (European Standards Agency). Water Quality — Guidance Standard on determining the degree of modification of river hydromorphology. EN15843:2010:E, 28.
 10. CEN 2004. Comité Européen de Normalisation (European Standards Agency). Water Quality — Guidance standard for assessing the hydromorphological features of rivers. EN14614, 21.
 11. Demek J., Votolíkova Z., Mackovcín P. (2006). Manual pro sledování hydromorfologických složek ekologického stavu tekoucích vod. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Brno, 18 p.
 12. Fleischhacker T., Kern K. (2000). Ecomorphological Survey of Large Rivers. Hamburg: German Ins. of Hydrology, 32 p.
 13. Grbovic J. (1999). Water quality monitoring in Slovenia. Tutzing: Deutsche Gesellschaft für Limnologie, 43 p.
 14. Guideline for Hydromorphological monitoring and assessment of rivers in Croatia. (2013). 92 p.
 15. Hoffmann M., Saliuk A.F. (2016). Hydromorphological assessment of the Irpin river — methodological hints and first findings. *Меліорація і водне господарство*. **106**. С. 3–9.
 16. Lehotsky M., Greskova A. (2004). Příprava databáze hydromorfologických a biologických ukazovatel'ov pre proces vyberu a charakterizácie referenčných miest podľa Smernice 2000/60/EC: Report to SHMI, Bratislava: Slovenský hydromet. ústav, 45 p.
 17. Makovinska J. (2000). Review of the Bioindicators Study in Yugoslavia, Development of a Preliminary Set of Danube River Basin Ecosystem Indicators, Preparation of a Concept for Monitoring Ecological Status of Significant Impact Areas and Wetlands: Report, Bratislava: Water Research Institute, 34 p.
 18. Morten Lauge Pedersen, Niels Bering Ovesen, Nikolai Friberg, Bente Clausen, Milan Lehotský, Anna Grešková. (2005). Hydromorphological assessment protocol for the Slovak Republic. 36 p.
 19. National water monitoring strategy. REC for Central and Eastern Europe. Country Office Serbia and Montenegro. Tripkovic D. (ed.), Belgrade: Federal Hydrometeorological Institute, 2003, 98 p.
 20. Water Framework Directive (WFD) 2000/60/EC. Directive of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy, EUR-Lex. URL: https://eur-lex.europa.eu/resource.html?uri=cellar:5c835afb-2ec6-4577-bdf8-756-d3d694eeb.0004.02/DOC_1&format=PDF

**Ye.V. Vasylenko, O.V. Koshkina,
Yu.B. Nabvvanets, T.V. Maslova,
K.V. Koshkin**

Ukrainian Hydrometeorological Institute, Kyiv, Ukraine

HYDROMORPHOLOGICAL MONITORING OF SURFACE WATER BODIES: SURVEY PROTOCOL

The process of the water resources management system reforming is taking place in Ukraine according to the Water Framework Directive requirements. New order of the state monitoring of water has come into force on January 1, 2019. Monitoring

program includes observations of biological, physico-chemical and hydromorphological parameters. Development of the uniform site investigation protocol is an important stage of hydromorphological monitoring. Such a protocol should be obligatory for the hydrometeorological organizations of the State Emergency Service of Ukraine which are dealing with hydromorphological monitoring. Parameters and characteristics included into the site investigation protocol providing general information concerning the main unit of hydromorphological monitoring of the surface water body of "River" category — channel section, are described in the paper.

Keywords: *hydromorphological survey, surface water bodies, survey unit, survey protocol, channel, riparian zone, floodplain.*

Ю.П. Ільїн

ypilyin@gmail.com

Український гідрометеоро-
логічний інститут
ДСНС України
та НАН України, Київ

УДК 551.468.6+556.545

СЕРЕДНІ БАГАТОРІЧНІ ВЕЛИЧИНИ ТА МІНЛИВІСТЬ ПОТОКІВ ВОДИ, СОЛІ ТА РОЗЧИНЕНИХ БІОГЕННИХ РЕЧОВИН В СИСТЕМІ ДНІПРОВСЬКО-БУЗЬКОГО ЛИМАНУ

Метою роботи є отримання оцінок середніх багаторічних величин, а також мінливості показників транспортування й обміну води, солі та поживних речовин у найбільшій естуарній системі Чорного моря — Дніпровсько-Бузькому лимані (ДБЛ). Використано дані моніторингових спостережень 1992–2018 років. Побудовано резервуарну модель транспорту води і речовин, що складається з двох з'єднаних одношарових боксів. Встановлено, що величини виносу поживних речовин з ДБЛ у море становлять 89,3% DIP і 41,4% DIN по відношенню до загального обсягу притоку цих речовин у ДБЛ з річковим стоком. В цілому у ДБЛ первинна продукція переважає респірацію, а денітрифікація значно переважає фіксацію азоту. За даними оцінок невизначеності методом Монте-Карло більшість змінних бокс-моделі ДБЛ може варіювати у середньому в межах лише 19–25% від їхніх середніх величин, незважаючи на велику мінливість вхідних потоків біогенних речовин річкового стоку.

Ключові слова: солоність, біогенні речовини, перехідні води, потоки води й речовини, резервуарна модель, бокс-модель, метод Монте-Карло

ВСТУП

Річкове надходження розчинених біогенних речовин (БР) на шельф Чорного моря відіграє основну роль у евтрофікації морських вод. Між прісною водою великих річок і солоною водою відкритого моря внаслідок їхньої взаємодії та змішування утворюються перехідні (транзитні) води естуарних систем, найбільшими з яких є дельта Дунаю та великі відкриті лимани — Дністровський та Дніпровсько-Бузький. Відкриті лимани можуть бути як споживачами так і виробниками (джерелами) БР (фосфору та азоту), а також первинної продукції для прилеглих морських акваторій. Отже, стають актуальними питання посилення наукових досліджень відкритих лиманів Чорного моря як об'єктів формування та транзиту перехідних вод, з метою вдосконалення системи моніторингу та інтерпретації отриманих даних.

Діючий порядок здійснення державного моніторингу вод [10] відносить екологічний моніторинг перехідних вод до сфери відповідальності Державної служби України з надзвичайних ситуацій (ДСНС), а саме — мережі гідрометеорологічних обсерваторій, станцій і постів. Найбільшим об'єктом такого моніторингу є Дніпровсько-Бузька гирлова область (ДБГО), яка включає гирло р. Південний Буг, Бузький

лиман (БЛ), дельту р. Дніпро, Дніпровський лиман (ДЛ) та прилеглий район відкритого моря. Систематичні гідролого-гідрохімічні дослідження ДБГО виконуються експедиційними суднами, береговими станціями і постами Миколаївського центру з гідрометеорології ДСНС України.

Метою даної роботи є отримання оцінок середніх багаторічних величин, а також мінливості показників транспорту й обміну води, солі та поживних речовин у найбільшій естуарній системі Чорного моря — Дніпровсько-Бузькому лимані (ДБЛ). Для цього застосовано широко відомий підхід і програмне забезпечення біогеохімічного моделювання міжнародного проекту Land-Ocean Interaction in the Coastal Zone (LOICZ) [15, 20]. В основу роботи покладено дані моніторингу ДБГО, накопичені за 1992–2018 роки.

Стан вивченості. Всебічну інформацію про гідрологічний режим Дніпровсько-Бузького лиману наведено в ґрунтовній монографії [11]. Питання мінливості окремих показників гідрологічних та гідрохімічних умов системи лиманів та гирл річок, що до них втікають, а також водообміну з прилеглим морем розглянуто, зокрема, в працях [3, 5–8]. Приклади чисельного моделювання процесів переносу води й речовин у системі ріка–лиман–море наве-

дено в публікаціях [1, 2, 12, 22]. Першу спробу коректної оцінки середніх багаторічних потоків води, солі та БР для ДБЛ у рамках підходу біогеохімічного моделювання LOICZ представлено в роботі [16]. Її продовженням є дана стаття, де більш докладно розглянуто застосування інтегральної моделі та ймовірнісної оцінки мінливості методом Монте-Карло (МК) щодо Дніпровсько-Бузького лиману.

МАТЕРІАЛИ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Модель. Відповідно до методичного підходу, рекомендованого в [15] і застосованого для багатьох прибережних зон світу під час виконання та після закінчення міжнародного проєкту LOICZ (наприклад, [4, 16–18, 20, 21]), об'єкт дослідження представлено у вигляді одного або кількох резервуарів (боксів) довільної форми, обмежених та розділених природними кордонами — берегами лиманів і заток, різкими гідрологічними фронтами. Бокси можуть бути пов'язані між собою та з відкритим морем протоками. У випадку естуарної системи або пов'язаних між собою лиманів розташування боксів та послідовність розрахунків моделі визначаються географічними та гідрологічними умовами, тобто генеральними напрямками транспорту води й речовини між річками та прилеглим морем.

Для кожного боксу інтегровані по його об'єму диференційні рівняння балансу води, солоності та неконсервативної речовини можуть бути записані у наступному вигляді:

$$dV/dt = V_q + V_p - V_e - V_r; \quad (1)$$

$$\begin{aligned} d(SV)/dt &= S(dV/dt) + V(dS/dt) = \\ &= V_q S_q - V_r S_r + V_x(S_r - S); \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} d(CV)/dt &= C(dV/dt) + V(dC/dt) = \\ &= V_q C_q - V_r C_r + V_x(C - C_r) + \Delta C, \end{aligned} \quad (3)$$

де V — об'єм резервуару; V_q, V_p, V_e, V_r — об'ємні потоки води, що надходить з річковим стоком, атмосферними опадами, витрачається з випаровуванням та через протоку у сусідній резервуар або відкрите море, відповідно (усі ці потоки можуть бути оцінені за даними вимірювань); V_x — об'ємний потік перемішування, необхідний для замкнення рівнянь балансу пасивної домішки як консервативної (солоності), так і неконсервативної (біогенних речовин); він знаходиться з рівняння (2) за даними про потоки води (1) і солоності у системі; S, S_q, S_r — середня по об'єму солоність води в боксі, гирлі ріки та у протоці відповідно; C, C_q, C_r — концентрації БР в боксі, гирлі ріки і у протоці; ΔC — неконсервативний потік речовини, що визначається біогеохімічними взаємодіями у воді резервуару; він має сенс різниці між сумою усіх внутрішніх джерел і сумою усіх внут-

рішніх стоків речовини (тобто тих, які не пов'язані з гідрологічними потоками у системі). Він знаходиться з рівняння (3), записаного окремо для кожної БР, що розглядається.

Час оновлення води у резервуарі розраховується за формулою [15, 20]:

$$T_r = V / (|V_r| + |V_x|). \quad (4)$$

У даній роботі балансова модель складається з двох резервуарів (боксів) — Дніпровського і Бузького лиманів, поєднаних між собою Сакенською протокою. До Бузького лиману надходять води р. Південний Буг, а до Дніпровського — р. Дніпро. Дніпровський лиман поєднується з Чорним морем через Кінбурнську протоку. Лимани вважаються добре перемішаними, тому бокси в моделі прийняті однорідними по глибині.

У даній двох-резервуарній моделі величини солоності і БР та їхні різниці у потоках задаються формулами:

$$C_r(1) = [C(1) + C(2)] / 2; C_r(2) = [C(2) + C_{ocn}] / 2; \quad (5)$$

$$C_x(1) = [C(2) - C(1)]; C_x(2) = [C_{ocn} - C(2)], \quad (6)$$

де $C_r(1), C_r(2)$ — концентрації трасера (солоності або БР) на межі Бузького і Дніпровського лиманів та у Кінбурнській протоці відповідно; $C(1), C(2), C_{ocn}$ — середні величини концентрації для Бузького, Дніпровського лиманів та прилеглому району Чорного моря відповідно; $C_x(1)$ та $C_x(2)$ — різниці концентрацій трасера між ДЛ та БЛ, морем та ДЛ відповідно.

Як встановлено розрахунками для бокс-моделі Дністровського лиману [19], на масштабах сезонної та міжрічної мінливості потоки опадів та випаровування на поверхню лиману на кілька порядків менші, ніж річковий стік та водообмін з морем, тому ними можна знехтувати. Оскільки Дністровський лиман розташований у близьких географічних та кліматичних умовах, цей висновок можна поширити і на водну систему ДБЛ. За рекомендацією [15], у бокс-моделі гирлових районів значних річок слід враховувати лише потоки, які не менше, ніж типова помилка визначення річкового стоку (~10%).

Серед потоків рівняння (1) не враховано надходження прісної води з підземним стоком. Оцінки [11] показали, що величина підземного стоку води в Дніпровсько-Бузький лиман на порядок менше, ніж річковий стік. Тому цим потоком також можна знехтувати, хоча у майбутньому він може бути легко врахований за наявності відповідних даних спостережень.

У рівняннях (1–3) V_r може бути задане за даними вимірювань течій у протоці або оцінене безпосередньо з рівняння (1) у наближенні його стаціонарності

(тобто, $dV/dt=0$), як це рекомендовано в [15, 20]. Умова стаціонарності балансової моделі виконується на масштабах мінливості від місяця до року, як доведено шляхом розрахунків для Дністровського лиману та подібних систем [4], тобто для оцінок середніх багаторічних потоків в системі ДБЛ рівняння (1–3) також можна вважати стаціонарними.

Таким чином, за даними про потоки прісної води до кожного боксу, середні величини солоності і БР у межах боксів, прилеглому районі моря та гирлах річок, по формулах (1–6) розраховуються потоки води та речовин між боксами та на виході з системи до моря, а також час оновлення води в кожному боксі та системі в цілому.

Слід зазначити, що, на відміну від детальних чисельних моделей на основі систем диференціальних рівнянь руху води, перенесення та еволюції речовин (наприклад, [1, 2, 12, 13, 22]), балансові моделі мають обмежені можливості застосування для завдань прогнозування, управління морськими об'єктами (зокрема лиманами) та гідротехнічного будівництва. Але вони значно простіші для аналізу інтегральних показників стану екосистеми, набагато дешевші у реалізації й дозволяють коректно організувати та інтерпретувати дані спостережень на кліматичних масштабах мінливості.

Дворезервуарна модель ДБЛ побудована і проаналізована за допомогою програми LOICZ Budget Toolbox [20], яка базується на MS Excel. Цей інструмент дозволяє користувачеві: (i) згенерувати відповідний робочий аркуш для введення даних, що описують прибережну систему; (ii) виконати автоматичне обчислення потоків та інших параметрів, що відповідають даним, уведеним відповідно до бюджетних конвенцій LOICZ; (iii) сформулювати зведені таблиці параметрів і потоків, що описують систему; (iv) генерувати і позначати діаграми конфігурації системи боксів, включаючи бюджети води, солоності та поживних речовин.

Оцінка мінливості потоків. Незважаючи на стаціонарність моделі (1–3), вона дає можливість аналізувати мінливість результатів у широкому діапазоні мінливості вхідних даних за допомогою оцінки невизначеності методом Монте-Карло.

Методи МК — це чисельні методи для проведення кількісного аналізу невизначеності шляхом генерації репрезентативної вибірки з функцій розподілу ймовірностей (ФРЙ) вхідних даних і параметрів математичної моделі та використання цієї вибірки для отримання відповідної вибірки результату моделі [14]. У припущенні незалежності між вхідними даними і параметрами моделі процедура передбачає випадковий вибір значень, по одному з кожної ФРЙ вхідних даних, які разом визначають сценарій,

що використовується в моделі для обчислення вихідного значення. Процедура повторюється для n реплікацій, що дають n вихідних значень, які характеризують невизначеність у результатах моделі при заданій структурі моделі й заданій невизначеності параметрів моделі.

Програмний комплекс LOICZ Budget Toolbox [20] передбачає можливість розгортання робочої таблиці бюджету для виконання стандартного аналізу невизначеності МК шляхом додання n стовпчиків реплікацій вхідних даних та результатів моделі. Користувач може: (i) вибрати набір вхідних параметрів моделі; (ii) самостійно призначити вид ФРЙ кожному з параметрів; (iii) повторити моделювання для кожної з n реалізацій набору параметрів; (iv) обчислити середні величини (СВ) й середньо-квадратичні відхилення (СКВ) змінних моделі по усій сукупності з n реалізацій набору параметрів. Призначити вид ФРЙ можна після аналізу гістограм розподілів вхідних даних, вибравши для кожної змінної функцію з набору: нормальний розподіл; логнормальний розподіл; усічений нормальний розподіл; експоненціальний розподіл; гамма-розподіл; рівномірний розподіл. Параметри більшості з перерахованих функцій визначаються попередніми вибірковими оцінками СВ та СКВ вхідних змінних, а рівномірний розподіл задається їхніми мінімальною й максимальною величинами. Максимально можлива кількість реплікацій у процедурі МК $n=249$ через обмеження EXCEL.

Дані спостережень. Результати гідрологічних і гідрохімічних спостережень у Дніпровсько-Бузькій гирлової області 1992–2018 рр. дозволяють оцінити потоки води і біогенних речовин, необхідні для побудови балансової моделі (бокс-моделі). Величини середнього багаторічного річкового стоку розраховано за даними спостережень на замикаючих створах річок П. Буг (Олександрівка) та Дніпро (Каховська ГЕС). Середні по боксах, гирлах річок та прилеглому морю величини солоності та концентрації біогенних речовин розраховувалися за даними станцій моніторингу, розташування яких показано на *рис. 1*. Проби води на солоність та БР відбиралися з поверхневого, придонного та подекуди проміжного горизонтів.

Відповідно до прийнятої термінології LOICZ, загальний (розчинений) фосфор TDP — це сума розчиненого неорганічного фосфору (фосфатів) і розчиненого органічного фосфору: $TDP = DIP + DOP$; загальний (розчинений) азот — це сума розчиненого неорганічного азоту (амонійного + нітратного + нітритного) і розчиненого органічного азоту: $TDN = DIN + DON$. У даному аналізі в рамках бокс-моделі розглядаються концентрації та потоки DIP та DIN за даними гідрохімічних вимірювань. У даній

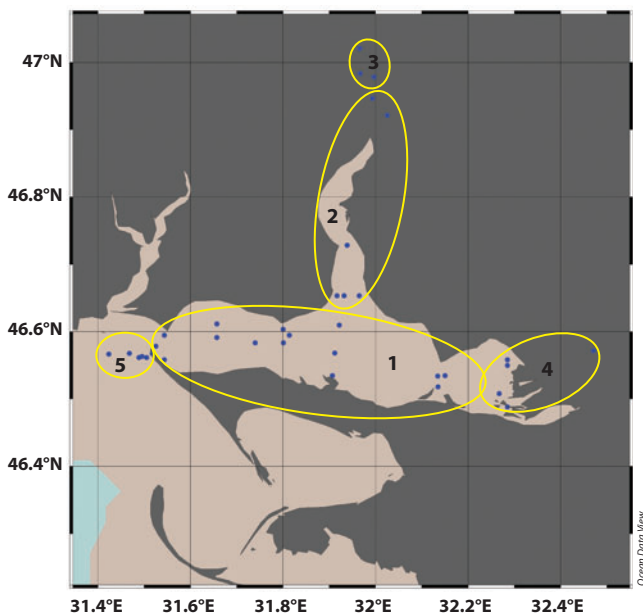


Рис. 1. Розташування океанографічних станцій, за даними яких оцінено середні величини солоності та БР для Дніпровського лиману (1), Бузького лиману (2), гирла р. Південний Буг (3), дельти р. Дніпро (4) та прилеглому району Чорного моря (5)

роботі використовуються також позначення P для розчиненого неорганічного фосфору (фосфатів) та N для розчиненого неорганічного азоту.

Для розрахунку середніх величин солоності і БР, а також СКВ по заданих межах боксів (лиманив), гирл вхідних річок і району прилеглому моря (рис. 1) використовувалася опція "Усереднення по боксах" програмного комплексу Ocean Data View [19]. При розрахунках відбраковано дані, якщо їхні відхилення від СВ перевищували 3 СКВ. Кількість відібраних та відбракованих даних для боксів, річкових гирл та прилеглому моря, а також середня глибина відбору проб наведені в табл. 1. Загальна кількість проаналізованих проб по кожному з трасерів становить 3639 за 27 років спостережень.

Недостатня кількість експедиційних спостережень у холодний період року дозволила отримати середні багаторічні величини лише для "теплих"

місяців (з квітня по жовтень включно), а також для усього теплого сезону. Останні використані для аналізу в даній роботі, проте результати бокс-моделі перераховані для повного року. Графіки внутрішньорічних змін величин стоку річок, а також солоності та вмісту біогенних речовин в усіх складових моделі з квітня по жовтень наведено в [16]. Середній багаторічний стік води р. Дніпро є максимальним у травні (близько 5 км^3 на місяць), мінімальним у серпні (майже 2 км^3) і зростає до $3,2 \text{ км}^3$ у жовтні. Стік р. Південний Буг набагато менший і змінюється від $0,38 \text{ км}^3$ у квітні до $0,13 \text{ км}^3$ у серпні, далі — до $0,23 \text{ км}^3$ у жовтні. Вміст DIP у водах річок зростає з весни до осені, досягаючи $6,5 \text{ ммоль} \cdot \text{м}^{-3}$. Концентрація DIN максимальна у квітні в гирлі р. П. Буг ($41,5 \text{ ммоль} \cdot \text{м}^{-3}$), далі знижується до $12 \text{ ммоль} \cdot \text{м}^{-3}$ у липні і зростає до $23,4 \text{ ммоль} \cdot \text{м}^{-3}$ у жовтні. У дельті р. Дніпро середній місячний вміст DIN протягом весняно-літньо-осіннього сезонів коливається у межах $10,4\text{--}18,1 \text{ ммоль} \cdot \text{м}^{-3}$.

У табл. 2 представлені вхідні дані моделі — середні величини та середньоквадратичні відхилення для лиманів, річкових гирл та прилеглому моря.

Сумарні площа і об'єм ДБЛ прийняті рівними 928 км^2 та $4,1 \text{ км}^3$ відповідно [11]. Оцінка площ та об'ємів окремих складових системи, тобто ДЛ та БЛ, отримана шляхом інтегрування даних про рельєф ДБЛ, використаних в оперативній системі чисельного прогнозу морського хвилювання [9]. Через згладжувальну дію чисельної сітки сумарні модельні площі і об'єми ДБЛ вийшли меншими, ніж наведені вище. Але вважаючи вірними співвідношення (пропорцію) між модельними величинами, "реальні" площі та об'єми ДЛ та БЛ були оцінені на основі сумарних величин [11] як, відповідно, $764,7$ і $163,3 \text{ км}^2$ та $3,27$ і $0,83 \text{ км}^3$. При цьому середня глибина ДЛ становить $4,3 \text{ м}$, БЛ — $5,0 \text{ м}$.

РЕЗУЛЬТАТИ ТА ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

В результаті розрахунків за бокс-моделлю (1–6) отримані середні величини потоків води, солі та біогенних речовин за даними з табл. 2 про серед-

Таблиця 1. Кількість відібраних / відбракованих даних про солоність (S), біогенні речовини (P , N) та середня глибина відбору проб (h , m)

Номер на рис. 1	Назва району	S	P	N	h
1	Дніпровський лиман	1153 / 0	1101 / 52	1044 / 109	3,5
2	Бузький лиман	265 / 0	258 / 7	249 / 16	2,7
3	Гирло р. П. Буг	1545 / 19	1546 / 18	1495 / 69	2,0
4	Гирло р. Дніпро	345 / 146	466 / 25	479 / 19	2,2
5	Чорне море	166 / 0	158 / 8	165 / 1	5,3
	Загалом	3474 / 165	3529 / 110	3425 / 214	

Таблиця 2. Вхідні дані бокс-моделі Дніпровсько-Бузького лиману: СВ ± СКВ річкового стоку (V_q), солоності (S) та вмісту розчинених неорганічних фосфору і азоту

Район	V_q , км ³ ·рік ⁻¹	S , ‰	P , ммоль·м ⁻³	N , ммоль·м ⁻³
р. Південний Буг	2,712 ± 0,69	3,7 ± 2,36	5,06 ± 3,66	22,15 ± 15,24
р. Дніпро	41,432 ± 8,78	0,33 ± 0,02	4,34 ± 2,30	14,31 ± 10,94
Бузький лиман		6,35 ± 4,79	3,06 ± 2,35	8,58 ± 7,50
Дніпровський лиман		6,78 ± 5,76	2,69 ± 1,82	14,31 ± 10,94
Чорне море		12,61 ± 4,71	1,54 ± 1,04	4,72 ± 3,65

ні багаторічні величини річкового стоку, солоності та концентрацій БР в системі Дніпровсько-Бузького лиману для сезону квітень–жовтень (рис. 2–4, табл. 3–5).

Середні багаторічні потоки води і солі. До системи за даними спостережень у середньому надходить близько 44 км³ води річок Дніпро та Південний Буг. Стільки ж потрапляє у Чорне море, якщо знехтувати іншими складовими прісноводного бюджету (табл. 3).

Турбулентний потік води V_x , що відповідає за баланс речовини і оцінений з рівняння для консервативного трасеру (солоності), у перерахунку за рік складає 18,1 км³ для БЛ та 69,3 км³ для ДЛ. Хоча турбулентний обмін діє в обох напрямках (відповідні стрілки на рис. 2 мають два вістря), але потік турбулентного обміну направлений проти градієнту речовини, що переноситься, тобто з моря в систему у випадку солоності, але з системи у море для БР (у напрямку більшого за розміром вістря стрілки). Час оновлення води Дніпровського лиману майже на 6 діб коротший, ніж Бузького лиману, що пояснюється набагато більшим об'ємом стоку V_q

р. Дніпро, тобто його більшою здатністю до промивання лиману.

Середні багаторічні потоки біогенних речовин. На рис. 3, 4 наведено результати розрахунків складових бюджету розчинених неорганічних фосфору і азоту відповідно до обраної структури бокс-моделі ДБЛ. У таблицях 4, 5 ці результати представлені разом з двома додатковими стовпчиками, у яких подані відносні величини залишкового члена рівняння балансу та сумарного виносу розчиненої БР у море у порівнянні з найбільш значним членом — надходженням речовини з річковим стоком:

$$\text{Залишок} = \Delta C / V_q C_q; \quad (7)$$

$$\text{Виніс} = [V_r C_r + V_x (C - C_r)] / V_q C_q. \quad (8)$$

З табл. 4, 5 видно, що з Дніпровського лиману результуючим адвективним та турбулентним потоками виноситься у Чорне море 172,7 Ммоль (5348,6 тонн) неорганічного фосфору та 269,9 Ммоль (3780,4 тонн) неорганічного азоту на рік. Сумарне надходження цих речовин з річок П. Буг та Дніпро становить 193,5 Ммоль (5992 тонни) та 652,8 Ммоль (9143 тонни) на рік відповідно. Таким чином, від-

Таблиця 3. Середні величини солоності і складових балансу води і солі у системі Дніпровсько-Бузького лиману за даними спостережень і розрахунків бокс-моделі

Бокс	S_q	S	S_r	V_q	V_r	V_x	T_r
	‰			км ³ ·рік ⁻¹			дні
БЛ	3,7	6,35	6,57	2,7	-2,7	18,1	14,6
ДЛ	0,33	6,78	9,70	41,4	-44,1	69,3	9,1

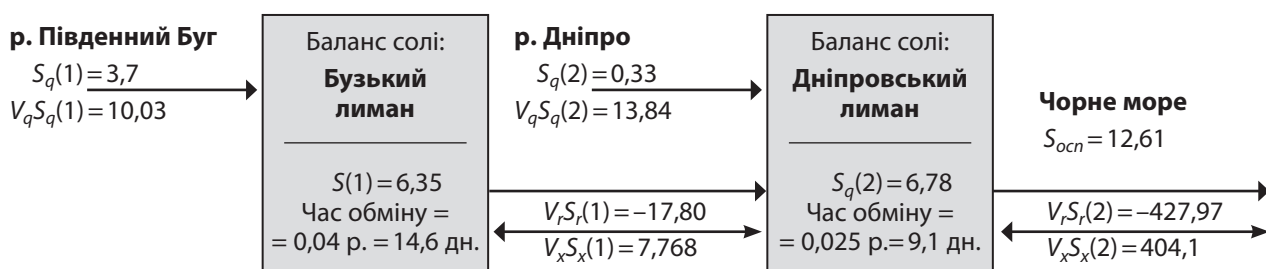


Рис. 2. Структура бокс-моделі Дніпровсько-Бузького лиману та результати оцінки середніх складових балансу води і солі. Одиниці вимірювання: площа — км²; об'єм — км³; глибина — м; потоки води — км³·рік⁻¹; солоність — ‰; потоки солі — 10³ тонн·рік⁻¹; час обміну — рік, день

носний виніс БР з ДБЛ у море складає 89,3% DIP та 41,4% DIN. У табл. 4, 5 величини виносу та залишків БР для кожного боксу розраховані за формулами (7–8) відносно надходження з ріки, що впадає в цей лиман (а не до сумарного річкового внеску), тому відносна величина залишку може перевищувати 100%.

Інтерпретація неконсервативних (залишкових) складових балансу БР (Δ_{DIP} , Δ_{DIN}) може бути зроблена за допомогою стехіометричного аналізу LOICZ [15, 20].

Розчинений неорганічний фосфор.

Бузький лиман. З табл. 4 видно, що близько 0,67 Ммоль/рік (20,7 тонн) DIP акумулюється у лимані в середньому за теплий період року (IV–X), беручи участь у сумарному метаболізмі екосистеми (СМЕ). Додатня величина залишкового члена означає, що екосистема є виробником неорганічного фосфору і споживачем органічної речовини. Величина СМЕ апроксимується різницею між первинною продукцією і респірацією ($p-r$). Зі співвідношення Редфілда між вуглецем і фосфором (C:P)=(106:1) ця різниця може бути оцінена величиною СМЕ=($p-r$)=-70,7 Ммоль вуглецю за рік. Таким чином, впродовж теплого періоду року респірація переважає первинну продукцію органічної речовини.

Дніпровський лиман. Залишковий член рівняння балансу DIP дорівнює -21,4 Ммоль/рік (664,1 тони). Від’ємна величина залишкового члена означає, що екосистема є виробником органічної речовини і споживачем неорганічного фосфору (табл. 4). Зі співвідношення Редфілда між вуглецем і фосфором (C:P)=(106:1) величина СМЕ=($p-r$)

= 2272,6 Ммоль вуглецю за рік. Таким чином, впродовж теплого періоду року первинна продукція органічної речовини набагато більша, ніж респірація.

Розчинений неорганічний азот.

Бузький лиман. 16,3 Ммоль/рік (228 тонн) DIN акумулюється у лимані в середньому за теплий період року IV–X, неконсервативний залишок додатний (табл. 5). Величина метаболізму азоту в екосистемі, яка є різницею між фіксацією азоту і денітрифікацією ($N_{fix}-Denit$), може бути оцінена як різниця між спостереженим і теоретичним значеннями Δ_{DIN} . Останнє знаходиться по формулі $\Delta_{DINexp} = \Delta_{DIP}(N:P)$, де (N:P)=(16:1) — співвідношення Редфілда між азотом і фосфором. Таким чином, отримуємо: $\Delta_{DINexp} = 10,7$ Ммоль/рік; ($N_{fix}-Denit$) = 5,6 Ммоль/рік. Це означає, що у середньому за теплий період року процес фіксації азоту превалював над процесом денітрифікації.

Дніпровський лиман. Близько 399,1 Ммоль/рік (5591 тонн) DIN лиман втрачає у середньому за теплий період року IV–X (неконсервативний залишок від’ємний). Через співвідношення Редфілда отримуємо: $\Delta_{DINexp} = -343,0$ Ммоль/рік; ($N_{fix}-Denit$) = -56,1 Ммоль/рік. Це означає, що у середньому за теплий період року процес денітрифікації превалював над процесом фіксації азоту.

Дніпровсько-Бузький лиман у цілому втрачає 20,8 Ммоль (643 тони) DIP за рік у внутрішніх біохімічних процесах. Сумарний метаболізм екосистеми ($p-r$)=2201,9 Ммоль вуглецю за рік, тобто протягом теплого сезону первинна продукція переважає респірацію. Залишковий член балансу розчинено-

Таблиця 4. **Складові бюджету розчиненого неорганічного фосфору (DIP) у воді Дніпровсько-Бузького лиману за даними спостережень 1992–2018 років (квітень–жовтень)**

Бокс	P_x	$V_q P_q$	$V_r P_r$	$V_x P_x$	Δ_{DIP}	Залишок	Виніс
	ммоль/м ³	103 моль на рік					
БЛ	-0,37	13720	-7788	-6600	667	4,9	104,1
ДЛ	-1,15	179732	-93409	-79271	-21439	11,9	96,1

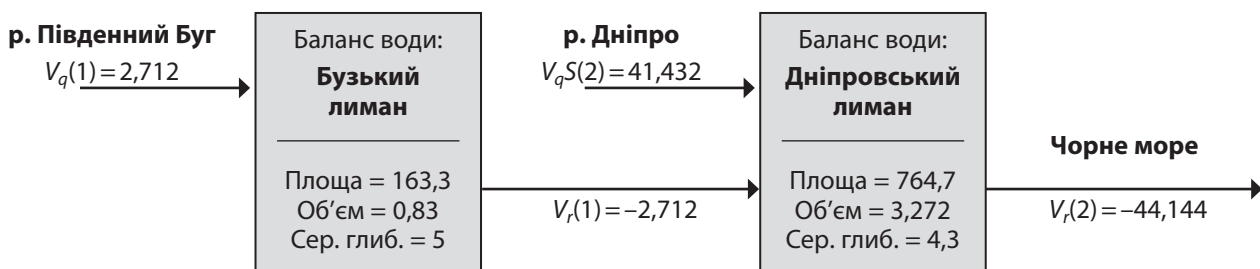


Рис. 2. Структура бокс-моделі Дніпровсько-Бузького лиману та результати оцінки середніх складових балансу води і солі. Одиниці вимірювання: площа — км²; об’єм — км³; глибина — м; потоки води — км³·рік⁻¹; солоність — ‰; потоки солі — 10³ тон·рік⁻¹; час обміну — рік, день

Таблиця 5. **Складові бюджету розчиненого неорганічного азоту (DIN) у воді Дніпровсько-Бузького лиману за даними спостережень 1992–2018 років (квітень–жовтень)**

Бокс	N_x	$V_q N_q$	$V_r N_r$	$V_x N_x$	Δ_{DIN}	Залишок	Виніс
	ммоль/м ³	10 ³ моль на рік					
БЛ	-3,19	60071	-18952	-57399	16280	27,1	127,1
ДЛ	-0,67	592684	-223128	-46764	-399143	67,4	45,5

го неорганічного азоту у системі ДБЛ є від’ємним: -382,9 Ммоль (5363 тонни) DIN на рік. Теоретична величина із співвідношення Редфілда становить -332,4 Ммоль (4655 тонн) DIN. Різниця між ними -50,5 Ммоль, тобто денітрифікація значно переважає фіксацію азоту.

Мінливість потоків за методом Монте-Карло.

Наведені у попередніх підрозділах середні багаторічні оцінки складових бюджету води, солі та БР є параметрами побудованої бокс моделі ДБЛ. Ця модель може слугувати для оцінки потоків в рамках конкретних сценаріїв, наприклад, коли задаються інші вхідні величини стоку річок та концентрації БР в річкових водах. У даній роботі поставлене завдання: оцінити мінливість розрахункових величин складових бюджетів води, солі і БР за умов варіації головних джерел — водного стоку річок Дніпра та

Південного Бугу й концентрацій в річкових водах розчинених БР, відповідно до їхніх функцій розподілу ймовірностей. Аналіз гістограм повторюваності даних спостережень показав, що ФРЙ стоку річок відповідає нормальному (Гаусову) закону, а повторюваності концентрацій розчинених фосфору і азоту найкраще апроксимуються Гамма-розподілом. Подальші розрахунки виконано за допомогою метода Монте-Карло, описаного у попередньому розділі.

У якості початкових даних використано СВ та СКВ стоку П. Бугу, Дніпра та концентрацій БР в гирлах річок з табл. 2. Усі інші дані залишаються незмінними, тобто заданими лише своїми СВ. Випадковим чином з розподілів імовірності, заданих відповідно до СВ та СКВ вхідних даних знаходяться комбінації їхніх конкретних значень і виконуються розрахунки за формулами (1–6). Кількість репліка-

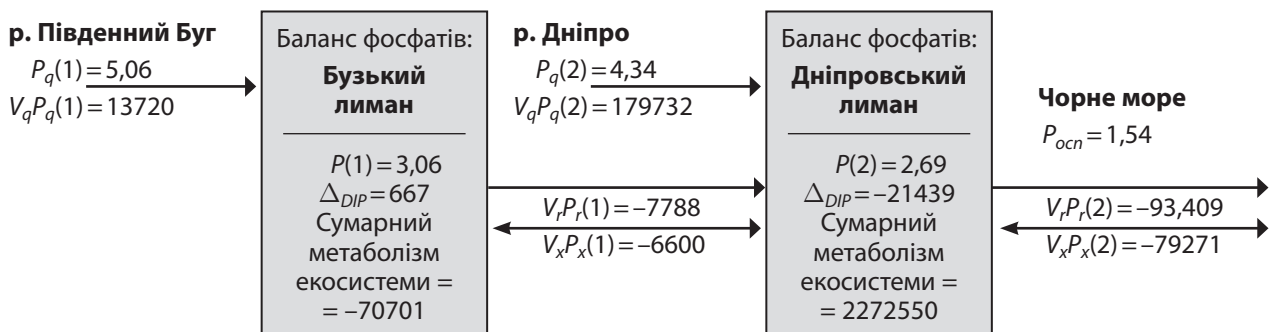


Рис. 3. Середні складові бюджету розчиненого неорганічного фосфору (фосфатів) в системі Дніпровсько-Бузького лиману за даними спостережень і розрахунків бокс-моделі. Одиниці вимірювання: концентрація БР — ммоль·м⁻³; потік БР — 10³ моль·рік⁻¹; СМЕ — 10³ моль С рік⁻¹

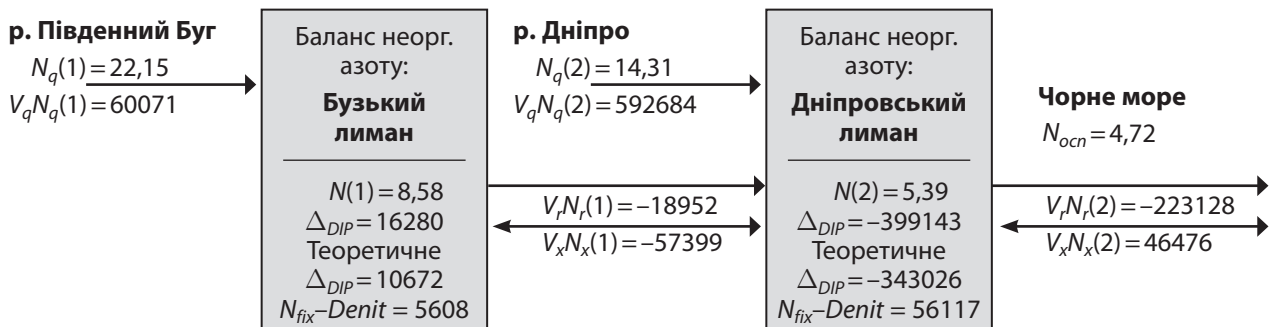


Рис. 4. Середні складові бюджету розчиненого неорганічного азоту (амонійного + нітратного + нітритного) в системі Дніпровсько-Бузького лиману за даними спостережень і розрахунків бокс-моделі. Одиниці вимірювання: концентрація БР — ммоль·м⁻³; потік БР — 10³ моль·рік⁻¹

Таблиця 6. Середні річні величини, середньоквадратичні відхилення та коефіцієнти варіації потоків води, солі і БР в бокс-моделі Дніпровсько-Бузького лиману за методом Монте-Карло. Одиниці виміру потоків: води — км³, солі — 10³ тонн, БР — 10³ моль на рік

Назва величини	Позначення	СВ	СКВ	K, %
Стік р. Південний Буг	$V_q(1)$	2,663	0,671	25
Стік р. Дніпро	$V_q(2)$	41,709	8,723	20
Потік води через Сакенську протоку	$V_r(1)$	-2,663	0,671	25
Потік води через Кінбурнську протоку	$V_r(2)$	-44,372	8,734	20
Потік солі з р. Південний Буг	$V_q S_q(1)$	9,848	2,482	25
Потік солі з р. Дніпро	$V_q S_q(2)$	13,930	2,914	21
Адвективний потік солі через Сакенську пр.	$V_r S_r(1)$	-17,475	4,404	25
Турбулентний потік солі через Сакенську пр.	$V_x S_x(1)$	7,627	1,922	25
Адвективний потік солі через Кінбурнську пр.	$V_r S_r(2)$	-430,178	84,672	20
Турбулентний потік солі через Кінбурнську пр.	$V_x S_x(2)$	406,399	81,664	20
Потік DIP з р. Південний Буг	$V_q P_q(1)$	13145	9448	72
Потік DIP з р. Дніпро	$V_q P_q(2)$	178907	104303	58
Адвективний потік DIP через Сакенську пр.	$V_r P_r(1)$	-7646	1927	25
Турбулентний потік DIP через Сакенську пр.	$V_x P_x(1)$	-6480	1633	25
Адвективний потік DIP через Кінбурнську пр.	$V_r P_r(2)$	-93891	18481	20
Турбулентний потік DIP через Кінбурнську пр.	$V_x P_x(2)$	-79722	16020	20
Потік DIN з р. Південний Буг	$V_q N_q(1)$	54869	37000	67
Потік DIN з р. Дніпро	$V_q N_q(2)$	623697	530441	85
Адвективний потік DIN через Сакенську пр.	$V_r N_r(1)$	-18607	4689	25
Турбулентний потік DIN через Сакенську пр.	$V_x N_x(1)$	-56356	14203	25
Адвективний потік DIN через Кінбурнську пр.	$V_r N_r(2)$	-224281	44145	19
Турбулентний потік DIN через Кінбурнську пр.	$V_x N_x(2)$	-47030	9450	20

цій задана максимально можливою $n = 249$. За цією сукупністю вхідних даних та результатів розрахунків отримані МК-оцінки СВ та СКВ, які відповідають заданим ФРІ та структурі й параметрам бокс-моделі ДБЛ.

Результати ймовірнісного моделювання за методом МК представлені в табл. 6. Як наочна характеристика мінливості використовувався коефіцієнт варіації $K = 100 \text{ СКВ} / \text{СВ} (\%)$.

Перш за все слід зазначити, що за оцінками методом МК середні величини та СКВ вхідних даних щодо стоку річок і потоків солі та БР з них (табл. 6) близькі до таких, оцінених за даними спостережень (табл. 2). Це свідчить про правильний вибір виду розподілу ймовірностей вхідних даних і, отже, додає довіру до результатів моделювання інших потоків з використанням методу Монте-Карло.

З табл. 6 також можна зробити висновок, що більшість змінних бокс-моделі може варіювати у середньому в межах лише 19–25% від їхніх СВ, незважаючи на велику мінливість вхідних потоків біогенних речовин річкового стоку (значення K виділені напівжирним шрифтом). Це доводить сутність напівзамкненої естуарної системи ДБЛ як буферної (демпферної) зони у перенесенні розчинених ре-

човин з річок у відкрите море, принаймні в рамках підходу балансового моделювання.

ВИСНОВКИ

1. Побудовано резервуарну (балансову) модель Дніпровсько-Бузької системи лиманів та річкових гирл за даними регулярних спостережень упродовж 1992–2018 років (з квітня по жовтень). Модель складається з двох пов'язаних одношарових (повністю перемішаних) боксів, у кожному боксі вхід з річки, вихід з першого боксу — до другого, а з другого боксу — у прилегле море. Рівняння балансу води та речовин прийняті стаціонарними, а потоками атмосферних опадів, випаровування та підземних вод знехтувано у порівнянні з річковим стоком на масштабах міжрічної мінливості. У рамках побудованої моделі розраховано потоки води, солей та біогенних речовин (розчиненого неорганічного фосфору та азоту).

2. У Чорне море у середньому надходить близько 44 км³ води річок Дніпро та Південний Буг. Турбулентний потік води, який відповідає за баланс речовини, за оцінкою з рівняння для консервативного трасеру (солоності) складає 18,1 км³ для БЛ та 69,3 км³ для ДЛ. Загалом для системи ДБЛ турбу-

лентний потік складає 40,4 км³ на рік. Сумарне постачання біогенних речовин з ДБЛ у море становить 89,3% DIP та 41,4% DIN відносно загального обсягу надходження цих речовин до ДБЛ з річковим стоком.

3. За багаторічний період спостережень 1992–2018 років розраховано середній метаболізм БР для теплої частини року (квітень-жовтень). В екосистемі Бузького лиману респірація переважає первинну продукцію органічної речовини, а процес фіксації азоту превалює над процесом денітрифікації. У Дніпровському лимані навпаки, впродовж теплої періоду року первинна продукція органічної речовини набагато більша, ніж респірація, при тому процес денітрифікації превалює над процесом фіксації азоту. Загалом, у Дніпровсько-Бузькому лимані протягом середнього багаторічного теплої сезону первинна продукція переважає респірацію, а денітрифікація значно переважає фіксацію азоту.

4. Чисельні оцінки вхідних і вихідних потоків, а також метаболізму біогенних речовин у резервуарах моделі Дніпровсько-Бузької гирлової облас-

ті відповідають середньому багаторічному стану. Але, незважаючи на стаціонарність моделі, вона дає можливість аналізувати мінливість результатів у широкому діапазоні вхідних даних за допомогою оцінки невизначеності методом Монте-Карло.

5. За даними оцінок методом МК більшість змінних бокс-моделі ДБЛ може варіювати у середньому в межах 19–25% від їх середніх величин, незважаючи на велику мінливість вхідних потоків біогенних речовин річкового стоку. Це доводить сутність напівзамкненої естуарної системи ДБЛ як буферної (демпферної) зони у перенесенні розчинених речовин з річок у відкрите море, принаймні в рамках підходу балансового моделювання.

У даній роботі вперше отримано коректні оцінки складових балансів біогенних речовин в системі ДБЛ на основі багаторічних спостережень. Дані, що містяться в таблицях 2–6, можуть у подальшому служити базою для порівняння результатів і вдосконалення діючої системи моніторингу перехідних вод, що продукуються і постачаються в Чорне море гирловою областю Дніпра та Південного Бугу.

ЛІТЕРАТУРА / REFERENCES

- Алексеев Д.В., Иванов В.А., Иванча Е.В., Фомин В.В., Черкесов Л.В. Моделирование распространения загрязняющих веществ в районах Одесского залива и Днепро-Бугского лимана / Системы контроля окружающей среды. Севастополь, 2005. 177–179. [Aleksseev D.V., Ivanov V.A., Ivancha E.V., Fomin V.V., Cherkesov L.V. (2005). Modeling of the pollutants spreading in the areas of the Odessa Bay and the Dnieper-Bug estuary / Environmental control systems. Sevastopol. 177–179] [In Russian].
- Бровченко І.О., Мадерич В.С., Терлецька К.В. Разномасштабное численное моделирование циркуляции в Черном море и Днепробугском лимане / Системы підтримки прийняття рішень. Теорія і практика. Київ, 2015. 89–92. [Brovchenko I.O., Maderich V.S., Terletska K.V. (2015). Multi-scale numerical simulation of circulation in the Black Sea and the Dnieper estuary / Decision support systems. Theory and practice. Kyiv. 89–92] [In Russian].
- Губанов В.И., Моница Т.Л., Андриющенко Б.Ф., Рябинин А.И., Сотникова А.Г., Шибаета С.А. Гидрохимические условия и состояние загрязнения вод Днепро-Бугского лимана / Исследования шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна. Севастополь, 1995. 55–64. [Gubanov V.I., Monina T.L., Andriushchenko B.F., Riabinin A.I., Sotnikova A.G., Shibaeva S.A. (1995). Hydrochemical conditions and state of pollution of the Dnieper-Bug liman / Investigations of the Azov-Black sea basin shelf zone. Sevastopol. 55–64] [In Russian].
- Ільїн Ю.П., Берлінський М.А. Балансова модель транспорту та метаболізму розчинених форм азоту і фосфору в системі Дністровського лиману. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2022. **29**. С.59–67. DOI: <https://doi.org/10.31481/uhmj.29.2022.05> [Ilyin Yu.P., Berlinsky M.A. (2022). Balance model of dissolved nitrogen and phosphorus transportation and metabolism in the Dniester estuary system. *Ukrainian hydrometeorological journal*. **29**. 59–67] [In Ukrainian].
- Ильин Ю.П., Симов В.Г., Хороліч Н.Г. Потоки водообмена в системе Днепро-Бугского лимана по данным измерений. Материалы научной конференции "Ломоносовские чтения" 2003 года. Севастополь, 2003. 24–25. [Ilyin Y.P., Simov V.G., Khorolich N.G. (2003). Water exchange flows in the Dnieper-Bug liman system by the measurements data. Materials of the scientific conference "Lomonosov Readings" in 2003. Sevastopol. 24–24] [In Russian].
- Ильин Ю.П., Клименко Н.П., Мезенцева И.В., Чайкина А.В. Комплексная оценка современного состояния загрязнения морской среды в прибрежных районах северо-западной части Черного моря. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. **8**. Севастополь, 2003. С.236–241. [Ilyin Y.P., Klimentko N.P., Mezentseva I.V., Chaykina A.V. (2003). Comprehensive assessment of the current state of marine pollution in the coastal areas of the north-western part of the Black Sea. *Environmental safety of coastal and shelf zones and integrated use of shelf resources*. **8**. Sevastopol. 236–241] [In Russian].
- Коржов Є.І. Антропогенний вплив на екосистему пониззя Дніпра та можливі шляхи його послаблення. *Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту*. 2015. **267**. 102–108. [Korzhev E.I. (2015). Anthropogenic impact on the ecosystem of the lower reaches of the Dnieper and possible ways to weaken it. *Scientific works of the Ukrainian Research Hydrometeorological Institute*. **267**. 102–108] [In Ukrainian].
- Коржов Є.І., 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. 315–330. DOI: <https://doi.org/10.30525/978-9934-588-45-7.18> [Korzhev E.I., Goncharova O.V. (2020). 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. 315–330] [In Ukrainian].
9. Осадчий В.І., Фомін В.В., Ільїн Ю.П., Будак І.В., Шпиг В.М. Оперативна система прогнозу морського хвилювання у прибережній смузі Азовського та Чорного морів / Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології. Київ, 2019. 116–121. [Osadchiy V.I., Fomin V.V., Ilyin Y.P., Budak I.V., Shpyg V.M. (2019). Operational system of marine waves forecasting for the Azov and Black Seas coastal zone / Problems of hydrology, hydrochemistry, hydroecology. Kyiv. 116–121] [In Ukrainian].
 10. Порядок здійснення державного моніторингу вод. Затверджено постановою Кабінету Міністрів України від 19.09.2018 р. № 758. URL: <https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/758-2018-%D0%BF#Text> [Procedure for state water monitoring. Approved by the resolution of the Cabinet of Ministers of Ukraine dated September 19, 2018 № 758] [In Ukrainian].
 11. Тимченко В. М. Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо-Западного Причерноморья. Киев, 1990. 240 с. [Timchenko, V.M. (1990). Environmental and hydrologic studies of water ponds on the North-Western Black Sea shores. Kiev. 240 p.] [In Russian].
 12. Тучковенко Ю.С. Трехмерная математическая модель качества вод Днепровско-Бугского приустьевого района северо-западной части Черного моря. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 12. Севастополь, 2005. 374–391. [Tuchkovenko Yu.S. (2005). Three-dimensional mathematical model of water quality of the Dnieper-Bug region of the north-western part of the Black Sea. *Environmental safety of coastal and shelf zones and integrated use of shelf resources*. 12. Sevastopol. 374–391] [In Russian].
 13. Тучковенко Ю.С., Тучковенко О.А. Модель эвтрофикации морских и лиманных экосистем северо-западного Причерноморья. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2018. 21. 75–89. DOI: <https://doi.org/10.31481/uhmj.21.2018.08> [Tuchkovenko Yu.S., Tuchkovenko O.A. (2018). The model of eutrophication of marine and estuarine ecosystems in the Northwest Black Sea region. *Ukrainian hydrometeorological journal*. 21. 75–89] [In Russian].
 14. Dakin M.E., Toll J.E., Small M.J., Brand K.P. (1996). Risk-Based Environmental Remediation: Bayesian Monte Carlo Analysis and the Expected Value of Sample Information. *Risk Analysis*. 16 (1). 67–79.
 15. Gordon D.C. Jr., Boudreau P.R., Mann K.H., Ong J.-E., Silvert W.L., Smith S.V., Wattayakorn G., Wulff F., Yanagi T. (1996). LOICZ Biogeochemical Modelling Guidelines. LOICZ/R&S/95–5, LOICZ, Texel, The Netherlands. VI+96 p.
 16. Ilyin Yu. (2021). 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. DOI: <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.10747.44324>
 17. Ilyin Y.P., Lemeshko E.M., Zervakis V. (2003). Water exchange in the Black and Aegean seas system based on the joint assessment of water and salt budgets. *Oceanography of Eastern Mediterranean and Black Sea. Similarities and Differences of Two Interconnected Basins*. Ankara. 105–111.
 18. Kiwango H., Njau K. N., Wolanski E. (2018). The application of nutrient budget models to determine the ecosystem health of the Wami Estuary, Tanzania. *Ecohydrology & Hydrobiology*. 18 (2). 107–119. DOI: 10.1016/j.ecohyd.2017.10.002
 19. Schlitzer R. (2018). Ocean Data View. <https://odw.awi.de>
 20. Swaney D.P., Giordani G. (2011). Proceedings of the LOICZ Workshop on biogeochemical budget methodology and applications, Providence, Rhode Island, November 9–10, 2007. LOICZ Research & Studies. No. 37. Helmholtz-Zentrum Geesthacht. 195 p.
 21. Xu H. et al. (2015). The fate of phosphorus in the Yangtze (Changjiang) Estuary, China, under multi-stressors: Hindsight and forecast. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 163. 1–6. DOI: 10.1016/j.ecss.2015.05.032
 22. 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. 361–369.

Yu.P. Ilyin

Ukrainian Hydrometeorological Institute, Kyiv, Ukraine

AVERAGE LONG-TERM VALUES AND VARIABILITY OF WATER, SALT AND DISSOLVED NUTRIENT FLOWS IN THE SYSTEM OF THE DNIEPER-BUG ESTUARY

Riverine input of dissolved nutrients (phosphorus and nitrogen) to the NW Black Sea shelf plays the main part in the marine water eutrophication. Between the rivers' fresh water and open sea's saline water, transient estuarine systems may be partial consumer or producer of nutrients. To obtain mean multiannual estimates of nutrients transport and metabolism in the largest estuarine system of Dnipro and South Bug rivers (Dnipro-Bug liman, DBL), regular observational data of 1992–2018 were collected and widely known LOICZ biogeochemical modelling approach and software were applied. Box model of water and substances transport was constructed consisted of two connected one-layer boxes. Each box has the entrance from the river and exits: from the first box — to the second one, and

from the second box — to the adjacent sea. Using this model, the flows of water, salts and nutrients (dissolved inorganic phosphorus and nitrogen, DIP and DIN) were calculated. Non-conservative substance remnants, which are determined by internal biogeochemical (non-hydrographic) interactions were interpreted using Redfield's relations. Fluxes of groundwater, precipitations and evaporation were found to be neglectable comparing to riverine input and water exchange fluxes. It was established that the nutrients outputs from the DBL to the sea are: 89,3% of DIP and 41,4% of DIN in relation to the total volume of these substances' inflow to the DBL with river run-off. In general, in the DBL primary production outweighs the respiration, and denitrification significantly outweighs the nitrogen fixation. Numerical estimates of the DBL model correspond to the average long-term state. But it is available to analyze the response of the results on the input data variability by evaluating uncertainty using the Monte-Carlo (MK) method. According to MK-estimates, most variables of the DBL box model can vary on average in the range of only 19 — 25% of their mean values, despite the large variability of nutrient inputs with riverine flows.

Keywords: salinity, nutrients, transient water, water and substance flows, reservoir model, box model, Monte-Carlo method.