



No 2(8) | 2025

ISSN (print) 2786-9415
ISSN (online) 2786-9423

МЕТЕОРОЛОГІЯ
ГІДРОЛОГІЯ
МОНІТОРИНГ ДОВКІЛЛЯ

METEOROLOGY
HYDROLOGY
ENVIRONMENTAL MONITORING

МЕТЕОРОЛОГІЯ • ГІДРОЛОГІЯ • МОНІТОРИНГ ДОВКІЛЛЯ

№ 2 (8) • 2025

РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ

Головний редактор

В.І. Осадчий,

д. географ. н., професор, академік НАН України,
Український гідрометеорологічний інститут
(УкрГМІ) ДСНС України та НАН України,
osad@uhmi.org.ua

Заступники головного редактора

Ю.Б. Набиванець,

к-т географ. н., УкрГМІ ДСНС України та НАН України,
krava@uhmi.org.ua

О.Л. Шевченко,

д. геол. н., УкрГМІ ДСНС України та НАН України,
shevch62@gmail.com

Члени редколегії

О.В. Войцехович,

к-т географ. н., УкрГМІ ДСНС України та НАН України,
o.voitsekhovych@gmail.com

Л.О. Горбачова,

д. географ. н., професор, УкрГМІ ДСНС України
та НАН України, gorbachova@uhmi.org.ua

В.В. Гребінь,

д. географ. н., професор, Київський національний
університет імені Тараса Шевченка,
grebin1964@gmail.com

С.В. Краковська,

к-т фіз.-мат. н., УкрГМІ ДСНС України та НАН України,
svitlanakrakovska@gmail.com

П.М. Линник,

д. хім. н., професор, Інститут гідробіології
НАН України, peter-linnik@ukr.net

В.Ф. Мартазінова,

д. фіз.-мат. н., професор, УкрГМІ ДСНС України
та НАН України, vazira@gmail.com

В.А. Овчарук,

д. географ. н., професор, Навчально-науковий
гідрометеорологічний інститут Одеського
державного екологічного університету,
valeriya.ovcharuk@gmail.com

Н.М. Осадча,

д. географ. н., професор, УкрГМІ ДСНС України
та НАН України, nosad@uhmi.org.ua

В.П. Процак,

к-т техн. н., УкрГМІ ДСНС України та НАН України,
protsak2013@gmail.com

М.В. Савенець,

к-т географ. наук, УкрГМІ ДСНС України
та НАН України, savenetsm@gmail.com

В.М. Самойленко,

д. географ. н., професор, Київський національний
університет імені Тараса Шевченка,
viksam1955@gmail.com

О.Я. Скринник,

к-т фіз.-мат. наук, УкрГМІ ДСНС України
та НАН України, skrynyk@uhmi.org.ua

С.І. Сніжко,

д. географ. н., професор, Київський національний
університет імені Тараса Шевченка,
snizhko@knu.ua

В.К. Хільчевський,

д. географ. н., професор, Київський національний
університет імені Тараса Шевченка,
hilchevskiy@ukr.net

В.М. Хохлов,

д. географ. н., професор, Одеський державний
екологічний університет, Університет Стерлінгу,
Об'днане Королівство,
khokhlov.valeriy@gmail.com

О.Г. Шевченко,

д. географ. н., Київський національний університет
імені Тараса Шевченка,
olga.s.meteo@gmail.com

В. М. Шпиг,

к-т географ. наук, УкрГМІ ДСНС України
та НАН України, vitold82@i.ua

Т.В. Соловей,

д. географ. н., професор, Польський геологічний
Інститут — Національний дослідний інститут,
Варшава, Польща, tsol@pgi.gov.pl

П. Туукка,

PhD, професор, Інститут досліджень атмосфери
та Землі (IHAR), Факультет природничих наук
Гельсінського університету, Фінляндія,
tuukka.petaja@helsinki.fi

Ю. Крячунене,

PhD фізичних наук/географія (гідрологія), дійсний
член Литовської академії наук Литовський
енергетичний інститут, Каунас,
jura.kriauciuniene@gmail.com

METEOROLOGY • HYDROLOGY • ENVIRONMENTAL MONITORING

№ 2 (8) • 2025

РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ

Editor in Chief

Volodymyr Osadchyi,

D.Sci. in Geography, professor, academician of the NAS of Ukraine, Ukrainian Hydrometeorological Institute (UHMI) of the State Emergency of Ukraine and the National Academy of Sciences of Ukraine, osad@uhmi.org.ua

Deputy editors in Chief

Iurii Nabyvanets,

PhD in Geography sci., Ukrainian Hydrometeorological Institute, krava@uhmi.org.ua

Oleksii Shevchenko,

Deputy editor in Chief, D.Sci. in Geology, Ukrainian Hydrometeorological Institute, shevch62@gmail.com

Members of editorial board

Oleg Voitsekhovych,

PhD in Geography sci., Ukrainian Hydrometeorological Institute, o.voitsekhovych@gmail.com

Liudmyla Gorbachova,

D.Sci. in Geography, professor, Ukrainian Hydrometeorological Institute, gorbachova@uhmi.org.ua

Vasyl Grebin,

D.Sci. in Geography, professor, Taras Shevchenko Kyiv National University, grebin1964@gmail.com

Svitlana Krakovska,

PhD in Phys-math. sci., Ukrainian Hydrometeorological Institute, svitlanakravovska@gmail.com

Peter Linnik,

D.Sci. in Chemistry, professor, Institute of Hydrobiology of the National Academy of Sciences of Ukraine, peter-linnik@ukr.net

Vazira Martazinova,

D.Sci. in Phys-math. sci., professor, Ukrainian Hydrometeorological Institute, vazira@gmail.com

Valeriya Ovcharuk,

D.Sci. in Geography, professor, Educational and Scientific Hydrometeorological Institute of Odesa State Environmental University, valeriya.ovcharuk@gmail.com

Natalia Osadcha,

D.Sci. in Geography, professor, Ukrainian Hydrometeorological Institute, nosad@uhmi.org.ua

Valentyn Protsak,

PhD in Technical sci., Ukrainian Hydrometeorological Institute, protsak2013@gmail.com

Mykhailo Savenets,

PhD in Geography sci., Ukrainian Hydrometeorological Institute, savenetsm@gmail.com

Viktor Samoilenko,

D.Sci. in Geography, professor, Taras Shevchenko Kyiv National University, viksam1955@gmail.com

Oleg Skrynyk,

PhD, in Phys-math. sci., Ukrainian Hydrometeorological Institute, skrynyk@uhmi.org.ua

Sergiy Snizhko,

D.Sci. in Geography, professor, Taras Shevchenko Kyiv National University, snizhko@knu.ua

Valentyn Khilchevskiy,

D.Sci. in Geography, professor, Taras Shevchenko Kyiv National University, hilchevskiy@ukr.net

Valeriy Khokhlov,

D.Sci. in Geography, professor, Odessa State Environmental University, University of Stirling, United Kingdom, khokhlov.valeriy@gmail.com

Olga Shevchenko,

D.Sci. in Geography, Taras Shevchenko Kyiv National University, olga.s.meteo@gmail.com

Vitalii Shpyg,

PhD in Geography sci., Ukrainian Hydrometeorological Institute, vitold82@i.ua

Tetyana Solovey,

D.Sci. in Geography, professor, Polish Geological Institute — National Research Institute (PGI-NRI), tsol@pgi.gov.pl

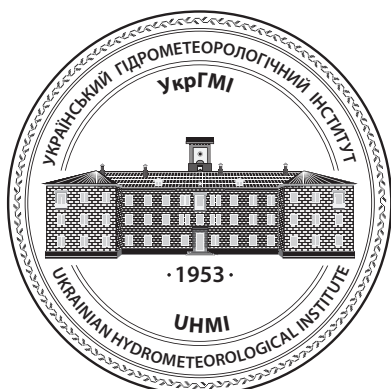
Tuukka Petäjä,

PhD, professor, Institute for Atmospheric and Earth System Research (INAR) / Physics, Faculty of Science, University of Helsinki, Finland, tuukka.petaja@helsinki.fi

Jūratė Kriaučiūnienė,

PhD of Physical Sciences in Geography (Hydrology), Full member of Lithuanian Academy of Science, Lithuanian Energy Institute, jura.kriauciuniene@gmail.com

ГІДРОЛОГІЯ СУХОДОЛУ		
Шакірзанова Ж.Р., Сіваєв Д.В.	5	HYDROLOGY
Просторово-часові тенденції максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся		Shakirzanova Zh., Sivaiev D.
Козицький О.М., Шевчук С.М., Шевченко І.А., Маврикін Є.О., Логунова Н.В.	21	Kozytskyi O., Shevchuk S., Shevchenko I., Mavrykin E., Logunova N.
Багаторічна динаміка руслових процесів р. Десна біля м. Чернігова		Multi-year dynamics of the channel processes in the Desna river near Chernihiv city
МОРСЬКА ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЯ ТА ОКЕАНОГРАФІЯ		MARINE HYDROMETEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY
Тучковенко Ю.С., Кушнір Д.В., Матигін О.С.	40	Tuchkovenko Yu., Kushnir D., Matygin O.
Результати моделювання мінливості океанографічних характеристик в українському секторі акваторії Чорного моря в штормові періоди листопада 2023 року		Results of the modeling of variability of oceanographic parameters in the Ukrainian sector of the black sea during stormy periods in november 2023
Ільїн Ю.П., Клебанов Д.О.	52	Ilyin Yu., Klebanov D.
Сезонна та довготривала мінливість солоності в районі взаємодії річкових і морських вод за даними спостережень на берегових станціях України		Seasonal and long-term variability of salinity in the area of riverine and marine waters interaction based on observations at coastal stations of Ukraine
КЛІМАТОЛОГІЯ		CLIMATOLOGY
Краковська С.В., Шпиталь Т.М., Кришток Л.Ю., Чигарева А.Ю., Савчук С.В.	62	Krakovska S., Shpytal T., Kryshstop I., Chyhareva A., Savchuk S.
Кліматичні характеристики термічних періодів в Україні до кінця ХХІ ст. Частина IV: Кліматичне літо		Climate characteristics of thermal periods in ukraine until the end of the 21 st century. Part IV: Summer season
Кухтик С.В., Балабух В.О.	81	Kukhtyk S., Balabukh V.
Кліматична освіта для зеленої відбудови: виклики, методи та практичні кейси		Climate education for green reconstruction: challenges, methods and practical cases
ЧИСЛОВІ МЕТОДИ ТА МОДЕЛІ В ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЇ		NUMERICAL METHODS AND MODELS IN HYDROMETEOROLOGY
Кривошеїн О.О., Кривобок О.А., Заболотна О.С.	92	Kryvoshein O., Kryvobok O., Zabolotna O.
Верифікація чисельної моделі прогнозу погоди Icon в Україні		Verification of the Icon numerical weather prediction model in Ukraine
Чарний Д.В., Шевченко О.Л.	102	Charnyi D., Shevchenko O.
Прогнозування середньо і довгострокових компонент коливань рівнів підземних вод методом штучних нейронних мереж		Forecasting of medium and long-term components of groundwater level fluctuations using artificial neural networks method
МОНІТОРИНГ І ПРОБЛЕМИ ЗАБРУДНЕННЯ ДОВКІЛЛЯ		MONITORING AND PROBLEMS OF ENVIRONMENTAL POLLUTION
Надточій Л.М., Жемера Н.С., Савенець М.В.	114	Nadtochii L., Zhemera N., Savenets M.
Зміни статистичної структури та варіативності загального вмісту забруднюючих речовин в атмосфері урбанізованих районів внаслідок повномасштабного російського вторгнення		Changes in the statistical structure and variability of the air pollutants' total content over urbanized areas as a result of the full-scale russian invasion
ПРОГНОЗУВАННЯ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН		CLIMATE CHANGE FORECASTING
Осадчий В.І., Скриник О.А., Паламарчук Л.В., Сіденко В.П., Ошурок Д.О., Скриник О.Я.	124	Osadchyi V.I., Skrynyk O.A., Palamarchuk L.V., Sidenko V.P., Oshurok D.O., Skrynyk O.Y.
Тренди змін температури повітря та атмосферних опадів в Україні за даними спостережень та кліматичних проєкцій CMIP6		Trend analysis of air temperature and atmospheric precipitation in Ukraine based on observational data and CMIP6 climate projections
ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРІВ	136	RULES FOR AUTHORS



МЕТЕОРОЛОГІЯ • ГІДРОЛОГІЯ • МОНІТОРИНГ ДОВКІЛЛЯ

Київ. 2025. № 2 (8). 136 с.

Засновник та видавець

УКРАЇНСЬКИЙ
ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ІНСТИТУТ
ДСНС УКРАЇНИ ТА НАН УКРАЇНИ

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

Внесено до переліку фахових видань
України (категорія "Б") за спеціальністю
Е4 (103) Науки про Землю
згідно наказу МОН України
№ 1721 від 10.12.24.

Рекомендовано до друку

Вченою Радою Українського
гідрометеорологічного інституту
ДСНС України та НАН України
(№ 9-П/95 від 15.10.2025 р.)

Рішенням Національної ради України
з питань телебачення і радіомовлення
№ 478 від 29.02.2024 р. присвоєно
ідентифікатор медіа R30–02943

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
тел. +38 044 525 1250

Відповідальний редактор:

Олексій Шевченко

Дизайн обкладинки:

Катерина Сурай

Editorial office address

37, Prospect Nauky, Kyiv, 03028, Ukraine
e-mail: journal@uhmi.org.ua
phone: +38 044 525 1250

Responsible editor:

Oleksii Shevchenko

Cover design:

Kateryna Surai

Підписано до друку 25.11.2025 р. Формат 60×84/8. Друк офсетний. Папір крейдований.
Ум. друк. арк. 15,81. Наклад 100 прим. Зам. № УГІ-02-25.

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.

© Український гідрометеорологічний інститут, 2025

Ж.Р. Шакірзанова

ORCID ID: 0000-0003-0600-5657
jannettodessa@gmail.com

Д.В. Сіваєв

ORCID ID: 0009-0000-3866-8274
sivaevxxx1d@gmail.com

Одеський національний
університет ім. І.І. Мечникова
МОН України

УДК 556.166

DOI: <https://doi.org/10.15407/Meteorology2025.08.005>

ПРОСТОРОВО-ЧАСОВІ ТЕНДЕНЦІЇ МАКСИМАЛЬНОГО ТАЛО-ДОЩОВОГО СТОКУ РІЧОК УКРАЇНСЬКОГО ПОЛІССЯ

Робота присвячена дослідженню просторово-часових багаторічних тенденцій характеристик максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся (правобережна частина) при використанні гідролого-генетичного методу статистичних досліджень. В останні роки повені на річках від танення снігу та випадіння опадів стали виникати в більш ранні, майже зимові періоди року, формуючи максимальний тало-дощовий стік річок Українського Полісся. Водночас, у період зміни клімату зменшення снігового покриву і його танення внаслідок підвищення зимових температур повітря призвели до зменшення повеней за величиною і розповсюдженням по території. При використанні гідролого-генетичного методу статистичних досліджень здійснено перевірку статистичної однорідності гідрологічних рядів спостережень максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся (максимальних витрат води, шарів стоку), дослідження часових трендів, циклічності коливань стоку води та синхронності в їхніх рядах. Аналіз однорідності часових рядів максимальних витрат води тало-дощового стоку річок Українського Полісся на основі сумарних кривих показав, що в рядах спостережень має місце порушення їхньої однорідності на відміну від часових рядів шарів стоку. Узагальнюючи результати аналізу коливань максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся за інтегральними кривими максимальних витрат води та шарів стоку можна відзначити, що вони синхронні й точки перегину інтегральних кривих майже співпадають. Аналіз хронологічного ходу часових рядів стокових величин максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся показав, що вони мають фази циклічних коливань водності, що й обумовлює виражені тренди в часових рядах максимального стоку. Для річок Українського Полісся багатоводна фаза спостерігалася в основному до 1981–1982 рр., а маловодна фаза триває на річках до 2020 року. Це надає можливості для подальшого використання статистичних методів з метою визначення розрахункових параметрів максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся за наявними матеріалами спостережень за стоком води.

Ключові слова: максимальний тало-дощовий стік, багаторічні тенденції.

ВСТУП

Дослідження українських та закордонних вчених свідчать, що зміна клімату істотно вплинула на гідрологічний режим річок, зокрема спричинила значну різноманітність у виникненні річкових тало-дощових повеней. Ця різноманітність виявляється у збільшенні або зменшенні частоти повеней, зміні часу їхніх формувань та проходження. Такий гідрологічний режим річок призводить до зростання економічних збитків, пов'язаних із екстремальними повенями, в багатьох регіонах світу, включаючи територію України.

Група закордонних і вітчизняних вчених, зокрема Blöschl, G. та ін. (Blöschl et al., 2017, 2019; Kemter et al., 2020), провели дослідження, у результаті яких було виявлено значні зміни у водному режимі річок протягом останніх п'яти десятиліть. Ці зміни спос-

терігалися як у Центральній, Західній та Північній Європі, так і на річках Східної Європи, де розташоване Українське Полісся. Так, останніми роками, на тлі глобальних і регіональних кліматичних змін при зменшенні снігового покриву, внаслідок підвищення температур повітря, спостерігається перерозподіл водних ресурсів: весняний стік зменшується, терміни його проходження скорочуються, але зберігається ймовірність виникнення інтенсивних тало-дощових паводків, пов'язаних із надлишком вологи у ґрунті, що збільшує частоту повеней, але з меншими масштабами їхньої синхронізації у регіоні (Kemter et al., 2020). У роботі (Snizhko et al., 2023) зазначено, що у більшості рівнинних річок України, знижується інтенсивність і частота весняних повеней, при зростанні частки літньо-осінніх дощових паводків. Основними причинами перерозподілу

стоку води на фоні зростання температур повітря є зміна типу опадів — частіше випадіння дощів замість снігу, що зменшує сніговий покрив.

Дослідження українських науковців (Гребінь, 2010а, 2010b; Vasylenko, 2015; Гопченко та ін., 2010) засвідчують, що в останні десятиліття при впливі зміни клімату на річках Українського Полісся весняні водопілля, на фоні зменшення величини їхніх максимумів, стали виникати в більш ранні, навіть зимові місяці на початку року, внаслідок зростання середньомісячної температури повітря впродовж січня–лютого, танення снігу та випадіння дощових опадів. Дослідження українського вченого В.В. Гребеня (Гребінь, 2010а, 2010b) вказують на те, що вплив кліматичних змін, пов'язаних із зимовим потеплінням, зменшенням кількості накопиченого снігу й перерозподілом опадів протягом року проявився у водному режимі річок України з 1989 року.

Такі сучасні кліматичні умови призводять до формування *максимального тало-дощового стоку* річок території Українського Полісся, що спостерігається у більш ранні календарні строки відносно середньобаторічних дат проходження характерної багатоводної фази їхнього водного режиму — весняного водопілля.

Що стосується величин об'ємів стоку та максимальних витрат води, то більш суттєвого зменшення у межах рівнинної частини території України зазнали величини максимальних витрат весняного водопілля (Гребінь, 2010b).

Так, величина зменшення максимальних модулів весняного стоку впродовж 1989–2008 р. відносно попереднього періоду становила в середньому по Україні 57%, а в межах Прип'ятської ландшафтно-гідрологічної провінції 43–48% (у середньому 47%) і навіть 62% (Гребінь, 2010а; Vasylenko, 2015).

Шари весняного стоку в басейнах української частини Прип'яті менш змінилися порівняно із максимальними модулями води водопілля. У середньому по басейну вони зменшились у сучасний період (станом на 2009 р.) на 18–20% (Гребінь, 2010b; Vasylenko, 2015). При цьому, автор (Vasylenko, 2015) відмічає, що частка весняного водопілля від об'єму річного стоку в басейні р. Прип'ять (у межах України) зменшилася за період 1989–2009 рр. приблизно на 9%, що пояснюється внутрішньорічним перерозподілом стоку. Крім того, відмічено зміни амплітуди коливань основних характеристик весняного водопілля в межах басейну після 1989 р., які зменшились на 20–25%.

В останні роки автором (Lobodzinskyi et al., 2023) виконані дослідження змін витрат води р. Горинь внаслідок зміни клімату при аналізі середньодобової температури повітря та кількості опадів для

періодів 1961–1990 та 1991–2020 роки, які є кліматологічними стандартними нормами, відповідно до рекомендацій ВМО (WMO guidelines on the calculation of climate normals, 2017). Так, на фоні зростання температур повітря у холодний період року протягом сучасного кліматологічного періоду (1991–2020 роки), збільшення кількості днів з дощем при зменшенні кількості днів зі снігом взимку і, як результат — зменшення снігонакопичення на території басейну та зменшення частки снігового живлення у сучасний кліматологічний період (Лободзінський & Данько, 2023), максимальні витрати води р.Горинь у весняний сезон суттєво знизилися (у середньому по басейну на 21%) відносно базового періоду.

При цьому через зміну клімату змінилася й форма гідрографів максимального тало-дощового стоку річок у сучасний період до більш “розмитого”, при розпластуванні основної хвилі і зниженні пікових витрат води весняного водопілля, зміщенні дат його початку до більш ранніх строків та збільшенні витрат води у період зимової межени (Гребінь, 2010а; Vasylenko, 2015; Lobodzinskyi et al., 2023).

Авторами (Гопченко та ін., 2010; Горбачова & Барандіч, 2016; Овчарук, 2020; Гопцій & Бондаренко, 2024) виявлені як багаторічні трендові, так і циклічні коливання характеристик максимального стоку весняного водопілля річок Полісся в басейні правобережжя р.Припять. Так, значний спад снігозапасів “послаблює” хвилю паводка, що призводить до загальної тенденції до зниження максимального стоку в Поліссі за останні десятиріччя, а цикли водності стали й мають десятилітні фази водності (Гопченко та ін., 2010; Горбачова & Барандіч, 2016). При цьому найбільш вирогідними причинами трендових змін максимального стоку є перерозподіл стоку за рахунок метеорологічних чинників, а в окремих випадках можливий вплив антропогенної діяльності при зарегульованості стоку води (Горбачова & Барандіч, 2016; Овчарук, 2020).

Отже, дослідження максимального стоку води в річках має велике наукове й практичне значення. Розуміння умов формування екстремальних значень максимального стоку води, їхньої частоти виникнення, а також аналіз багаторічних тенденцій є особливо важливими у інженерному проектуванні та прогностичній оперативній діяльності для запобігання матеріальних втрат при можливому затопленні заплавлених територій, руйнуванні гідротехнічних споруд, неочікуваних катастрофічних наслідків для населених пунктів. Так, за прогнозами науковців (Merz et al., 2014; Knighton et al., 2017; Tabari, 2020; Bertola et al., 2023) небезпечний характер максимального стоку води в річках різного генезису стане

більш звичайним явищем у майбутньому при теплішній клімату за отриманим авторам (Краковська та ін., 2023; Osurov et al., 2025) ймовірними траєкторіями змін температури та опадів до кінця століття.

Для оцінювання та визначення розрахункових характеристик максимального стоку річок зазвичай використовують ймовірнісний підхід, тобто статистичні методи при залученні багаторічної гідрометорологічної інформації за ретроспективний період спостережень (Лобода, 2010; Гопченко та ін., 2014; Guide to Hydrological Practices, 2009; Горбачова, 2016). Основні рекомендації щодо визначення розрахункових гідрологічних характеристик в Україні надані в СНиП 2.01.14-83.

У результаті використання статистичних методів отримуються середні значення, коефіцієнти варіації та асиметрії, витрати води різної ймовірності перевищення. Проте такої інформації не завжди буває достатньо для вирішення багатьох практичних завдань. У науковій практиці останнім часом все більше розробляються нові методологічні підходи при поєднанні різних методів, наприклад, статистичного і детерміністичного (історичні дані), що потребує використання додаткових даних і параметрів (Горбачова, 2016; Гопченко & Овчарук, 2018; Merz et al., 2014; Knighton et al., 2017; Pekarova et al., 2019).

Особливістю сучасного періоду в умовах зміни клімату є необхідність при визначенні розрахункових та прогнозних характеристик максимального стоку річок, дослідженнях їхніх направлених тенденцій і статистичного аналізу при використанні часових стокових рядів за весь період спостережень включаючи дані в сучасні роки, коли вплив зміни клімату став більш відчутним у водному режимі річок. Так, поширений у сучасній практиці комплексний гідролого-генетичний метод статистичних досліджень часових рядів спостережень, який включає використання графічних методів таких, як графіки кореляційного зв'язку, сумарні криві, хронологічні графіки, інтегральні криві відхилень та ін., методичні положення якого обґрунтовано в роботах (Горбачова, 2016; Горбачова, 2014).

Метою роботи є дослідження та узагальнення просторово-часових багаторічних тенденцій характеристик максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся (правобережна частина) при використанні гідролого-генетичного методу статистичних досліджень часових рядів за весь період стокових спостережень, включаючи дані до 2020 року.

МАТЕРІАЛИ І МЕТОДИ

Об'єктом дослідження є територія Українського Полісся у межах правобережної частини країни

(Прип'ятського Полісся). Відповідно до гідрографічного районування, виконаного авторами (Хільчевський & Гребінь, 2017) згідно положень Водної рамкової директиви ЄС (Директива 2000/60/ЄС, 2000) вона включає річки суббасейну р.Прип'ять (у межах правобережжя річки) та деякі праві притоки суббасейну Середнього Дніпра.

Територія розташована в північно-західній частині країни в межах лісової (мішаних лісів і частково широколистяних лісів) та лісостепової географічних зон України (Національний атлас України, 1999–2000). Річки тут протікають наступними областями України: Волинською та Рівненською, значною частиною Житомирської, Хмельницької та Тернопільської (<https://vue.gov.ua>).

Місцевість Українського Полісся дуже зволожена і заболочена, з неоднорідними ландшафтами. Рельєф Полісся взагалі рівнинний. При цьому загально орієнтований нахил поверхні водозборів правих приток р. Прип'ять на північ у бік основного водотоку обумовлює направленість стоку води по схилах і руслах річок у бік р. Прип'ять.

Річки даної території належать до типу рівнинних із переважанням снігового живлення, несталим зимовим режимом із нестійким сніговим покривом у зв'язку з частими відлигами взимку, які призводять до часткового або повного танення снігу і формування зимових паводків різної інтенсивності та водності. Середньо багаторічні строки початку весняних водопіль коливаються від кінця лютого до початку березня, а закінчення водопілля припадає на середину-кінець квітня.

Характерними рисами останніх років за даними Українського Гідрометцентру ДСНС України <https://www.meteo.gov.ua/> в умовах не стійкого температурного режиму взимку, не значних снігозапасів, нерівномірного снігонакопичення стало формування повеней від тало-дощових вод у більш ранні, майже зимові періоди року (як, у 2002, 2007, 2008, 2011, 2015, 2016, 2019, 2021–2024 рр.); у зв'язку з практичною відсутністю сталого снігового покриву на деяких річках максимальний тало-дощовий стік майже не спостерігається (у 2019, 2020, 2022, 2024 та у 2025 рр.) (Сіваєв & Шакірманова, 2024).

Дослідження просторово-часових багаторічних тенденцій характеристик максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся (максимальних витрат води, шарів стоку, строків проходження) здійснено при використанні гідролого-генетичного методу статистичного аналізу і включає перевірку однорідності гідрологічних рядів спостережень, дослідження часових трендів, циклічності коливань стоку води та синхронності в їхніх рядах у близько розташованих річкових басейнах.

Для статистичного аналізу часових рядів гідрологічних характеристик максимального тало-дощового стоку були прийняті дані стокових спостережень по діючих гідрологічних постах гідрометеорологічної мережі спостережень ДСНС України в межах території басейнів річок Українського Полісся за весь період спостережень, включаючи дані по 2020 рік.

Використання статистичних методів вимагає, щоб ряди вихідних багаторічних гідрометеорологічних даних, зокрема гідрологічного стоку річок, відповідали критеріям стаціонарності та однорідності. Однорідність гідрологічних даних є важливою умовою для коректного застосування статистичних методів (Лобода, 2010; Гопченко та ін., 2014; Guide to Hydrological Practices, 2009; Горбачова, 2016; СНиП 2.01.14-83, 1983; Горбачова, 2014) і забезпечення точності у інженерних гідрологічних розрахунках і прогнозах стоку річок (Гопченко та ін., 2010). Однак на практиці ця вимога часто порушується внаслідок різних причин, які потребують ретельного аналізу.

Порушення статистичної однорідності часових рядів гідрологічного стоку часто обумовлені комплексом різноманітних чинників, які впливають на формування стоку річок. Одним із таких факторів природного характеру є специфіка підстильної поверхні водозборів річок, включаючи безстічні мікро- та макропониження місцевості. Вони можуть значно змінювати динаміку водного балансу, що впливає на однорідність даних. До антропогенних впливів відноситься господарська діяльність, як-то регулювання річкового стоку, будівництво гідротехнічних споруд, сільськогосподарські заходи, агролісомеліорація, зрошування та перекидання стоку, що також є суттєвими причинами змін.

Крім того, необхідно враховувати вплив глобальних і регіональних змін клімату, які можуть порушувати стаціонарність гідрометеорологічних процесів. Такі зміни, як підвищення температури повітря, зміна режиму опадів або збільшення частоти екстремальних погодних явищ, суттєво впливають на характер стоку річок, викликаючи його статистичну нестабільність і змінюючи довгострокові тенденції (тренди), що проявляються у поступовій зміні середніх характеристик стоку (Гопченко та ін., 2014). Однак статистична неоднорідність може також виникати й через недостатню тривалість періоду спостережень, що ускладнює аналіз даних (Гопченко та ін., 2014; СНиП 2.01.14-83, 1983). Аналіз цих факторів є необхідним для забезпечення точності прогнозів і адаптації управління водними ресурсами до нових умов.

Методи аналізу однорідності даних. Особливу увагу в гідрологічних розрахунках приділяють методам перевірки статистичної однорідності рядів

(СНиП 2.01.14-83, 1983). Найефективнішим способом оцінки однорідності є детальний аналіз часових рядів гідрометеорологічних спостережень, опублікованих в офіційних документах у галузі гідрології.

За рекомендаціями Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО) (Guide to Hydrological Practices, 2009) цей аналіз передбачає побудову залежностей між стоком і стокоутворюючими чинниками. Методи такого аналізу поділяються на фізичні (врахування гідрологічних і кліматичних змін) та математичні (застосування статистичних тестів і моделей). Виявлення неоднорідності часто виконується через побудову графіків і трендових залежностей, які дозволяють ідентифікувати зміни у структурі даних, шляхом аналізу характеристик, що дозволяє виявити вплив різних джерел формування стоку та використання тестів на однорідність (Guide to Hydrological Practices, 2009).

Для оцінки однорідності часових рядів спостережень, порівняно коротких за тривалістю, у вітчизняній гідрологічній практиці набуло використання параметричних критеріїв Стюдента та Фішера (Лобода, 2010; Гопченко та ін., 2014; СНиП 2.01.14-83, 1983).

Однак у зв'язку з тим, що гідрологічні ряди зазвичай недостатньо тривалі вони не завжди відповідають нормальному закону розподілу (Гопченко та ін., 2014). У такому разі керівництвом із гідрологічної практики ВМО (Guide to Hydrological Practices, 2009) при перевірці статистичних гіпотез рядів даних рекомендовано до використання непараметричні критерії (наприклад, критерії Манна-Кендалла, Манна-Уїтні, Уорслі, Петтітта, Крускала-Уолліса, CUSUM-тести), на відміну від параметричних t -тесту і F -тесту, що підвищує ефективність перевірки при меншому об'ємі розрахунків.

У даному дослідженні використаний комплексний гідролого-генетичний метод оцінювання однорідності й стаціонарності рядів спостережень, що базується на побудові і використанні графіків, а саме: сумарних кривих, хронологічних і різницево-інтегральних кривих (Guide to Hydrological Practices, 2009; Горбачова, 2016). Застосування сучасних методичних підходів щодо статистичного оцінювання рядів спостережень із використанням графічних методів, широко висвітлені в роботах Л.О. Горбачової (Горбачова, 2016; Pekarova et al., 2019; Горбачова, 2014).

Сумарна крива відображає накопичувальні значення гідрологічної величини протягом часу і обчислюється за формулою (Rippl, 1883)

$$Q = \sum_{t=1}^T q(t), \quad (1)$$

де Q — сумарна величина гідрологічної характеристики за період часу T ; $q(t)$ — гідрологічна характеристика t -го року.

На графіку сумарної кривої накопичувальні величини гідрологічної характеристики, при сталих умовах її формування, наближаються до прямої лінії, де нахил цієї лінії відносно осі абсцис є постійним коефіцієнтом. Відхилення гідрологічної характеристики від прямої лінії на графіку служить індикатором змін цієї характеристики та, відповідно, змін умов її формування (Горбачова, 2014).

Тренди часових рядів. У ході багаторічних коливань різних гідрометеорологічних характеристик, розрахованих по обмеженому обсягу вихідної інформації та при встановленій неоднорідності багаторічного гідрометеорологічного ряду з відчутними наслідками водогосподарських перетворень розраховуються лінійні і навіть нелінійні тренди з оцінкою їхньої статистичної значущості (Лобода, 2010; Гопченко та ін., 2014; Горбачова, 2016). Тренд це спрямована зміна величин під дією природних чи антропогенних факторів у бік збільшення або зменшення. Побудова трендів зазвичай здійснюється при згладжуванні членів багаторічного ряду гідрометеорологічного ряду спостережень за методом простих ковзних середніх коли при використанні середніх точок обраного інтервалу враховується інформація про поведінку функції з обох боків від розглядуваної точки (Гопченко та ін., 2014).

Так, якщо інтервал згладжування T дорівнює 3, то згладжені значення визначаються наступним чином:

$$\tilde{q}_2 = \frac{1}{3}(q_1 + q_2 + q_3); \quad (2)$$

$$\tilde{q}_3 = \frac{1}{3}(q_2 + q_3 + q_4) \text{ й т.д.} \quad (3)$$

При цьому під час згладжування за трьома точками ("трирічками") крайові величини ряду визначаються так:

$$\tilde{q}_1 = \frac{1}{6}(5q_1 + 2q_2 - q_3); \quad (4)$$

$$\tilde{q}_n = \frac{1}{6}(-q_{n-2} + 2q_{n-1} + 5q_n), \quad (5)$$

де $\tilde{q}_i$ — згладжене значення, зокрема, річкового стоку.

При дослідженні лінійних трендів гідрометеорологічної характеристики в часі завдання оцінки їхньої статистичної значущості виконується, наприклад, за оцінкою значущості коефіцієнта регресії (складових рівняння лінійної регресії) або коефіцієнта кореляції r . Значущість коефіцієнта кореляції тренду r оцінена в роботі за методом Пірсона за

виконання умови $r > 2\sigma_r$, коли тренд вважається значущим (Real Statistics Using Excel). Середня квадратична похибка розрахунку коефіцієнта кореляції

$$\sigma_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{n-1}},$$

де r^2 — величина достовірності апроксимації; n — число років спостережень.

Наявність статистично значущих лінійних трендів у багаторічних рядах гідрометеорологічних величин (тобто таких, що істотно відрізняються від нуля) свідчить про часову неоднорідність або нестационарність досліджуваних гідрологічних характеристик, оскільки в цьому випадку середнє значення закономірно змінюється у часі.

Різницево-інтегральна крива як метод для оцінки циклічності коливань стоку річок. Вивчення багаторічної динаміки гідрометеорологічних процесів передбачає аналіз їхньої циклічної природи, що має важливе значення для раціонального використання водних ресурсів і дозволяє робити припущення щодо можливих майбутніх змін у розвитку природних явищ. Під циклічністю багаторічних коливань стоку річок розуміють зміну водності, яка проявляється у чергуванні періодів із високими та низькими значеннями, що різняться за тривалістю та величиною відхилення від середнього багаторічного стоку у розглянутому часовому інтервалі (Гопченко та ін., 2014; Горбачова, 2016; Merz et al., 2014).

Крім того, дослідження багаторічних рядів стоку, поряд з аналізом циклічності, передбачають і виявлення синхронності або асинхронності, синфазності або асинфазності в рядах стоку з близько розташованих річкових басейнів, що знаходяться в однакових кліматичних умовах та подібних умовах географічного ландшафту (Гопченко, та ін., 2014; Горбачова, 2016; Merz et al., 2014). У таких умовах коливання водності річок зазвичай є синхронними.

Однак через різноманітність синоптичних процесів, що призводять до неоднорідності випадання атмосферних опадів у просторі та часі, а також через змінність по території басейну рельєфу та ґрунтового й рослинного покриву, відповідність між змінами стоку різних річок часто порушується. При цьому аналіз циклічних коливань водності доцільно проводити в межах маловодних та багатоводних фаз (Гопченко, та ін., 2014; Горбачова, 2016).

Для оцінки циклічних коливань гідрометеорологічних величин використовуються такі методи, як автокореляційний та спектральний аналіз, різни-

цеві інтегральні криві, а також згладжування рядів спостережень за допомогою ковзаючих n -років та біноміального осереднення.

Разом з тим, у низці досліджень (Лобода, 2010; Гопченко, та ін., 2014; Горбачова, 2016; Гопченко & Овчарук, 2018; Pekarova et al., 2019) підкреслюється, що найбільш результативним підходом є застосування різницевої інтегральної кривої, оскільки саме цей метод забезпечує можливість чітко окреслити межі фаз водності. Додатково, використання такого аналізу дозволяє простежити часову еволюцію циклів водності та встановити як кількісні характеристики їх змін, так і якісні особливості розвитку процесів (Гопченко & Овчарук, 2018; Pekarova et al., 2019).

Метод різницевих інтегральних кривих широко використовується у гідрологічних розрахунках, зокрема, в рамках Всесвітньої метеорологічної організації (Guide to Hydrological Practices, 2009). Вітчизняні дослідники використовують цей метод, позначаючи його як метод різницево-інтегральної кривої досліджень (Лобода, 2010; Гопченко, та ін., 2014; Горбачова, 2016; СНІП 2.01.14-83, 1983), який дозволяє із достатньою точністю вивчати циклічність коливань стоку річок.

Оцінювання циклічних коливань річкового стоку здійснюють за допомогою різницевих інтегральних кривих за процедурою, яка описана в роботах (Лобода, 2010; Гопченко, та ін., 2014; Guide to Hydrological Practices, 2009; Горбачова, 2016). Поточні ординати різницевих інтегральних кривих від початку побудови кривої до кінця t -го року можна визначити за допомогою рівняння

$$\sum_{t=1}^n (k_t - 1) = f(t), \quad (6)$$

де $k_t = Q_t / Q_{\text{сеп}}$ — модульні коефіцієнти t -го року; Q_t і $Q_{\text{сеп}}$ — витрати t -го року та середні витрати за період часу n .

Різницева інтегральна крива стоку, подібно до інших інтегральних кривих, характеризується властивістю, за якою відхилення середнього значення величини (модульного коефіцієнта) на будь-якому часовому відрізку від його середнього значення за багаторічний період спостережень дорівнює одиниці. Величина цього відхилення визначається тангенсом кута нахилу відрізка, що з'єднує початкову та кінцеву точки даного інтервалу, відносно горизонтальної осі (Гопченко та ін., 2014).

Практичне застосування цих методів при аналізі максимального тало-дощового стоку річок здійснювалося в різні роки, наприклад, у роботах авторів (Гопченко & Овчарук, 2018; Pekarova et al., 2019; Гопченко та ін., 2010; Горбачова & Барандіч, 2016;

Gorbachova et al., 2018; Овчарук, 2020; Екстремальні гідрологічні явища..., 2024; Гопцій & Бондаренко, 2024) та ін.

РЕЗУЛЬТАТИ І ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

У роботі досліджено статистичну однорідність і стаціонарність максимального тало-дощового стоку (максимальних витрат води та шарів стоку) річок Українського Полісся при використанні гідролого-генетичного методу аналізу. З цієї метою були побудовані сумарні криві, різницеві інтегральні криві й хронологічні графіки максимальних витрат води та шарів стоку (виражених у відносних величинах — модульних коефіцієнтах) по гідрологічних постах, що рівномірно розташовані по території, яка розглядається й з періодом спостережень від 59 до 96 років.

Аналіз сумарних кривих максимальних витрат води тало-дощового стоку річок Українського Полісся (рис. 1а), а також у роботі (Горбачова & Барандіч, 2016) показав, що має місце порушення статистичної однорідності їх часових рядів спостережень. Так, для річок західної та центральної частин правобережного Полісся, на кривих спостерігається точка перегину (у період 1981 р.), після якої змінюється тенденція величини максимальних витрат води. У той же час, для річок східної частини території (наприклад, Тетерів і Ірша) криві мають випуклу дугоподібну форму зі зміною її нахилу.

Такий вигляд сумарних кривих демонструє, що для максимальних витрат води тало-дощового стоку річок Українського Полісся не спостерігається односпрямованих і стабільних тенденцій, що вказує на складність і різноманітність гідрологічних процесів у регіоні.

На відміну від максимальних витрат води, аналіз сумарних кривих шарів максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся (рис. 1б) показав майже відсутність виражених відхилень від прямих ліній для деяких річок цієї території. Це свідчить про те, що більшість рядів спостережень шарів стоку річок Полісся можна вважати статистично однорідними навіть на основі аналізу сумарних кривих.

До речі, авторами (Гопченко та ін., 2010) при аналізі однорідності даних по максимальному стоку весняного водопілля річок басейну Прип'яті (українська частина) встановлено, що значна кількість часових рядів спостережень є неоднорідними (за параметричними критеріями Фішера та Стюдента на 1 та 5% рівнях значущості), зазвичай для гідрологічних постів із найбільш тривалими рядами стокових спостережень (з періодом більше 40 років станом на 2010 р.).

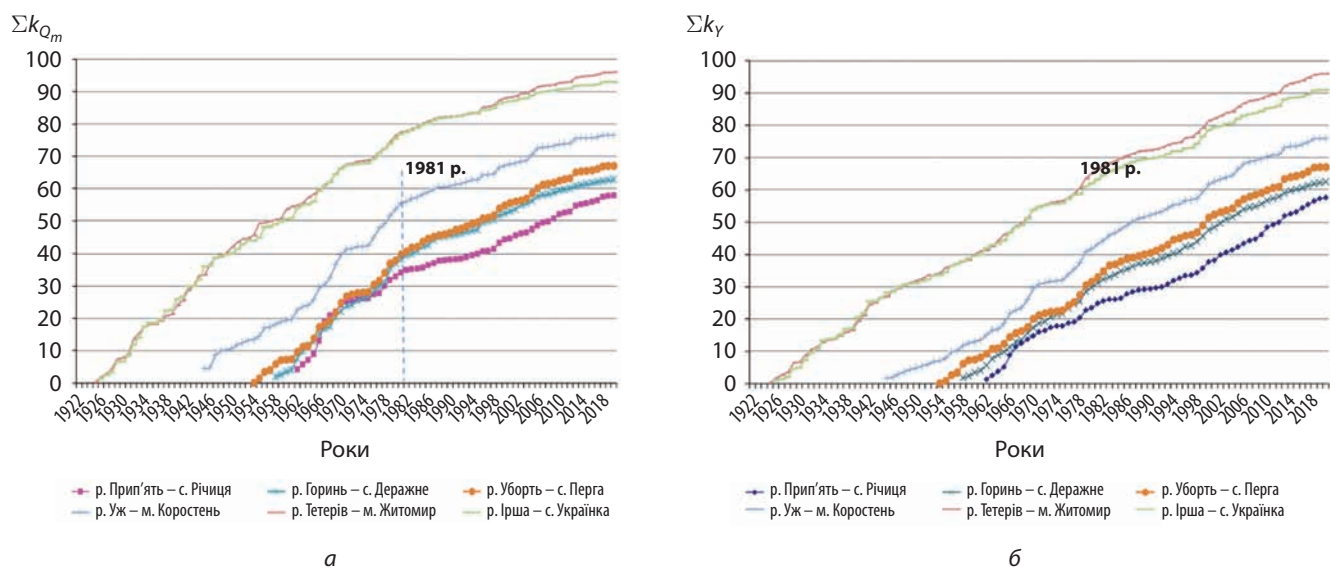


Рис. 1. Сумарні криві деяких річок Українського Полісся: а — максимальних витрат води тало-дощового стоку (Σk_{Q_m}); б — шарів максимального тало-дощового стоку (Σk_y)

У науковій праці (Науково-методична база..., 2019) перевірка однорідності найбільш тривалих рядів максимальних витрат води і шарів стоку річок басейну р. Дніпро (в межах України) з використанням двопараметричних критеріїв — Фішера і Стюдента, та непараметричного — Вілкоксона показала, що з 25 рядів по максимальних витратах води на 5% рівні значущості виявилися однорідними лише 4, а на 1% — 9 рядів, або 36%. Що стосується шарів стоку весняного водопілля, то тут спостерігається дещо інша ситуація — на 5% рівні значущості є однорідними 14 рядів (із 25), а на 1% — 19 рядів або 76% (Науково-методична база..., 2019). Аналогічна ситуація спостерігається майже для більшості рівнинних річок України (Овчарук, 2020). За рядами максимальних витрат води досліджуваних річок однорідними є 30 і 14% (на рівнях значущості 1 та 5% відповідно), а за шарами стоку спостерігається дещо інша ситуація: однорідними є вже 65 і 54% рядів даних відповідно.

Основними причинами порушення однорідності часових рядів максимальних витрат води тало-дощового стоку річок території є такі фактори, як перерозподіл стоку під впливом метеорологічних умов, значна антропогенна зарегульованість стоку, а в сучасний період й зміна клімату, яка впливає на гідрологічний режим річок.

Для визначення причин порушення однорідності рядів максимального тало-дощового стоку і можливості подальшого використання статистичних методів у роботі детально проаналізовано багаторічні часові ряди максимальних витрат води й шарів тало-дощового стоку річок, а також оцінено їхню циклічність. Це дозволило краще зрозуміти вплив

зовнішніх і внутрішніх чинників на однорідність і стійкість гідрологічних процесів.

Дослідження багаторічних коливань максимального тало-дощового стоку. Для аналізу багаторічних коливань та просторово-часових узагальнень статистичних характеристик максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся були залучені найдовші та, по можливості, безперервні ряди спостережень (гідрологічні пости з періодом спостережень від 59 до 96 років). Причому, лише два з цих рядів мають безперервну тривалість понад 80 років. Такий часовий ряд охоплення забезпечує достатню основу для вивчення закономірностей і тенденцій у багаторічній динаміці тало-дощового стоку.

Хронологічні графіки, які відображають багаторічну динаміку максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся, представлені у вигляді графіків для максимальних витрат води (рис. 2а) та для шарів стоку (рис. 2б), згладжених за допомогою лінійного фільтру модульних коефіцієнтів. Аналіз графіків свідчить про наявність річних коливань водності річок, характерних для регіону, із чіткою помітною загальною тенденцією до зменшення величини стоку за багаторічний період, що підтверджується і дослідженнями (Гопченко та ін., 2010). Найбільш вираженим це зменшення є для максимальних витрат води (рис. 2а), що може вказувати на вплив зовнішніх факторів, одним із яких є зміна клімату.

При цьому оцінена статистична значущість коефіцієнту кореляції тренду r на 5% рівні значущості (за виконання умови $r > 2\sigma_r$, коли тренд вважається значущим), показала, що для максимальних витрат

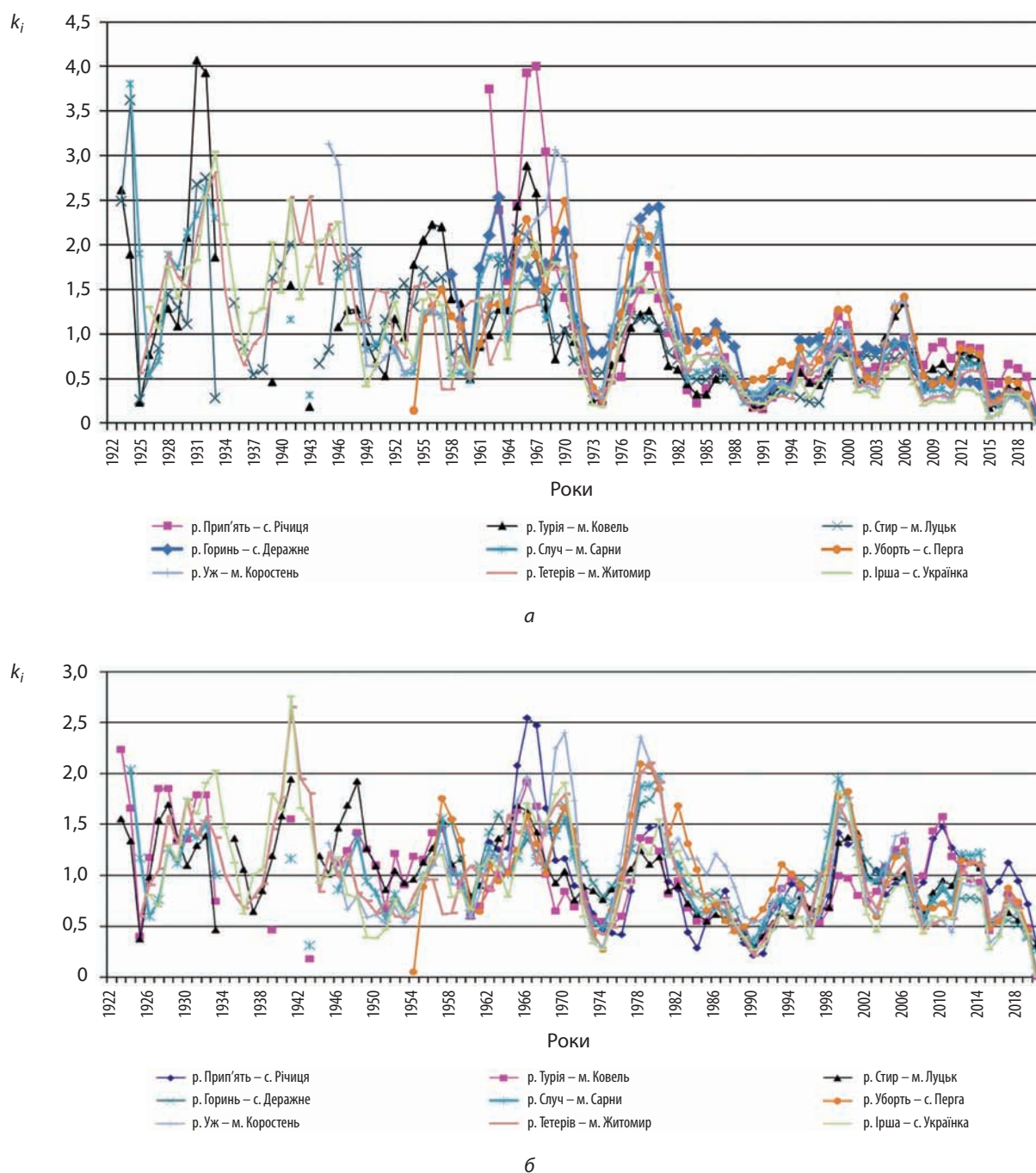


Рис. 2. Хронологічні графіки (трирічні ковзні) максимальних витрат води (а) та шарів (б) тало-дощового стоку річок Українського Полісся

води для всіх постів тренди є значущими (табл. 1), а для шарів стоку майже половина з них, навпаки, незначущі (табл. 2).

Статистично значущі лінійні тренди, які були виявлені при аналізі часових рядів максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся вказують на наявність статистичної неоднорідності та не стаціонарності досліджуваних гідрологічних характеристик. Це проявляється через закономірну зміну середнього значення у часі, що порушує

умови стаціонарності, необхідні для застосування багатьох класичних статистичних методів. Така ситуація може бути обумовлена довгостроковою зміною клімату, антропогенними чинниками або іншими факторами, які впливають на формування тало-дощового стоку та його динаміку. З метою виявлення причин порушення однорідності рядів характеристик максимального тало-дощового стоку річок у роботі побудовано різницево-інтегральні криві відхилень.

Таблиця 1. Оцінка значущості лінійних трендів у багаторічному ході максимальних витрат води тало-дощового стоку річок Українського Полісся

Індекс поста	Річка — пост	Період спостережень	n, роки	r	$2\sigma_r$	$r/2\sigma_r$	Висновок
79361	Прип'ять — с. Річиця	1962–2020	59	0,45	0,21	2,14	Значущий
79407	Турія — м. Ковель	1923–33, 1939, 1941, 1943, 1946–2020	89	0,40	0,18	2,22	Значущий
79477	Стир — м. Луцьк	1923–1933, 1935–1941, 1944–2020	95	0,41	0,17	2,41	Значущий
79521	Горинь — с. Деражне	1958–2020	63	0,53	0,18	2,94	Значущий
79549	Случ — м. Сарни	1924–1933, 1941, 1943, 1946–2020	87	0,37	0,19	1,95	Значущий
79596	Уборть — с. Перга	1954–2020	67	0,37	0,21	1,76	Значущий
79694	Уж — м. Коростень	1945–2020	76	0,39	0,20	1,95	Значущий
80077	Тетерів — м. Житомир	1925–2020	96	0,48	0,16	3,00	Значущий
80090	Ірша — с. Українка	1926–2020	95	0,50	0,15	3,33	Значущий

Таблиця 2. Оцінка значущості лінійних трендів у багаторічному ході шарів максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся

Індекс поста	Річка — пост	Період спостережень	n, роки	r	$2\sigma_r$	$r/2\sigma_r$	Висновок
79361	Прип'ять — с. Річиця	1962–2020	59	0,20	0,25	0,80	Не значущий
79407	Турія — м. Ковель	1923–33, 1939, 1941, 1943, 1946–2020	89	0,32	0,19	1,78	Значущий
79477	Стир — м. Луцьк	1923–1933, 1935–1941, 1944–2020	95	0,35	0,18	1,94	Значущий
79521	Горинь — с. Деражне	1958–2020	63	0,40	0,21	1,90	Значущий
79549	Случ — м. Сарни	1924–1933, 1941, 1943, 1946–2020	87	0,14	0,19	0,74	Не значущий
79596	Уборть — с. Перга	1954–2020	67	0,20	0,24	0,83	Не значущий
79694	Уж — м. Коростень	1945–2020	76	0,14	0,23	0,61	Не значущий
80077	Тетерів — м. Житомир	1925–2020	96	0,24	0,19	1,26	Значущий
80090	Ірша — с. Українка	1926–2020	95	0,26	0,19	1,37	Значущий

Аналіз побудованих *різницево-інтегральних кривих*, тобто сумарних кривих відхилень нормованих величин максимальних витрат води та шарів максимального тало-дощового стоку від їх середнього значення (одиниці) показує (рис. 3), що коливання водності річок Українського Полісся у різних районах майже однакові як за часом зміни фаз, так і за інтенсивністю зростання або зменшення сумарних відхилень. Це може свідчити про те, що водність річок залежить від локальних умов, таких як географічне розташування, кліматичні особли-

вості, рельєф, тип ґрунтів, а також антропогенний вплив.

Порівняння багаторічних коливань максимального тало-дощового стоку в різних пунктах виявляє кілька важливих характеристик просторово-часової динаміки водності річок Українського Полісся. Так, для річок розташованих поряд (у межах одного умовного району) має місце *синфазність багаторічних коливань*. Це означає, що на цих річках одночасно фіксуються однакові фази водності (періоди зростання або зменшення стоку) протягом

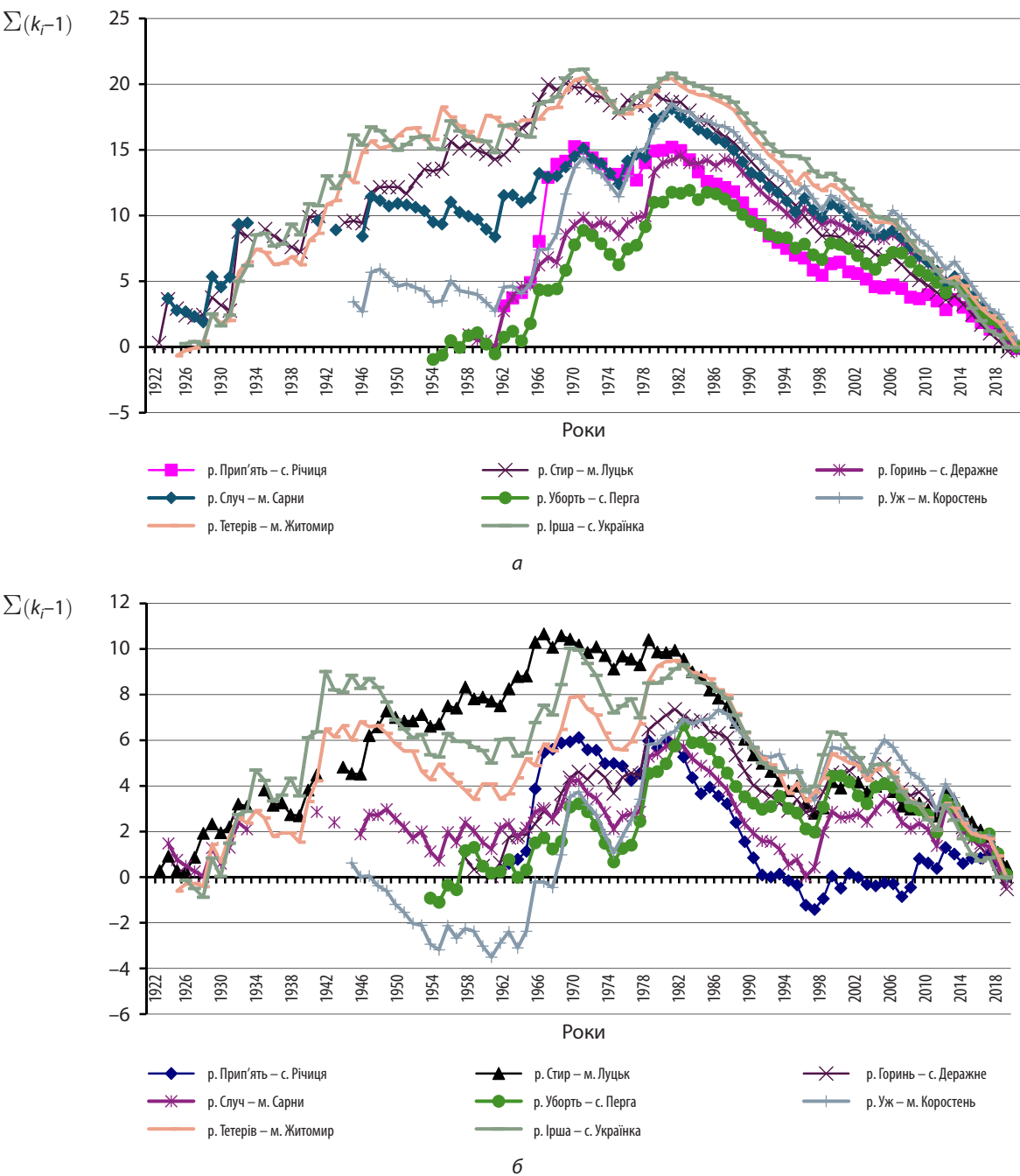


Рис. 3. Різницеви інтегральні криві максимальних витрат води (а) та шарів стоку (б) максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся

тривалого часу. Така синфазність обумовлена схожими природними умовами, зокрема кліматичними (опаді, температура, сезонність), географічними чинниками (рельєф, характер ґрунтів) та, меншою мірою, антропогенним впливом.

Крім синфазності, для більшості досліджених річок характерна *синхронність багаторічних коливань*. Синхронність проявляється в однаковому ході водності окремих років, коли зміни водності відбуваються подібним чином у різних пунктах (зокрема, синхронно зростають або знижуються мак-

симальні витрати води). При цьому між змінами коливань стоку в різних пунктах спостерігаються схожі співвідношення.

Територія Українського Полісся, яка розглядається в роботі, за районуванням за синхронністю коливань річного стоку (Лобода, 2005), виконаного при використанні факторного аналізу та методу головних компонент, відноситься до Західного (І) району, в межах підрайонів а) і б). Із цим районуванням майже співпадає сучасне районування рівнинної території України (Овчарук, 2020) за синхронністю

та циклічністю коливань максимального стоку весняного водопілля (при сумісному послідовному використанні гідролого-генетичного, факторного і кластерного аналізів). За таким районуванням територія Українського Полісся відноситься до району І: підрайон Іа — крайня західна частина басейну правобережжя р. Прип'ять (до р. Стохід), підрайон Іб — центральна та східна частина Полісся (басейн р. Прип'ять, Уж, Тетерів, Ірпінь). У межах таких районів і підрайонів зберігаються однотипні за циклами водності умови формування максимального стоку річок, а районування рекомендовано використовувати в гідрологічних розрахунках і прогнозах.

Аналіз побудованих у даній роботі різницевих інтегральних кривих відхилень для максимальних витрат води та шарів тало-дощового стоку річок Українського Полісся показав, що ці криві демонструють циклічність у водності річок, із характерними спільними рисами та деякими відмінностями. Так, відхилення щорічних величин максимальних витрат води від середніх значень (рис. 3а) зазвичай більші, ніж для шарів стоку (рис. 3б). Це пояснює те, що сумарні відхилення для шарів стоку (максимальні ординати кривих) виявляються значно меншими, порівняно з витратами води.

Незважаючи на неоднорідність, аналіз інтегральних кривих відхилень дозволяє виявити деякі загальні закономірності в часових рядах водності річок. Наприклад, усі річки демонструють чергування фаз зростання та зниження водності, хоча тривалість та інтенсивність цих фаз дещо відрізняються для різних річок.

У цілому хід кривих і фази водності майже повністю збігаються за інтегральними кривими як для максимальних витрат води (рис. 3а), так й для шарів стоку (рис. 3б). Але коливання водності максимальних витрат води дещо відрізняються від коливань шарів стоку.

Навіть якщо коливання максимальних витрат води та шарів тало-дощового стоку синхронні, а точки перегину інтегральних кривих збігаються, інтенсивність підйому чи спаду кривих, а також їхній загальний вигляд, можуть значно різнитися. Це зумовлено різними співвідношеннями відхилень. Як результат, завершення однакових фаз водності за цими кривими в багаторічному аналізі може не збігатися, що підтверджується даними в *таблицях 3 та 4*.

Для річок у різних частинах Полісся (західної, центральної та східної) характерні свої особливості динаміки змін — у західній та центральній частинах Полісся фази коливань можуть бути більш вираженими, у східній частині (рр. Тетерів, Ірша) коливання водності мають більш плавний характер.

Так, у цілому для річок Українського Полісся багатоводна фаза простежувалася з самого початку спостережень (хоча для річок із перервами у спостереженнях у ранні роки важко чітко визначити початок багатоводної фази через брак даних) і тривала до 1971 року як для максимальних витрат води, так і для шарів тало-дощового стоку (рис. 3, табл. 3, табл. 4). Такий висновок зроблено і в роботі (Горбачова & Барандіч, 2016). Але багатоводні весняні водопілля періоду 1976–1981–1982 років, призвели до подовження тривалості багатоводної фази циклічних коливань до 1981–1982 рр. На річках центральної і східної частин території періоди високих водопіль з 1976 по 1988 роки спричиняли іноді подовження багатоводного періоду на фоні спадаючої інтегральної кривої до 1988 року. Маловодна фаза на річках Українського Полісся тривала до 2020 року.

Загальна тенденція до зниження максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся в останні десятиліття обґрунтована в роботах (Гопченко та ін., 2010; Vasylenko, 2015; Гребінь, 2010b, Горбачова & Барандіч, 2016; Овчарук, 2020;

Таблиця 3. **Визначення тривалості фаз багаторічних коливань максимальних витрат води максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся за різницевиими інтегральними кривими**

Код поста	Річка-пост	Період спостережень	Кількість років	Багатоводна фаза	Маловодна фаза
79361	Прип'ять — с. Річиця	1962–2020	59	1962–1981	1982–2020
79407	Турія — м. Ковель	1923–1933, 1939, 1941, 1943, 1946–2020	89	(1946)–1981	1982–2020
79477	Стир — м. Луцьк	1923–1933, 1935–1941, 1944–2020	95	(1923)–1982	1983–2020
79521	Горинь — с. Деражне	1958–2020	63	1958–1987	1988–2020
79549	Случ — м. Сарни	1924–1933, 1941, 1943, 1946–2020	87	(1946)–1981	1982–2020
79596	Уборть — с. Перга	1954–2020	67	1954–1985	1986–2020
79694	Уж — м. Коростень	1945–2020	76	1945–1981	1982–2020
80077	Тетерів — м. Житомир	1925–2020	96	1925–1981	1982–2020
80090	Ірша-с.Українка	1926–2020	95	1926–1981	1982–2020

Таблиця 4. **Визначення тривалості фаз багаторічних коливань шарів максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся за різницевиими інтегральними кривими**

Код поста	Річка-пост	Період спостережень	Кількість років	Багатоводна фаза	Маловодна фаза
79361	Прип'ять — с. Річиця	1962–2020	59	1962–1981	1982–2020
79407	Турія — м. Ковель	1923–1933, 1939, 1941, 1943, 1946–2020	89	(1946)–1982	1983–2020
79477	Стир — м. Луцьк	1923–1933, 1935–1941, 1944–2020	95	(1923)–1982	1983–2020
79521	Горинь — с. Деражне	1958–2020	63	1958–1982	1983–2020
79549	Случ — м. Сарни	1924–1933, 1941, 1943, 1946–2020	87	(1946)–1982	1983–2020
79596	Уборть — с. Перга	1954–2020	67	1954–1983	1984–2020
79694	Уж — м. Коростень	1945–2020	76	(1960)–1987	1988–2020
80077	Тетерів — м. Житомир	1925–2020	96	1925–1982	1983–2020
80090	Ірша — с. Українка	1926–2020	95	1926–1983	1984–2020

Lobodzinskiy et al., 2023; Гопцій & Бондаренко, 2024) на основі сумісного аналізу сучасних змін його чинників, що відображає негативний вплив зміни клімату на стік води в басейні. Так, спадаюча фаза циклічних коливань максимальних запасів води в сніговому покриві та суми від’ємної температури повітря за зимовий період, починаючи з 70-х років минулого століття, призводять до зменшення частки снігового живлення і зниження максимальних витрат води весняного водопілля рівнинних річок.

Однак, авторами (Корнієнко та ін., 2021) за результатами дослідження стохастичних циклічних закономірностей багаторічної мінливості середнього річного водного стоку річок басейну Прип’яті в межах України встановлено, що цикли водності з високою достовірністю триватимуть протягом 29 ± 2 років. При цьому передбачається, що маловодна фази водності річок території триватиме до 2025–2026 рр., потім розпочнеться багатоводна фаза (протягом майже 16–17 років) і з 2044–2045 рр. знов настане період маловоддя до 2055–2056 рр. середнього річного водного стоку річок.

ВИСНОВКИ

Перевірка на статистичну однорідність часових рядів максимальних витрат води тало-дощового стоку річок Українського Полісся на основі сумарних кривих показала, що в їхніх рядах має місце порушення однорідності, на відміну рядів шарів максимального тало-дощового стоку, більшість із яких можна вважати статистично однорідними.

Статистично значущі лінійні тренди, які було виявлено при аналізі часових рядів максимального тало-дощового стоку, вказують на наявність статистичної неоднорідності та нестационарності досліджуваних гідрологічних характеристик.

Вигляд різницево-інтегральних кривих максимальних витрат води та шарів стоку вказує на те,

що коливання водності річок Українського Полісся у різних районах майже однакові як за часом зміни їхніх фаз, так і за інтенсивністю зростання або зменшення сумарних відхилень. При цьому, має місце як синфазність коливань, коли на річках одночасно спостерігаються однакові фази водності, так й їхня синхронність, коли в різних пунктах спостерігається однаковий хід водності окремих років і між змінами коливань стоку існують приблизно однакові співвідношення.

Сумарні відхилення шарів стоку виявляються значно меншими, порівняно з максимальними витратами води. У цілому хід кривих і фази водності майже повністю збігаються за інтегральними кривими як для максимальних витрат води, так й для шарів стоку.

Різницево-інтегральні криві демонструють циклічність водності річок, із характерними подібностями та деякими відмінностями. Для річок Українського Полісся багатоводна фаза спостерігалася в основному до 1981–1982 рр. Триває маловодна фаза на річках Українського Полісся до 2020 року.

Отже, після проведеного багаторічного аналізу гідрологічних величин максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся, можна зробити висновок, що попри наявності неоднорідності в рядах максимальних витрат води і шарів стоку, всі вони мають фази циклічних коливань водності, що й обумовлює виражені тренди в часових рядах максимального стоку. Це дає можливість використання статистичних методів для визначення розрахункових параметрів максимального тало-дощового стоку річок Українського Полісся, приймаючи до уваги наявні матеріали спостережень (з періодом до 2020 року).

У зв’язку з виявленими направленими багаторічними тенденціями до зниження водності мак-

симального стоку річок території Українського Полісся, в подальшому будуть уточнюватися середньобаторічні стоків величини, які є базовими при

територіальному довгостроковому прогнозуванні гідрологічних характеристик максимального тало-дощового стоку річок території.

ЛІТЕРАТУРА

- Гопченко, Є. Д., Лобода, Н. С., & Овчарук, В. А. (2014). Гідрологічні розрахунки: підручник. Одеський державний екологічний університет. Одеса: ТЕС. <http://eprints.library.odeku.edu.ua/id/eprint/6078>
- Гопченко, Є. Д., & Овчарук, В. А. (2018). Сучасна методика нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок України. *Український географічний журнал*, **2**, 26–33. <https://doi.org/10.15407/ugz2018.02.026>
- Гопченко, Є. Д., Овчарук, В. А., & Шакіризанова, Ж. Р. (2010). Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять: монографія. Одеса: ТЕС.
- Гопцій, М.В., & Бондаренко, А.Є. (2024). Міжрічна мінливість стоку повені в басейні р. Тереві за багаторічний період. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, **3**(71), 32–42. DOI: <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2024.3.4>
- Горбачова, Л. О. (2014). Методичні підходи щодо оцінки однорідності та стаціонарності гідрологічних рядів спостережень. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, **1**(32), 22–31.
- Горбачова, Л. О. (2016). Місце та роль гідролого-генетичного аналізу серед сучасних методів дослідження водного стоку річок. *Наукові праці УкрНДГМІ*, **268**, 73–81.
- Горбачова, Л. О., & Барандіч, С. Л. (2016). Просторова-часова мінливість максимального стоку води весняного водопілля та паводків змішаного походження річок України. *Наукові праці УкрНДГМІ*, **269**, 107–114.
- Гребінь, В. В. (2010а). Сучасні зміни умов формування та окремих характеристик весняного водопілля річок України. *Науковий вісник Чернівецького університету: Географія*, **483**, 11–17.
- Гребінь, В. В. (2010b). Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). Київ: Ніка-Центр.
- Екстремальні гідрологічні явища на річках Півдня України: розрахунки і прогнози: монографія / за ред. В. А. Овчарук та Ж. Р. Шакіризанової. (2024). Одеса: Одеський державний екологічний університет. <http://eprints.library.odeku.edu.ua/id/eprint/13144/>
- Директива 2000/60/ЄС Європейського Парламенту і Ради "Про встановлення рамок діяльності Співтовариства в галузі водної політики". (2000). https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/994_962#Text
- Корнієнко, В.О., Ободовський, О.Г., & Лук'янець, О.І. (2021). Оцінка багаторічної мінливості середнього річного стоку води річок басейну Прип'яті в межах України та його розрахункові характеристики у фазі водності. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, **3**(61), 33–41. DOI: <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2024.3.4>
- Краковська, С. В., Шпиталь, Т. М., Чигарева, А. Ю., Писаренко, Л. А., & Криштон Л. Ю. (2023). Кліматичні характеристики термічних періодів в Україні до кінця ХХІ ст. Частина І: теплий період. *Метеорологія, гідрологія, моніторинг довкілля*, **2**(4), 35–50. DOI: <https://doi.org/10.15407/Meteorology2023.04.035>
- Лобода, Н.С. (2005). Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: монография. Одесса: Экология.
- Лобода, Н. С. (2010). Методи статистичного аналізу у гідрологічних розрахунках і прогнозах: навчальний посібник. Одеса: Екологія.
- Лободзінський, О. В., & Данько, К. Ю. (2023). Визначення та оцінка зміни типів живлення річок басейну р. Горинь. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, **2**(68), 32–42. <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2023.2.4>
- Real Statistics Using Excel. Table of Critical Values of Pearson's Correlation Coefficient [Електронний ресурс]. URL: <https://real-statistics.com/statistics-tables/pearsons-correlation-table/>
- Науково-методична база для встановлення розрахункових характеристик весняного водопілля в басейні Дніпра в умовах мінливості клімату: звіт про НДР (остаточний) / Одеський державний екологічний університет; наук. кер. Гопченко Є. Д. (2019). Одеса: ОДЕКУ. № держреєстрації 0117U002424. 754 с.
- Національний атлас України / кер. проекту Л. Г. Руденко, В. С. Чабанюк, А. І. Бочковська. (1999–2000). Інститут географії НАН України. URL: <http://wdc.org.ua/atlas/4070100.html>
- Овчарук, В. А. (2020). Максимальний стік весняного водопілля рівнинних річок України: монографія. Одеса: ТЕС. <http://eprints.library.odeku.edu.ua/id/eprint/9662>
- Сіваєв, Д., & Шакіризанова, Ж. (2024). Вплив зміни клімату на максимальний стік річок Українського Полісся. Матеріали науково-практичної конференції "На варті кліматичних дій" та "Вода для миру". Київ. 73–75. https://doi.org/10.15407/conf_UHMI_CGO_2024.024
- Визначення розрахункових гідрологічних характеристик. СНІП 2.01.14-83 (1983). URL: https://online.budstandart.com/ua/catalog/doc-page.html?id_doc=4260
- Хільчевський, В. К., & Гребінь, В. В. (2017). Гідрографічне та водогосподарське районування території України, затверджене у 2016 р. — реалізація положень ВРД ЄС. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, **1**(44), 8–20.
- Bertola, M., Blöschl, G., Boháč, M., Hall, J., Kiss, A., Kjeldsen, T. R., Kohnová, S., Merz, B., Merz, R., Müller, M., Ovcharuk, V., Parajka, J., & Viglione, A. (2023). Megafloods in Europe can be anticipated from observations in hydrologically similar catchments. *Nature Geoscience*, **16**, 982–988. <https://doi.org/10.1038/s41561-023-01300-5>
- Blöschl, G., Hall, J., Parajka, J., Perdigão, R. A. P., Merz, B., Arheimer, B., ... Živković, N. (2017). Changing climate shifts timing of European floods. *Science*, **357**(6351), 588–590. <https://doi.org/10.1126/science.aan2506>
- Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A., Parajka, J., Perdigão, R. A. P., Merz, B., ... Živković, N. (2019). Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature*, **573**(7772), 108–111. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1495-6>
- Gorbachova, L., Zabolotnia, T., & Khrystyuk, B. (2018). Homogeneity and stationarity analysis of the snow-rain floods in the Danube basin within Ukraine. *Acta Hydrologica Slovaca*, **19**(1), 35–41.
- Guide to Hydrological Practices. (2009). Volume II. Management of Water Resources and Application of Hydrological Practices (6th ed.). WMO No. 168.
- Kemter, M., Merz, B., Marwan, N., Vorogushyn, S., & Blöschl, G. (2020). Joint trends in flood magnitudes and spatial extents across Europe. *Geophysical Research Letters*, **47**(7), e2020GL087464. <https://doi.org/10.1029/2020GL087464>
- Knighton, J., Steinschneider, S., & Walter, M. T. (2017). A vulnerability-based, bottom-up assessment of future riverine

- flood risk using a modified peaks over threshold approach and a physically based hydrologic model. *Water Resources Research*, **53**(12), 10043–10064. <https://doi.org/10.1002/2017WR021036>
- Lobodzinskyi, O., Vasylenko, Y., Koshkina, O., & Nabyvanets, Y. (2023). Assessing the impact of climate change on discharge in the Horyn River basin by analyzing precipitation and temperature data. *Meteorology, Hydrology and Water Management*, **11**(1), 93–106. <https://doi.org/10.26491/mhwm/163286>
- Merz, B., Aerts, J., Arnbjerg-Nielsen, K., Baldi, M., Becker, A., Bichet, A., Blöschl, G., Bouwer, L. M., Brauer, A., Cioffi, F., Delgado, J. M., Gocht, M., Guzzetti, F., Harrigan, S., Hirschboeck, K., Kilsby, C., Kron, W., ... Ward, P. J. (2014). Floods and climate: Emerging perspectives for flood risk assessment and management. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **14**(7), 1921–1942. <https://doi.org/10.5194/nhess-14-1921-2014>
- Pekarova, P., Gorbachova, L., Bacová Mitkova, V., et al. (2019). Statistical analysis of hydrological regime of the Danube River at Ceatal Izmail Station. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, **221**, 012035. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/221/1/012035>
- Rippl, W. (1883). The capacity of storage reservoirs for water supply. *Proceedings of the Institute of Civil Engineers*, **71**, 270–278.
- Snizhko, S., Bertola, M., Ovcharuk, V., Shevchenko, O., Didovets, I., & Blöschl, G. (2023). Climate impact on flood changes — an Austrian-Ukrainian comparison. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, **71**(3), 271–282. <https://doi.org/10.2478/johh-2023-0017>
- Osypov, V., Filippov, N., Mossur, H., Ahafonov, Y., Skrynnyk, O., Osadcha, N., & Osadchyi, V. (2025). Climate change viewer: User-friendly web tool for climate change tracking in Ukraine. *Geomatics and Environmental Engineering*, **19**(5), 49–62. <https://doi.org/10.7494/geom.2025.19.5.49>
- Tabari, H. (2020). Climate change impact on flood and extreme precipitation increases with water availability. *Scientific Reports*, **10**(1), 13768. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-70816-2>
- Vasylenko, E. (2015). Present spatial changes of time and duration of spring flooding in the Prypiat River catchment (Ukrainian part). *Energetika*, **61**(2), 81–90. <https://doi.org/10.6001/energetika.v61i2.3135>
- Guide to hydrological practices (2009). Management of water resources and application of hydrological practices. Volume II. 6th ed., No. 168. Geneva: World Meteorological Organization (WMO).
- WMO guidelines on the calculation of climate normals (2017): No. 1203 / World Meteorological Organization (WMO). Geneva, 2017. URL: <https://library.wmo.int/idurl/4/55797>

REFERENCES

- Bertola, M., Blöschl, G., Boháč, M., Hall, J., Kiss, A., Kjeldsen, T. R., Kohnová, S., Merz, B., Merz, R., Müller, M., Ovcharuk, V., Parajka, J., & Viglione, A. (2023). Megafloods in Europe can be anticipated from observations in hydrologically similar catchments. *Nature Geoscience*, **16**, 982–988. <https://doi.org/10.1038/s41561-023-01300-5>
- Blöschl, G., Hall, J., Parajka, J., Perdigão, R. A. P., Merz, B., Arheimer, B., ... Živković, N. (2017). Changing climate shifts timing of European floods. *Science*, **357**(6351), 588–590. <https://doi.org/10.1126/science.aan2506>
- Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A., Perdigão, R. A. P., Parajka, J., Merz, B., ... Živković, N. (2019). Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature*, **573**(7772), 108–111. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1495-6>
- Determination of Calculated Hydrological Characteristics according to SNiP 2.01.14-83. (1983). [in Russian]. https://online.budstandart.com/ua/catalog/doc-page.html?id_doc=4260
- Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy. (2000). Retrieved April 18, 2021, from https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/994_962#Text
- Gopchenko, Ye. D., & Ovcharuk, V. A. (2018). Current methodology for standardizing characteristics of maximum spring flood runoff of lowland rivers of Ukraine. *Ukrainian Geographical Journal*, (2), 26–33. <https://doi.org/10.15407/ugz2018.02.026> [in Ukrainian]
- Goptsiy, M.V., & Bondarenko, A. Ye. (2024). Interannual variability of flood runoff in the Teteriv River basin over a long-term period. *Hydrology, Hydrochemistry and Hydroecology*, **3**(71), 32–42. <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2024.3.4> [in Ukrainian]
- Gorbachova, L. O. (2014). Methodological approaches to assessing the homogeneity and stationarity of hydrological observation series. *Hydrology, Hydrochemistry and Hydroecology*, **1**(32), 22–31. [in Ukrainian]
- Gorbachova, L. O. (2016). The place and role of hydro-genetic analysis among modern methods of studying river runoff. *Scientific Works of the Ukrainian Research Hydrometeorological Institute*, **268**, 73–81. [in Ukrainian]
- Gorbachova, L. O., & Barandich, S. L. (2016). Spatial-temporal variability of maximum spring flood runoff and mixed-origin floods of Ukrainian rivers. *Scientific Works of the Ukrainian Research Hydrometeorological Institute*, (269), 107–114. Retrieved from <http://old.uhmi.org.ua> [in Ukrainian]
- Gorbachova, L., Zabolotnia, T., & Khrystyuk, B. (2018). Homogeneity and stationarity analysis of the snow-rain floods in the Danube basin within Ukraine. *Acta Hydrologica Slovaca*, **19**(1), 35–41.
- Gopchenko, E., Loboda, N., & Ovcharuk, V. (2014). Hydrological calculations: textbook. Odesa State Environmental University. <http://eprints.library.odeku.edu.ua/id/eprint/6078> [in Ukrainian]
- Gopchenko, E., Ovcharuk, V., & Shakirzanova, Zh. (2010). Calculations and long-term forecasts of the characteristics of spring flood maxima in the Prypiat River basin: monograph. Odesa: TES. [in Ukrainian]
- Grebin, V. (2010a). Current changes in the formation conditions and characteristics of spring floods of rivers in Ukraine. *Scientific Bulletin of Chernivtsi University: Geography*, **483**, 11–17. [in Ukrainian]
- Grebin, V. (2010b). Modern water regime of the rivers of Ukraine (landscape-hydrological analysis). Kyiv: Nika-Center. [in Ukrainian]
- Hilchevskyi, V., & Grebin, V. (2017). Hydrographic and water-management zoning of the territory of Ukraine approved in 2016 — Implementation of EU WFD provisions. *Hydrology, Hydrochemistry and Hydroecology*, **1**(44), 8–20. [in Ukrainian]
- Kemter, M., Merz, B., Marwan, N., Vorogushyn, S., & Blöschl, G. (2020). Joint trends in flood magnitudes and spatial extents across Europe. *Geophysical Research Letters*, **47**(7), e2020GL087464. <https://doi.org/10.1029/2020GL087464>
- Knighton, J., Steinschneider, S., & Walter, M. T. (2017). A vulnerability-based, bottom-up assessment of future riverine flood risk using a modified peaks over threshold approach and a physically based hydrologic model. *Water Resources*

- Research*, **53**(12), 10043–10064. <https://doi.org/10.1002/2017WR021036>
- Korniienko, V. O., Obodovskiy, O. H., & Luk'ianets, O. I. (2021). Assessment of long-term variability of mean annual water runoff of rivers in the Prypiat basin within Ukraine and its calculated characteristics in water phases. *Hydrology, Hydrochemistry and Hydroecology*, **3**(61), 33–41. DOI: <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2024.3.4> [in Ukrainian]
- Krakovska, S. V., Shpytal, T. M., Chyhareva, A. Yu., Pysarenko, L. A., & Kryshtop, L. Yu. (2023). Climatic characteristics of thermal periods in Ukraine until the end of the 21st century. Part I: Warm period. *Meteorology, hydrology, environmental monitoring*, **2**(4), 35–50. <https://doi.org/10.15407/Meteorology2023.04.035> [in Ukrainian]
- Loboda, N. S. (2005). Calculations and generalizations of annual river runoff characteristics of Ukraine under anthropogenic influence: monograph. Odesa: Ekologiya. [in Russian]
- Loboda, N. (2010). Methods of statistical analysis in hydrological calculations and forecasts: textbook. Odesa: Ecology. [in Ukrainian]
- Lobodzynskyi, O., Vasylenko, Y., Koshkina, O., & Nabyvanets, Yu. (2023). Assessing the impact of climate change on discharge in the Horyn River basin by analyzing precipitation and temperature data. *Meteorology, Hydrology and Water Management*, **11**(1), 93–106. <https://doi.org/10.26491/mhwm/163286>
- Lobodzynskyi, O., & Danko, K. (2023). Identification and assessment of changes in the types of river feeding in the Horyn River basin. *Hydrology, Hydrochemistry and Hydroecology*, **2**(68), 32–42. <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2023.2.4> [in Ukrainian]
- Merz, B., Aerts, J., Arnbjerg-Nielsen, K., Baldi, M., Becker, A., Bichet, A., ... Ward, P. J. (2014). Floods and climate: Emerging perspectives for flood risk assessment and management. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **14**(7), 1921–1942. <https://doi.org/10.5194/nhess-14-1921-2014>
- Real Statistics Using Excel. Table of Critical Values of Pearson's Correlation Coefficient [Електронний ресурс]. URL: <https://real-statistics.com/statistics-tables/pearsons-correlation-table/>
- National Atlas of Ukraine. (1999–2000). Institute of Geography, National Academy of Sciences of Ukraine. URL: <http://wdc.org.ua/atlas/4070100.html> [in Ukrainian]
- Scientific and methodological basis for establishing design characteristics of spring floods in the Dnipro River basin under climate variability: Research report (final). (2019). (E. D. Hopchenko, Scientific supervisor). Odesa State Environmental University. State registration No. 0117U002424. Odesa. [in Ukrainian].
- Ovcharuk, V. (2020). Maximum runoff of spring floods of lowland rivers of Ukraine: monograph. Odesa: TES. <http://eprints.library.odetu.edu.ua/id/eprint/9662> [in Ukrainian]
- Ovcharuk, V., & Shakirzanova, Zh. (Eds.) (2024). Extreme hydrological phenomena on the rivers of Southern Ukraine: Calculations and forecasts. Odesa: Odesa State Environmental University. <http://eprints.library.odetu.edu.ua/id/eprint/13144> [in Ukrainian]
- Pekarova, P., Gorbachova, L., Bacová Mitkova, V., et al. (2019). Statistical analysis of hydrological regime of the Danube River at Ceatal Izmail Station. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science, **221**, 012035. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/221/1/012035>
- Rippl, W. (1883). The capacity of storage reservoirs for water supply. *Proceedings of the Institute of Civil Engineers*, **71**, 270–278.
- Sivaiev, D., & Shakirzanova, Zh. (2024). The impact of climate change on maximum runoff of rivers in the Ukrainian Polissia. In Conference “On Guard of Climate Action” dedicated to World Meteorological Day (pp. 73–75). Kyiv. https://doi.org/10.15407/conf_UHMI_CGO_2024.024 [in Ukrainian]
- Snizhko, S., Bertola, M., Ovcharuk, V., Shevchenko, O., Didovets, I., & Blöschl, G. (2023). Climate impact on flood changes — An Austrian-Ukrainian comparison. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, **71**(3), 271–282. <https://doi.org/10.2478/johh-2023-0017>
- State Building Norms (DBN) V.2.4-8:2014. (2013). Determination of calculated hydrological characteristics. State Research Institute of Building Structures. Kyiv: Ministry of Regional Development of Ukraine. [in Ukrainian]
- Osypov, V., Filippov, N., Mossur, H., Ahafonov, Y., Skrynyk, O., Osadcha, N., & Osadchyi, V. (2025). Climate change viewer: User-friendly web tool for climate change tracking in Ukraine. *Geomatics and Environmental Engineering*, **19**(5), 49–62. <https://doi.org/10.7494/geom.2025.19.5.49>
- Tabari, H. (2020). Climate change impact on flood and extreme precipitation increases with water availability. *Scientific Reports*, **10**(1), 13768. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-70816-2>
- Vasylenko, E. (2015). Present spatial changes of time and duration of spring flooding in the Prypiat River catchment (Ukrainian part). *Energetika*, **61**(2), 81–90. <https://doi.org/10.6001/energetika.v61i2.3135>
- Guide to hydrological practices (2009). Management of water resources and application of hydrological practices. Volume II. 6th ed., No. 168. Geneva: World Meteorological Organization (WMO).
- WMO guidelines on the calculation of climate normals (2017). No. 1203. Geneva: World Meteorological Organization (WMO). URL: <https://library.wmo.int/idurl/4/55797>

Zhannetta Shakirzanova

ORCID ID: 0000-0003-0600-5657

jannettodessa@gmail.com

Denys Sivaiev

ORCID ID: 0009-0000-3866-8274

sivaevxxx1d@gmail.com

Odessa I.I. Mechnikov National University

SPATIAL AND TEMPORAL TRENDS OF MAXIMUM SNOWMELT-RAINFALL RUNOFF IN THE RIVERS OF UKRAINIAN POLISSYA

The study is devoted to the investigation of long-term spatial and temporal trends of the characteristics of maximum snowmelt-rainfall runoff in the rivers of Ukrainian Polissya (right-bank part) using the hydro-genetic method of statistical analysis. The study of maximum river discharge has significant scientific and practical importance. Understanding the conditions of formation of extreme values of maximum river discharge, their frequency of occurrence, as well as the analysis of long-term trends, is particularly important for engineering design and hydrological forecasting activities. In recent years, floods in rivers caused by snowmelt and precipitation have begun to occur in earlier, almost winter periods of the year, forming the maximum snowmelt-rainfall runoff of the rivers

of Ukrainian Polissya. At the same time, in a period of climate change the reduction of snow cover and its melting due to the increase of winter air temperatures has led to a decrease in floods in terms of magnitude and spatial extent, but the probability of catastrophic snow-rain floods has increased. Using the hydro-genetic method of statistical analysis, the study performed a verification of the statistical homogeneity of hydrological time series of maximum snowmelt-rainfall runoff in the rivers of Ukrainian Polissya (maximum water discharges, runoff depths), as well as an investigation of temporal trends, cyclic fluctuations of river runoff, and synchrony in their series. The analysis of the homogeneity of time series of maximum water discharges of snowmelt-rainfall runoff in the rivers of Ukrainian Polissya, based on cumulative curves, revealed that the observation series show a violation of homogeneity, in contrast to the time series of runoff depths. The main causes of this violation of homogeneity in the time series of maximum water discharges of snowmelt-rainfall runoff are the redistribution of runoff under the influence of meteorological conditions in the current climatological period and the anthropogenic regulation of river discharge. Summarizing the results of the analysis of fluctuations in the maximum snowmelt-rainfall runoff of

the rivers of Ukrainian Polissya based on the integral curves of maximum water discharges and runoff depths, it can be noted that they are synchronous, and the inflection points of the integral curves almost coincide. At the same time, their overall shape may differ due to varying ratios of deviations, and as a result, the termination of identical hydrological phases according to these curves may not coincide in the multi-year context. Analyzing the chronological course of the time series of runoff values of the maximum snowmelt-rainfall runoff of the rivers of Ukrainian Polissya, it can be noted that all of them exhibit phases of cyclic fluctuations in water abundance, which determine the pronounced trends in the time series of maximum runoff. For the rivers of Ukrainian Polissya, the high-water phase was observed mainly until 1981-1982, while the low-water phase has persisted in the rivers until 2020. This provides the possibility of further application of statistical methods for the determination of the design parameters of maximum snowmelt-rainfall runoff of the rivers of Ukrainian Polissya, based on the available observational data on water runoff.

Key words: Maximum snowmelt-rainfall runoff, long-term trends.



Oleh Kozytskyi¹

ORCID: 0000-0002-4459-6331

e-mail: olegkoz@ukr.net

Sergii Shevchuk²

ORCID: 0000-0001-5844-4980

e-mail: sergey_shevchuk_@ukr.net

Iryna Shevchenko¹

ORCID: 0000-0002-7401-8786

e-mail: irashef@ukr.net

Evgeniy Mavrykin¹

ORCID: 0000-0003-6193-8890

e-mail: evgeniy_mavrikin@ukr.net

Natalia Logunova¹

ORCID: 0000-0002-4207-4863

e-mail: lagunova@ukr.net

УДК 551.4

DOI: <https://doi.org/ua/10.15407/Meteorology2025.08.021>

MULTI-YEAR DYNAMICS OF THE CHANNEL PROCESSES IN THE DESNA RIVER NEAR CHERNIHIV CITY

Channel deformations of the Desna River near Chernihiv city were analyzed based on field studies and analysis of various temporal cartographic materials and space images. The hydrological regime of the river is characterized by intensive channel processes, which can be rather hazardous for the functioning of residential and economic infrastructure. Today, there is a rather worrying situation on the northeastern outskirts of Chernihiv city, where the channel meander is at the final stage of its development and in the period of the nearest high floods, the formation of a straightening duct and the transformation of the meander into a flood channel is possible. As a result, the river, which flows directly along the city outskirts and widely used for recreational purposes, will become several kilometers away from the city. Based on the study of the hydrological regime of the river, quantitative assessment of the morphological parameters of the river, and the nature and intensity of the transformation of the meander over a long period as well as the forecast of the development of the meander for the coming years were made. Measures to stabilize the conditions of the river channel were proposed.

Key words: river, channel deformations, channel processes, meander, morphological parameters, hydrological regime

¹ Institute of Water Problems and Land Reclamation NAAS, Kyiv Ukraine

² Central Geophysical Observatory, Kyiv, Ukraine

INTRODUCTION

The Desna River is the longest and second by the basin largest tributary of the Dnipro River. It flows into the Dnipro River in a distance of 920 km from its river mouth from the left bank. The total length of the river is 1130 km, of which 591 km is within the borders of Ukraine. The area of the basin is 88,900 km² (Surface water resources, 1971). The hydrological river regime is characterized by a high transport capacity of the stream and the presence of intensive channel processes along almost its entire length.

Channel processes (CP) are the result of the interaction of the hydrological regime of the flow, the bedding surface, and limiting factors, each of which, in turn, depends on several mutually influencing factors of the natural and artificial nature. The nature and intensity of channel deformations in certain river sections depend on the interaction of individual factors of CP (Kondratiev N.E. et al, 1982; Kozytskyi O.M., 2011). Variety of natural conditions and existence of a wide floodplain cause different channel deformations. The meso- and macroforms are formed in the process of transportation, which together with the limiting factors of the channel processes determine the morphological type of the channel and valley along its entire length. The dependence of sediment transport conditions and channel forms of sediments on the hydro-

lic regime of the river (which is determined by the changes in the slope of the river channel), as well as changes in the width of the channel floodplain, cause a great variety of forms of channel processes along the river. The change in the quantitative parameters of the main factors of RCP and the conditions of their interaction in different morphological sections of the river channel determines the formation of river channel types with different transportation conditions and the processes of river channel formation developing by their laws. Despite a large number of studies, starting from Thomson, 1877; Kümmel, 1895; Davis, 1903; Bowman, 1904 and up to the latest studies, the results of which were summarized in the works of Gao and Li, 2023; Kleinhans et al, 2023; Finotello et al, 2024, the processes of meander formation still remain insufficiently studied. Verification of existing conceptual and empirical models of meander formation processes requires both data on long-term field measurements on the rivers of various hydromorphological conditions, and the results of studies of long-term morphological dynamics of river channels based on new remote sensing techniques when using multi-temporal satellite images with very high temporal and spatial resolutions (Nicola Surian, 2012).

Almost all types of channel processes are found on the Desna River; the predominant ones are free and

incomplete meandering, characterized by full development of meanders on floodplains and incomplete cycles of forming straightening ducts. *Figure 1* shows a system of 7 meanders located on the 127–150 km section of the river. The two central meanders are developed by the classic scheme of free meandering. At the same time, the upper meander has already been broken long before the formation of the loop, and the 3 lower meanders are developing due to the erosion of the top of the meanders and the increase in the length of the channel. The width of the meander belt has increased from 1,685 m to 2,472 m since 1943, and the meander wave (the distance between adjacent knick points) remained constant. The erosion of the concave bank is more than 400 m, and the erosion intensity is more than 6 m/year. In the period of high floods, when the floodplain is inundated greatly, the formation of a straightening duct is possible in this area without forming a loop and breaching the land bridge.

In some areas of the river valley, the processes of deformation development are dominant in the form of floodplain multi-arms, with the typical presence of ducts straightening groups of meanders. Less often, mainly in the places where the floodplain narrows, there are processes of limited meandering, characterized by meander sliding down the river while preserving their size and shape.

In the meandering areas, channel deformations are manifested in the form of erosion of the concave

bank (especially meander tops), the increase in the width of the meandering belt, sediment accumulation near the convex bank, the sliding of river bars and reaches, which cause the change in the shape and size of the meanders, the erosion of land bridges and the formation of straightening ducts and river dead arms (Daus M. E., 2017). The average intensity of deformations (bank erosion) is about 3–4 m/year, and the maximum one exceeds 10 m/year (State of technogenic and natural safety of Chernihiv region in 2021). Straight sections of the river are characterized by relatively high stability and prevailing processes of reverse vertical deformations, the maxima of which are mainly timed to high floods. Exceptions are straight sections of the river channel with high sandy banks not fixed by vegetation, where spatial deformations are caused by bank caving with subsequent sand avalanches, wave processes, and water-saturated sand avalanches during periods of sharp fluctuations in water levels. The processes of sediment accumulation and the formation of channel shapes in the form of side heads, river bars, and low islands are typical for extending straight sections of the river channel. The transportation of bottom sediments occurs mainly in a structural form (movement of meso- and microforms) and an unstructured form in the deepest sections of the cross-section of the river channel.

In addition, in connection with recent climatic changes and a decrease in river water content, accu-

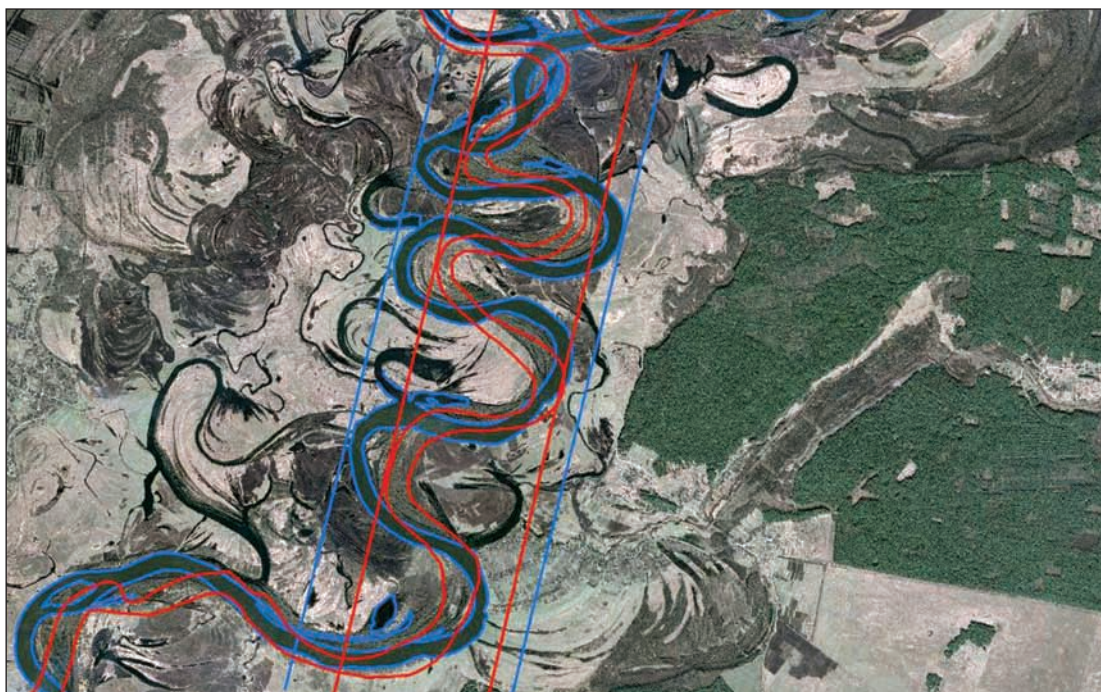


Fig. 1. Meandering section of the Desna River between the villages of Lebedivka and Nadynivka

Explanation to the figure: The red line is the contour of the meander as of 1943, the purple line is the contour of the meander as of 2021

mulative processes (sediment deposition) have intensified in the Desna River channel due to the absence of high floods, which provide the necessary hydraulic conditions for transporting sediments to the Dnieper River channel. All this led to significant shallowing of the river and deterioration of navigation conditions.

The purpose of the work is to assess the channel processes of the Desna River near the city of Chernihiv, to develop organizational and engineering measures to stabilize channel deformations, as well as to improve the ecological state of oxbow-type floodplain water bodies that have undergone significant degradation.

Research methodology. The study of the dynamics of channel deformations and determining the mechanism and directions of the development of channel forms of the Desna River were performed based on in-situ hydrometric measurements of the channel and channel forms along the entire length of the channel meander in the period 2019–2021, as well as a comparative analysis of topographic maps and space images. The quantitative assessment of vertical channel deformations is based on analyzing combined longitudinal and transverse channel profiles made in different years of research (Shevchuk S.A. et al, 2015). The evaluation of the scale and intensity of spatial channel deformations, in particular the erosion of the bank line and the development of meandering processes, was performed based on a comparative analysis of large-scale topographic maps of various times M 1 : 250,000 (1941–1953); M 1 : 100,000 (1951–1991), electronic landscape maps of Ukraine M 1 : 100,000 (2000–2021); Earth remote sensing data using the ArcMap 10 program in the WGS_1984/ UTM_Zone_36N coordinate system and the 2000 SRTM_90 digital relief model with an altitude accuracy for M 1 : 25,000 maps.

Static and kinematic methods of GPS observations were used when piloting water bodies to ERS digital materials and determining their coordinates. Piloting gauging sections was performed by determining their geographical coordinates using a GPS station. Determining the depths greater than 1 m was performed using an echo sounder. The river depth was determined with a leveling rail along the bank line to 1 m depth and in shallow areas. River depths within the water area were determined depending on the configuration of the river bottom by an echo sounder near the bank line and turning points of the channel profile in 1–2.5 m, and in the middle part in 2.5 m.

DYNAMICS OF A CHANNEL MEANDER

Channel meanders are at different stages of their development. Regular processes of meander development dynamics are often disturbed by anthropogenic factors that sometimes create problems for economic

activities and settlements, located on the floodplain. The development of spatial deformations can often be dangerous for the functioning of the established infrastructure, so implementing complex technical measures is necessary to prevent the negative consequences of deformation manifestation. Today, a similar situation has developed near the Bobrovytsia micro-district on the northeastern outskirts of Chernihiv city. The channel meander is at the final stage of its development there, and the formation of a straightening channel and the transformation of the meander into a floodplain inlet are possible during the nearest high floods. As a result, the river, which flows directly along the city outskirts and widely used for recreational purposes, will become several kilometers away from the city.

For the section of the Desna River near Chernihiv city, the prevailing type of channel process is incomplete meandering, but the meander in the study area is developing by the typical scheme of free meandering, which is characterized by all stages of meander development: from a relatively straight channel (formed as a result of breaching the previous meander loop) to the sinusoidal loop, its further deformation and elongation, with a gradual decrease in the width of the land bridge and breaching the loop with the formation of a river dead arm. The width of the floodplain here exceeds 10 km, and the slopes of the valley do not limit the spatial development of the meander. There are numerous canals, backwaters, and lakes of oxbow-type on the floodplain, which indicates the intensity of meandering processes in the past. Spatial channel deformations here are very uneven, which is largely due to different stages of meander development.

The meander in the area of the Bobrovytsia micro-district (Fig. 2) is at the final stage of its development. Its formation occurs due to the aggradation of the right bank at the meander mouth, erosion of the opposite left bank in the area of the land bridge, erosion of the left bank before the meander top, aggradation of the bank line water area near the opposite right bank (with the formation of an island), as well as the erosion of the meander top itself. That leads to its elongation and unfolding around a fixed point in the area of the knick point with the adjacent meander located downstream. Erosion occurs mainly during high floods, and aggradation occurs in low-water periods and during the flood decline. Similar but opposite processes are developing on adjacent meanders, the tops of which are oppositely directed. All this leads to constant erosion of the land bridge and will result in its inevitable breaching in the future.

At present, the length of the meander (the distance along the forewater between the knick points) is 3.2 km,



Fig. 2. Meander of the Desna River in the Bobrovytsia microdistrict of Chernihiv city

the width of the meandering belt is about 3 km, the width of the land bridge in the narrowest place is only 155 m, the width of the meander in the middle part is 140 m. Erosion of the left bank and aggradation on the right bank of the upper wing of the meander and aggradation of the left bank and erosion of the right bank on the lower wing of meander create the effect of the meander sliding downstream.

The dynamics of the meander development over the past century and a half can be traced based on a comparative analysis of topographic maps and space images. Fig. 3 shows combined maps of the meander section — a map of the second half of the 19th century and a modern topographic map. Fig. 4 shows a military topographic map of 1941, a map of the General Staff of 1989, and a modern space image. In the presented images, we can see the transformation of the meander shape from sinusoidal (almost symmetrical regular shape) with a wide land bridge to an elongated, extended, and loop-like one with a narrow land bridge.

To quantitatively assess the meander dynamics and changes in its morphological parameters, the combined profiles of the meander different years are shown by lines in different colors. Over more than a century and a half, the meander shifted downstream

by 690 m, the width of the meander (the distance between the same-name banks of the opposite wings of the meander) decreased from 1050 m to 635 m, the width of the meandering belt increased from 2200 m to 3050 m. The length of the meander (the distance between the knick points of the meander) grew from 2370 m to 3245 m. A rather significant decrease in the intensity of channel processes in recent years is primarily due to the absence of high floods and a long low-water period in the last decade. For this period, there was a minimum runoff for the historical period. The lowest river levels were recorded in the low-water period in 2015 and 2019. The main meander parameters for different years are given in Table 1.

Presented in Fig. 5, the combined contours of the meander for the period since 1868 demonstrate the intensity and nature of changes in the parameters of the meander top and its position. Intensive development of channel processes and the meander mainly occurs during high floods. Since 1970, high floods have not occurred on the Desna River, but despite this, the meander continues to develop even now. Fig. 7 and 8 show the dynamics of the development of the meander top for the period from 2007 to 2012 and 2018. Pictures taken only in the low-water period, where there



Fig. 3. Combined 19th-century and modern topographic maps of the studied area (modern contours of the meander are shown in blue)



Fig. 4. Topographic maps of 1941 (a), 1989 (b) and a modern space image (c)



Fig. 5. Combined meander contours since 1868 (blue line — contours of 1868; yellow — 1941; red — 1989; green — 2018)

Table 1. Morphological parameters of the meander and characteristics of its development compared to 2019

Year	1860	1941	1989	2019
Meander sliding distance, m	690 (1860–2019)	300 (1941–2019)	35 (1989–2019)	—
Meandering belt width	2200	2600	3000	3050
Meander width, m	1050	890	700	635
Meander length, m	2370	2650	2800	3245
Channel width, m	95–300	95–170	90–220	85–180
Land bridge width, m	670	560	240	155

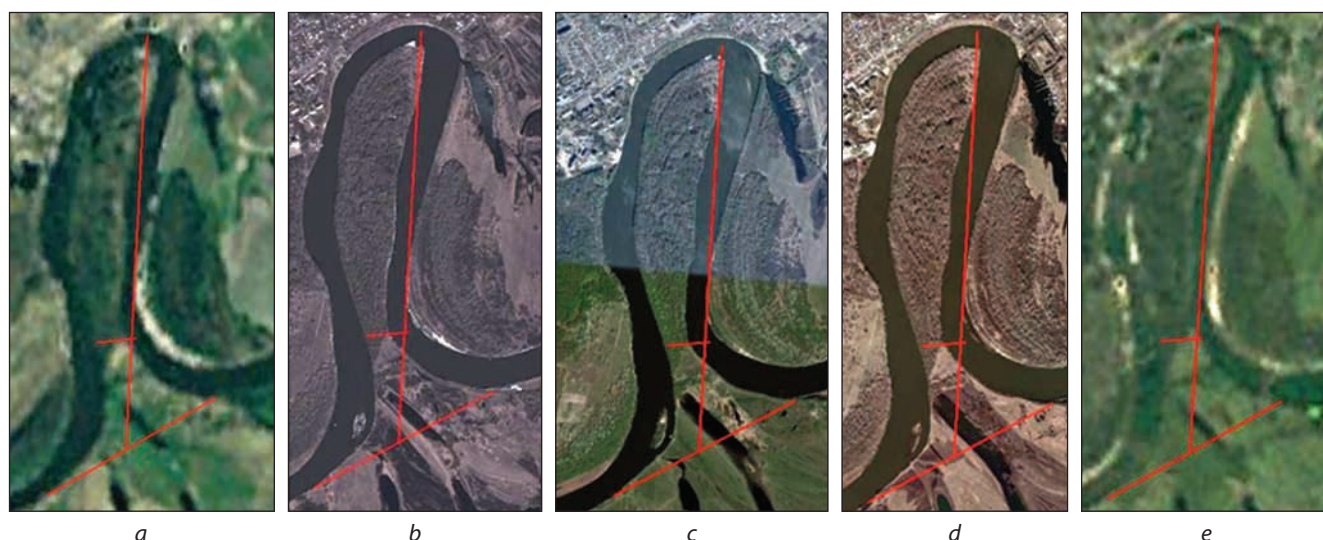


Fig. 6. Dynamics of meander development in recent years: *a* — 1984; *b* — 1998; *c* — 2011; *d* — 2015; *e* — 2017 (the position of the red lines is fixed on the map)



Fig. 7. Space image of the convex bank of the meander top as of July 24, 2018 ($H=103.98$ m BES)

Explanation to the figure: The red line is the contour of the meander top as of July 27, 2007 ($H=104.19$ m BES); the purple line is the contour of the meander top as of October 3, 2012 ($H=103.88$ m BES); yellow line is erosion width for 2007–2018.

were low water levels, were used to ensure the reliability of the assessment. In 2007, the level was 31 cm higher than in 2012 and 21 cm higher than in 2018. Analysis of the figures shows that the width of erosion of the left meander bank before its top for the first five years was 16 m, and in subsequent years, it increased to 26 m (yellow line in *Fig. 7*). The erosion area before the meander top is shown in *Fig. 9*.

Simultaneously with the erosion of the left bank before the meander top, the sand spit aggradation occurred behind it (*Fig. 9*) with a width of about 10 m. The specified erosion is primarily caused by relatively high flood flow rates during floods in 2010 ($843 \text{ m}^3/\text{s}$) and 2012 ($710 \text{ m}^3/\text{s}$). The slip of the meander top can be seen in *Fig. 10*, where a red line with fixed coor-

dinates is drawn on space images of different times. The width of the channel before the meander top has increased from 195 to 221 m since 1994 (excluding the width of the newly formed island and the sandbank on the right bank). Because the island width is 87 m, the width of the channel at the low-water period has decreased by 61 m. The erosion width of the meander top on the right bank has increased by 15 m compared to 1985.

The total cycle of the meander development ends with breaching the land bridge and forming a straightening channel and a river dead arm at the place of the meander itself. The studied meander has passed all the formation cycles and is currently at its final development stage. Breaching the land bridge will have extremely negative consequences for Chernihiv city, as the river will move away from the city by a distance of more than 1.5 km. Over the past 150 years, the width of the land bridge has decreased from 670 m to 155 m (*Figs. 11 and 12*), and since 1984 — by 90 m. At the same time, the opposite right bank was aggraded to a width of about 13 m. Even in the absence of high floods since 2007, the width of the land bridge decreased by 28 m. The intensity of the land bridge erosion for the last 160 years is 3.3 m per year; for the period from 1941 to 1989 it was 6.7 m/year, and for the last 30 years, it was 2.8 m/year.

Explanation to the figure: The horizontal red line is the channel width in 2007; the purple line is erosion of the left bank before the meander top; the green line is left bank aggradation behind the meander top.

The left bank was strengthened with a stone facing at the beginning of the meander near its concave bank (in the section of the land bridge), and three



Fig. 8. Satellite images of the meander section in 2007 (a) and 2017 (b).

Explanation to the figure: The horizontal red line is the channel width in 2007; the purple line is erosion of the left bank before the meander top; the green line is left bank aggradation behind the meander top; (to compare the dynamics of the meander since 1985, a vertical red line was drawn from the right bank of the top of the meander in 1985)



Fig. 9. Erosion of the left bank before the meander top and aggradation behind the meander top

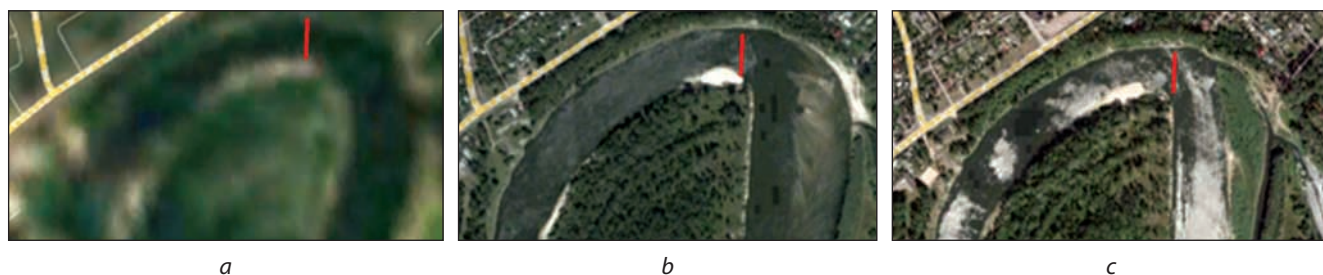


Fig. 10. Slipping the meander top: a — 1985; b — 2007; c — 2017

short bank protection spur dikes were also arranged to prevent the land bridge erosion (Fig. 13). That made it possible to stabilize the bank line and prevent the breaching of the land bridge. As the space images show, the bank protection structure was built in 2008 (in the 2007 image (Fig. 13 b), it was not yet there). By

2012, the spur dikes were partially destroyed (Fig. 13 c), but by that time they had already fulfilled their function, provided bank protection. Today, the spur dikes have been almost destroyed, and only the lower one is partially saved (Fig. 13d). The condition of the bank protection structure is satisfactory today, but its length

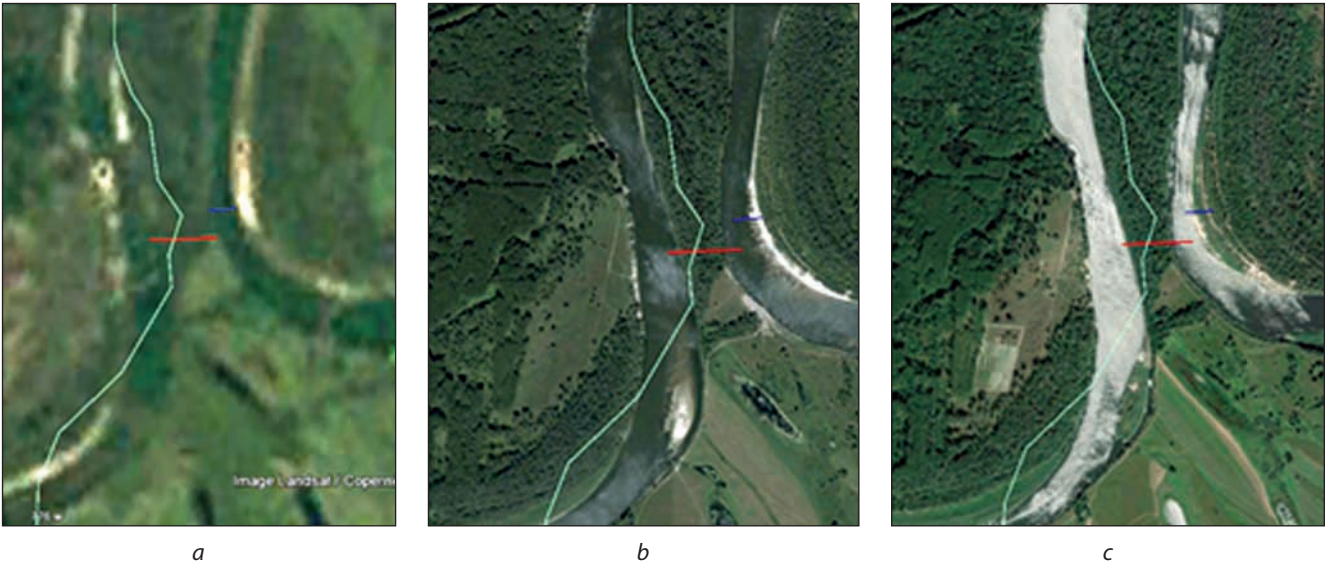


Fig. 11. Erosion of the meander land bridge from 1984 to 2017: *a* — 1984; *b* — 2007; *c* — 2017

Explanation to the figure: The red line is the width of the land bridge in 1984; the blue line is the aggradation of the opposite to the land bridge, right bank.

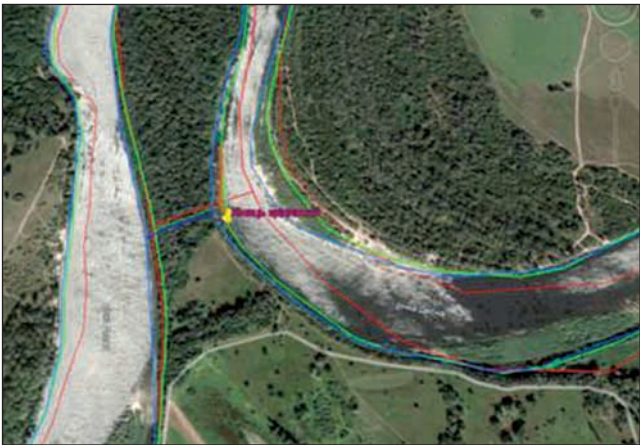


Fig. 12. Combined contours of the left bank of the meander in the section of the land bridge

Explanation to the figure: red line — 1985; green line — 2007; blue line — 2020. The thick brown line indicates the required length of the bank protection.

is not sufficient. After the bank protection structure (downstream), intense bank erosion continues.

The width of the bank erosion after the bank protection structure is 13 m (Fig. 14). After the section of stone facing, the bank was partially reinforced with concrete slabs, but they were destroyed and do not perform a protective function today (Fig. 15). Stabilization of the land bridge section as a result of the completed bank protection, as well as the bank erosion downstream of the bank protection structure, caused the displacement of the land bridge. Today, its narrowest point is not at the meander mouth but downstream, where the most intensive bank erosion

processes are observed. The bank here is sandy, steep, almost vertical, and strongly eroded, with a height of about 5 m. Intensive bank erosion is largely restrained by the well-developed root system of trees and shrubs (Fig. 16). To prevent further erosion of the bank and a possible breaching of the land bridge during intensive floods, it is necessary to extend the bank protection along the entire length of the left bank of the meander in the section of the land bridge, i.e. for a distance of about 200 m. The area of the necessary bank protection is shown in Fig. 12.

As a result of the intensive deposition of sediments just before the meander top near the right bank, a sandbank with an overwater part almost 90 m wide (in the low-water period) was formed, which, as a result of the formation of a shallow channel (Fig. 17), turned into a sandy island (Fig. 18), at present overgrown with shrubs more than 2 meters high.

In Fig. 19, space images of the island are given in chronological order, on which the contours and parameters of the island in the low-water period of 2019 are drawn with red lines, which enables us to assess the intensity and mechanism of its formation. For analysis, only the pictures taken in the low-water period were selected. The maximum amplitude of the water level in the given pictures is 52 cm. The height of the island above the low-water level in September 2021 (103.37 m above sea level) was 2.08 m. The transverse profile of the left bank of the island in its middle part and the survey area are presented in Fig. 20. In 1985, the island did not exist yet, and the meander top (convex left bank) was only 26 m away from the current position of



a



b — 2007



c — 2009



d — 2012



e — 2020

Fig. 13. Bank protection on the land bridge of the meander (red lines show the initial contours of the spur dikes, as of 2009)



a



b

Fig. 14. Erosion of the bank beyond the bank protection zone



Fig. 15. Remains of bank protection with concrete slabs downstream the area of the stone facing



Fig. 16. Erosion of the land bridge downstream the bank protection area



Fig. 17. Channel between the island in the meander section: *a* — upstream; *b* — downstream



Fig. 18. Panorama of the island from the side of the boat station as of 2015 (a) and 2019 (b)

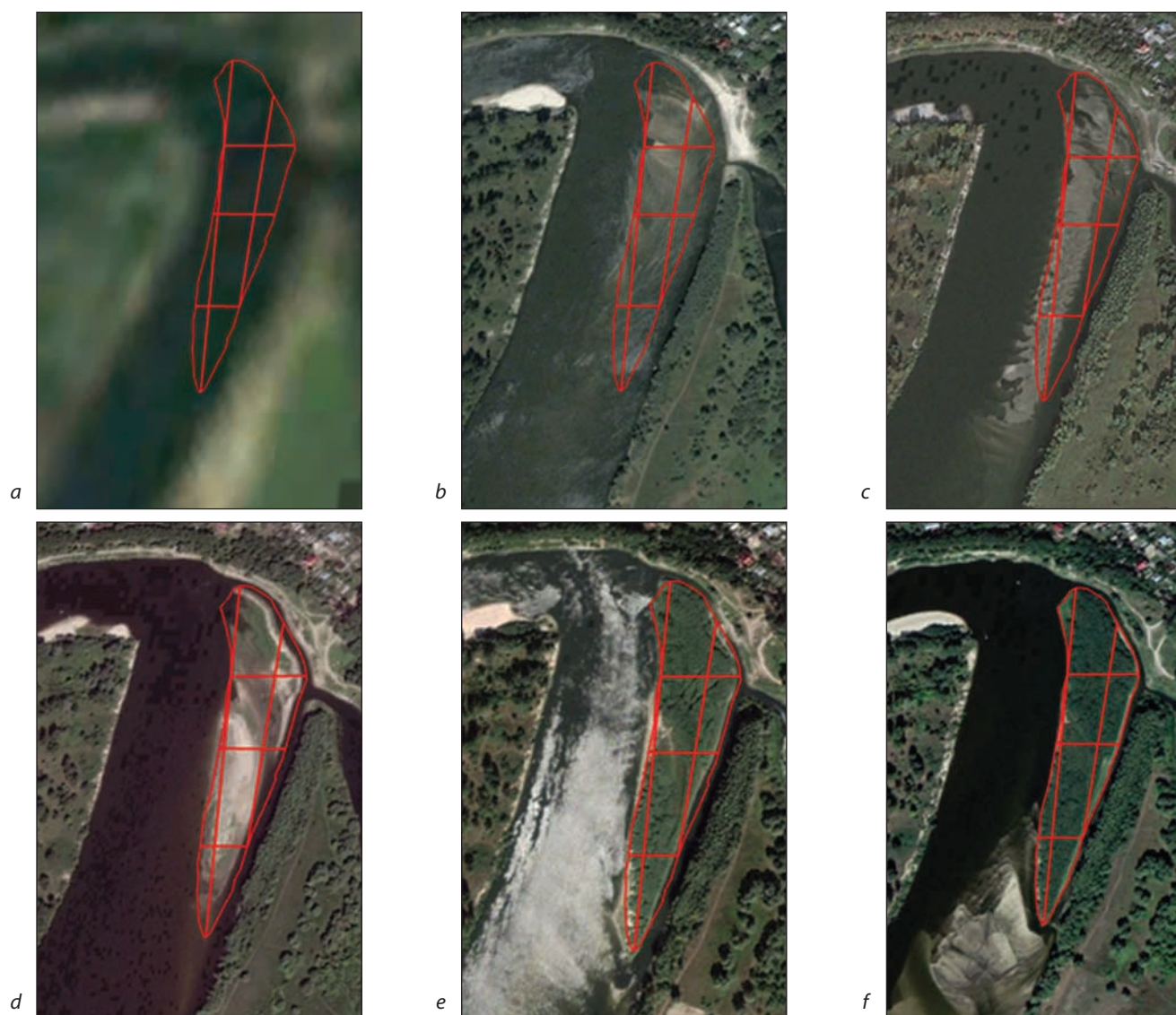


Fig. 19. Dynamics of island formation before the meander top: a — 31.12.1985; b — 27.07.2007, $H=104.19$ m BES; c — 03.10.2012, $H=103.84$ m BES; d — 08.06.2015, $H=104.22$ m BES; e — 20.08.2017, $H=103.70$ m BES; f — 19.08.2019

the island. In 2007, the formation of a sandbank near the right bank of the meander and a narrow channel along the bank was already visible.

In the low-water period of 2012, the contours of the sandbank became sharper, and the width of the channel increased. In the image of 2015, the island's contours became sharper, and its shape took on its current contours. In 2017, the island's contours became sharper, and its entire area was overgrown with shrubs. At the same time, the 2017 and 2019 images clearly show the formation of a wide sandbank before the island and along its upper part. There is also a shift of the fairway channel towards the left bank of the river.

The maximum amplitude of water level fluctuations in the studied area is 9.11 m, the average low-water level is 104.31 m above sea level, and the average annual water level fluctuation is 4.96 m. So, the island is inundated during floods almost every year. The height

of the island in September 2021 was 105.45 m above sea level, and the height of shrubs and trees on the island reached 3–5 m (Fig. 20). Fig. 21a–c show space images of the island during the floods of 2011, 2016, and 2013, when the water levels were 0.26 m, 1.4 m, and 3.39 m, respectively, and higher than today's levels of the island surface. The contours of the island cannot be traced not only during the high flood in 2013 (only the tops of tall trees on the right bank and in the area of the boat station are visible (Fig. 21c)) but also during the low floods in 2011 and 2016 (Fig. 21a,b), which indicates the absence of tree vegetation on the island in those years. That is also confirmed by a panoramic photo of the island taken in 2015 (Fig. 18a) at the canal outlet from the boat station. As can be seen from the picture, the island was not high; its height above the low-water level visually did not exceed 1 m. The absence of tree vegetation on the island in the photos indicates that the intensive increase in the

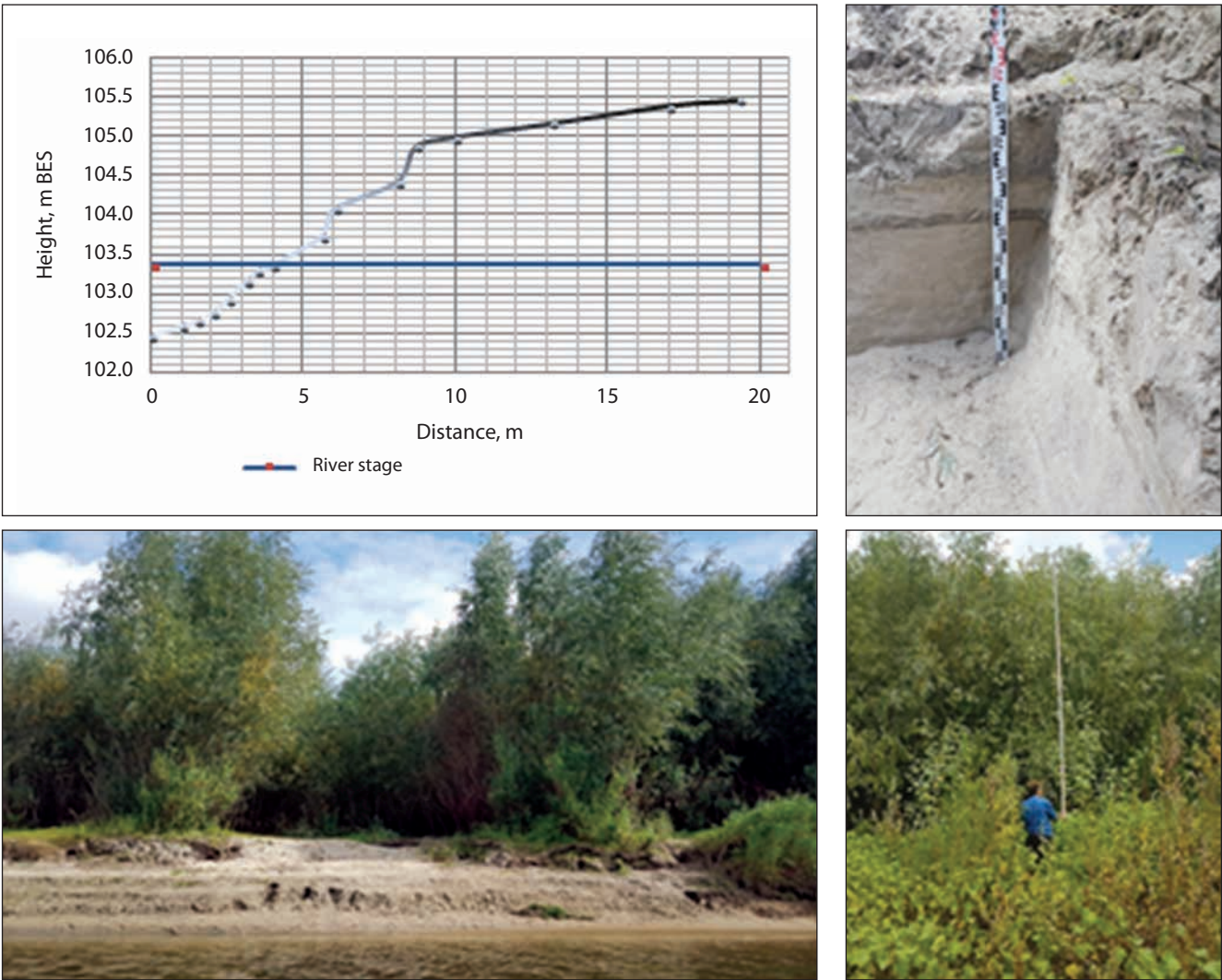


Fig. 20. Transverse profile of the island bank and cross section

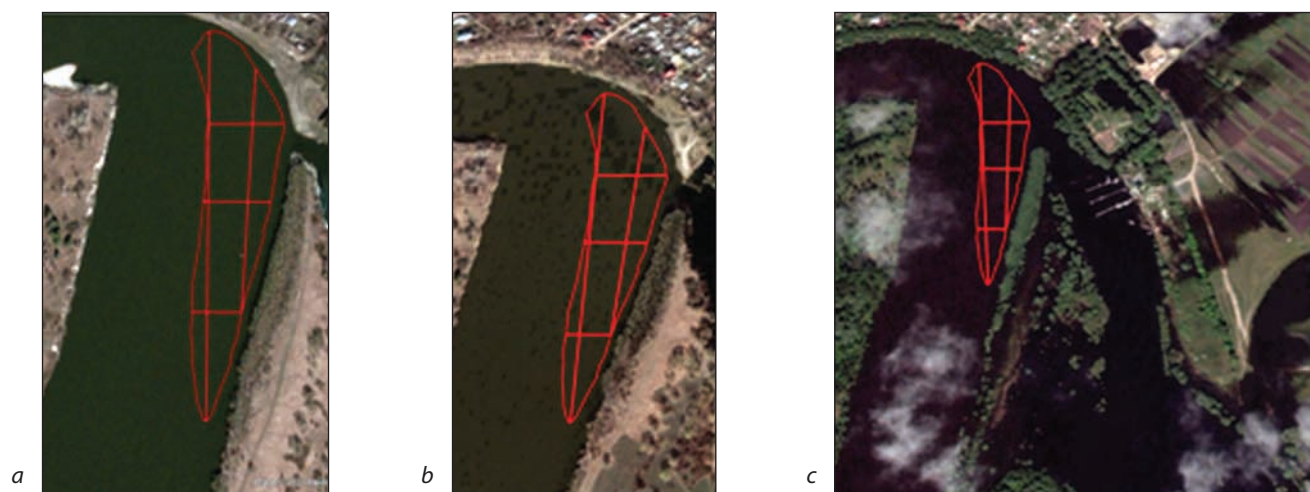


Fig. 21. Flooding of the island during floods: *a* — 03.04.2011, $H=105.71$ m BES; *b* — 05.04.2016, $H=106.85$ m BES; *c* — 15.05.2013, $H=108.84$ m BES

height of the island has been taking place since 2014 (Fig. 19d).

One of the main reasons for the intensive increase in the height of the island is dense vegetation, which sharply increases the roughness of the channel during floods and causes a sharp decrease in the speed of the flood flow at water levels exceeding the height of the island. Decreasing flow speed leads to intensive deposition of sediments not only on the island but also on its riverside water area.

The newly formed island, 450 m long, is only the visible above-water part of the accumulative sandbank, the length of which upstream from the island reaches about 300 m. Performed bathymorphic searches showed that the width of the sandbank reaches almost 150 m in the area of the upper wing, which is about 80% of the channel width. The width of the deep-water part of the channel with low-water depths greater than 1 m is only 35 m. In almost the entire studied area upstream the island in the central part of

the channel, the depths were 10–40 cm (Fig. 22). Along the upper wing of the meander, the flow is pressed against the left bank and the talweg is at a distance of 15–20 m from the low-water mark, which caused intensive erosion of the left bank (Fig. 23). In the section of the middle of the island, the fairway channel gradually moves to a distance of 70 m from the bank.

As a result of a sharp decrease in the channel cross-section there is a sharp increase in the speed of the stream flow, which, in turn, activates the erosion processes of the left bank and the accumulation of sediments in the middle part of the channel and along the right bank (Fig. 17b, Fig. 24), aggradation of the left bank near the meander top, as well as intensification of erosion of the right bank (from the city side) in the section of the meander top.

The surface velocity of the stream flow along the talweg was 1.3 m/s, which is more than twice as high as the maximum low-water velocity on straight sections. As mentioned above, the width of the erosion of



Fig. 22. Sandbanks on the Desna River within the boat station



Fig. 23. Erosion of the left bank of the Desna River to the top of the meander



Fig. 24. Sand aggradation before the island

the left bank here is 26 m over the last 13 years. Active erosion processes along the bank are observed even now. A sharp increase in flow velocity due to decreasing the channel cross-section activates not only spatial deformations but also deep deformations. In the section of the meander top from the right bank side, the depth of the stream flow during the study period reached 11.6 m. Because the amplitude of river level fluctuations is almost 8 m, the depth of the stream flow during high floods here can reach 19 m.

Determination of the bathymetric parameters of the meander and assessment of the channel dynamics in recent years were performed based on bathygraphic studies on July 11, 2019, and September 13–15, 2021. The water level during the study in 2021 was 103.37 m BES, which is only 2 cm higher than in 2019. That enabled us to perform a comparative assessment of depths and vertical channel deformations without making corrections for different water levels. The measurement results are given in Fig. 25, where stream flow depths are shown using the appropriate depth scale. The scheme of gauging sections is shown

in Fig. 26. It should be noted that the last two years were characterized by very low water content, low transport capacity of the river, and minimal channel deformations and sediment flow. Channel processes were mainly characterized by only slight transformation of bottom sediments and silt deposition.

The performed measurements showed that at the meander mouth, in the section of land bridge, the channel width changes from 180 m in the center of the meander to 140–100 m before its straight section. The analysis of the transverse profiles of the channel in the indicated area shows the shallowing of the channel near the right bank. Near the convex bank, a wide unflooded sand spit was observed, which gradually turned into shallow water (Fig. 27). The width of the shallow water zone, with a depth of up to 1 m, decreases along the section from 45 m in section 1 to 32 m in section 4. The shape of the channel here is gorge-like, with a gentle right and very steep left slope. The talweg of the channel, about 10–15 m wide in the section of the land bridge, is located at a distance of 10–15 m from the left bank (cross-section 1–3). The

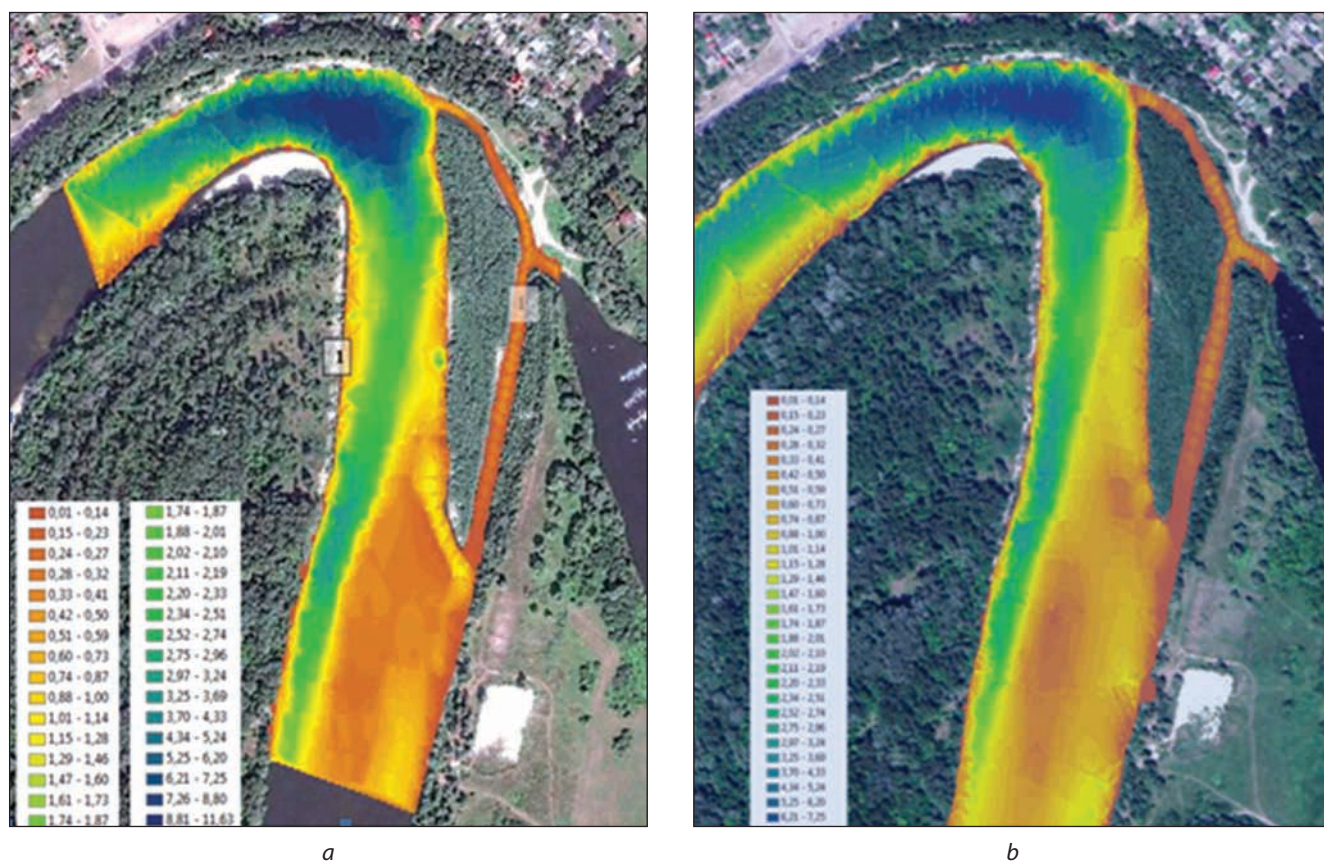


Fig. 25. Maps of depth measurements (m) at the meander top on the Desna River: *a* — 11.07.2019; *b* — 13.09.2021

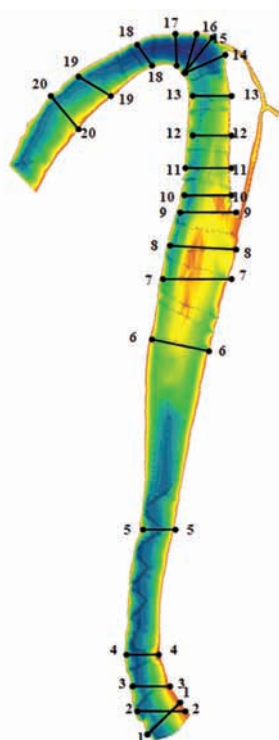


Fig. 26. Gauging sections of the upper wing of the meander on the Desna River



Fig. 27. Accumulative processes along the right bank at the beginning of the meander (section of the land bridge)

maximum depth of the channel is 5 m. Downstream the land bridge the talweg moves away from the bank by a distance of 25 m, and its depth increases to 6 m (Fig. 4). In general, the analysis of bathymorphic studies in the section of land bridge indicates intensive accumulative processes near the convex right bank and the shift of the river talweg towards the curved left bank in the section of land bridge. That, in turn, indicates a high probability of shifting the talweg directly to the left bank in case of intensive floods, which will inevi-



Fig. 28. Island in the middle part of the channel

tably lead to the bank collapse and possible erosion of the land bridge.

Further to the section of the land bridge, in the middle part of the upper wing of the meander, the channel acquires a trough-like shape with a steeper left slope. The width of the channel bottom increases to 65 m, the maximum depth decreases to 4.5 m, and

the sandbank near the right bank disappears (gauging cross-section 5). Further, downstream, 500 m away from gauging cross-section 5, the width of the channel increases by 60 m, the depth decreases sharply, and a sandy underwater island of 120 m wide and about 1 m high begins to form in the middle part of the channel. 2 talwegs with 1.4 and 1.6 m depth are formed in the channel (gauging cross-section 6).

Downstream, the width of the channel increased to 190 m in the distance of 350 m from the beginning of the island, and the main channel began to form near the left bank, with a depth of 2 m, as a result of that the height of the island increases. If in gauging cross-section 6 the depth in the central part of the channel was 0.6 m, then in gauging cross-section 7 it decreased to 0.2 m, i.e. it was aggraded by 40 cm. Downstream the underwater island appeared above the water surface (Fig. 28). Over the past 2 years, there was a significant accumulation of sediments near the right bank directly before the island. Aggraded sandbanks appear above the water's surface, blocking the canal near the island. If only an underwater side head was observed directly before the island and the canal in 2019 (Fig. 29a, b), then in 2021, accumulative depo-



Fig. 29. Sediment accumulation before the island: a, b — 2019; c, d — 2021

sits were visible above the water surface (*Fig. 29c, d*). The right-hand channel was filled with sand. The talweg of the channel shifts to a distance of 12 m from the left bank, and the maximum depth of the channel increases to 2.4 m (gauging cross-section 8).

In gauging cross-section 9, located near the island top, the main channel completely shifts to the left bank. Of the 200 m of the total width of the channel, 130 m is covered by a shallow zone with a depth of 0–0.4 m (excluding a narrow zone along the left bank of the island). The talweg of the channel shifts to the left bank for a distance of 8 m, and the depth increases to 3.4 m. The slope of the channel becomes almost vertical.

Near the island, the most intensive channel-forming processes were observed in the study area. Near the upper (downstream) section of the island, according to 2019 measurements, the talweg of the channel began to shift towards the middle of the channel (30 m away from the bank), the width of the deep-water part (more than 2.5 m) increased to 60 m, along the island left bank, a canal was formed with a depth of 1.5 m. Over the last two years, the maximum depth of the channel increased by 0.5 m, the talweg shifted to the left bank by 13 m, there were aggradation processes on the right slope, and the canal was almost choked up along the island. All this indicates intensive accumulative processes along the channel's right slope and erosion processes in the area of the talweg and the left slope of the channel. In gauging cross-section 11, approaching the meander top, the talweg continued to shift to the middle of the channel; the left slope of the channel became gentler. Accumulative processes have continued along the right slope in recent years, and the canal along the left bank of the island completely disappeared.

In the middle of the island in 2019, the talweg was located near the middle of the channel, but in the last 2 years, intensive erosion processes took place along the left slope of the channel. As a result, the width of the channel increased sharply, the left slope became steeper and shifted almost 25 m towards the bank. During the same period, accumulative processes took place along the right slope, which caused its partial decline.

In the area before the meander top (the lower part of the island) as of 2019 (gauging cross-sections 14, 15), the channel acquired an almost regular parabolic shape, with a talweg in the center. The maximum depth increased sharply to 8 m. In 2021, a partial shift of the talweg towards the right bank, the left slope decline, and the increase in the steepness of the right bank were recorded. In the center of the meander, the shape of the channel changed little, but the depth in-

creased to 12 m. In recent years, further erosion of the convex left slope has been observed (gauging cross-sections 16). Starting from the center of the meander top, the channel gradually became asymmetrical, the talweg shifted to the right bank, the left slope declined, and the right bank steepness increased. Over the past 2 years, at the meander mouth, the channel depth has increased by almost 1 m (gauging cross-sections 17). Further, after the meander top, the talweg of the channel shifted sharply to the right bank, the channel became sharply asymmetric, and the maximum depth decreased in gauging cross-sections 18 to 7.5 m and in gauging cross-sections 19 and 20 to 4 m.

In recent years large sediment accumulation before the island has significantly worsened the flow conditions and water exchange in the canal between the island and the right bank. That resulted in intensive siltation of the canal and the strait to the boat station, where the depth was about 0.2–0.5 m. That made it necessary to clear the lower section of the strait in 2021 to ensure the passage for boats from the boat station.

CONCLUSIONS

The regular natural processes of the meander development in the study area primarily manifest in the formation of a wide right-bank sand bank and channel narrowing, reduction of the channel capacity, shift of the river talweg, and the maximum flow speed towards the left bank and its intensive erosion before the meander top, retreat of the bank line, aggradation of the left bank near the meander top, as well as the erosion intensification of the right bank in the area of the meander top. In the future, this will inevitably lead to further erosion of the meander land bridge of the meander and the breakthrough of the loop. As a result, the channel will be straightened, the loop will die off, and it will turn into a river dead arm.

Taking into account that the width of the land bridge has been decreasing in recent decades with an average intensity of about 1 m per year and today is only 155 m (the length of the meander is 3250 m), its erosion and the formation of a new channel is possible during several high floods, or one flood of a low probability, similar to the floods occurred in 1917, 1931 or 1970. The meander top is located on the northeastern outskirts of Chernihiv city, and the river is a place of active recreation. In case of land bridge erosion, the river will move away from the city by more than 2 km. It is necessary to increase the river channel capacity by clearing it from accumulated sediments along the right bank of the upper wing of the meander, as well as by channel dredging and forming of a new chan-

nel fairway distant from the left bank at the meander mouth to reduce the intensity of channel processes in the area of the meander top, in particular, to prevent the erosion of the left bank before the meander top and the right concave bank near the meander top.

Cutting the island, clearing and deepening the right-bank sandbank, and forming a new fairway channel will ensure an increase in the channel area of the waterway and, accordingly, a decrease in the flow speed and its erosive capacity, as well as prevent a sharp fall of the flow to the left bank and reduce the intensity of its erosion. It should be noted that accu-

mulative sediments near the meander top and downstream the convex bank of the river should not be cleared, since these deposits are a source of sediment transportation to the opposite bank downstream and ensure its relative stabilization.

It is necessary to provide periodic monitoring of channel deformations (especially after high floods) to track the dynamics of channel forms and take timely measures to prevent negative processes of meander development in the future, in the case of dredging and bank protection works (Obodovsky A.G. et al, 2001; Kozytskyi O.M., 2011).

REFERENCES

- Daus, M. E. (2017). Dynamics of channel flows and channel processes. Odessa, OSEU, 158.
- Gao, Peng; Li, Zhiwei. (2023). Exploring meandering river cutoffs: Geological Society of London. *Special Publications*, **540** (1), 163–184. <https://doi.org/10.1144/sp540-2022-261>
- Finotello, Alvise, Durkin, P.R., Sylvester, Z. (2024). Meandering streamflows across landscapes and scales: a review and discussion: Geological Society of London. *Special Publications*, **540**, September, 1–41. <https://doi.org/10.1144/SP540-2024-3>
- Kleinhans, M. G., McMahon, W., Davies, N. (2023). What even is a meandering river? A philosophy-enhanced synthesis of multilevel causes and systemic interactions contributing to river meandering: Geological Society of London. *Special Publication*, **540**, 43–74. <https://doi.org/10.1144/sp540-2022-138>
- Kondratiev, N.E., Popov, I.V., Snyshchenko, B.F. (1982). Basics of the hydromorphological theory of channel process. L.: Hydrometeoizdat, 272. [in Russian]
- Kozytskyi, O.M. (2011). Methodological bases of assessment of the nature and intensity of channel deformations. *Reclamation and water management*. **99**. 276–290. [in Ukrainian]
- Kozytskyi, O.M., Voroshnov, S.M., Mikhonosh, T.I., Shevchenko, I.A. (2010). Methodological foundations of the organization and monitoring of channel processes. *Reclamation and water management*. **98**. 252–263. [in Ukrainian]
- Obodovsky, A.G., Onyshchuk, V.V., Greben, V.V., Konovalenko, O.S., Kozytskyi, O.N. (2001). Fundamentals of the organization of channel process monitoring on the rivers of Ukraine. Collection of reports of the Interuniversity Scientific Coordination Council. St. Petersburg, October 2–4. 165–167. [in Russian]
- Resursy poverkhnostnykh vod (1971). Ukrayna y Moldavyia. Srednee y nizhnee Podneprove. 6(2), Kyiv, UkrNYHMY, Leningrad, USSR. [in Russian]
- Shevchuk, S.A., Kozytskyi, O.M., Mikhonosh, T.I., Shevchenko, I.A. (2015). Methodology for evaluating the dynamics of channel deformations. CP "Comprint", Kyiv, 30. [in Ukrainian]
- State of technogenic and natural safety of Chernihiv region in 2021. Chernihiv Regional State Administration. Office for Emergency Situations and Population Protection from the Consequences of the Chernobyl Disaster. <https://data.gov.ua/dataset/d612ed90-6436-40c8-8af3-3ef5f51b6755>. [in Ukrainian]
- Surian, N. (2012). Field Observations of Gravel-bed River Morphodynamics: Perspectives and Critical Issues for Testing of Models/ Gravel-Bed Rivers: Processes, Tools, Environments. Editors Church Michael, Biron Pascale M., Roy André G.: John Wiley & Sons, Ltd, January 2012, P. 90–95. <https://doi.org/10.1002/9781119952497.ch7>

О.М. Козицький¹
ORCID:0000-0002-4459-6331
e-mail: olegkoz@ukr.net

С.М. Шевчук²
ORCID:0000-0001-5844-4980
e-mail: sergey_shevchuk_@ukr.net

І.А. Шевченко¹
ORCID:0000-0002-7401-8786
e-mail: irashef@ukr.net

Є.О. Маврикін¹
ORCID:0000-0003-6193-8890
e-mail: evgeniy_mavrikin@ukr.net

Н.В. Логунова¹
ORCID:0000-0002-4207-4863
e-mail: lagunova@ukr.net

¹ Інститут водних проблем і меліорації, НААН України, м. Київ

² Центральна геофізична обсерваторія МНС України, м. Київ

БАГАТОРІЧНА ДИНАМІКА РУСЛОВИХ ПРОЦЕСІВ Р. ДЕСНА БІЛЯ М. ЧЕРНІГОВА

Річка Десна, на її українській ділянці, не зарегульована системою водосховищ та визначається значною транспортною здатністю потоку і, відповідно, великими об'ємами твердого стоку. Для гідрологічного режиму річки є характерною висока інтенсивних руслових процесів, які часто розвиваються у напрямках, що небезпечні для функціонування усталеної житлової і господарської інфраструктури. На сьогодні склалася небезпечна ситуація на північно-східній околиці м. Чернігів, де руслова меандра знаходиться на завершальній стадії свого розвит-

ку і вже в період найближчих високих паводків можливе утворення спрямлюючого русла і перетворення меандри в заплаву протоку. В результаті річка, яка протікає безпосередньо вздовж околиці міста та широко використовується в рекреаційних цілях стане віддаленою від міста на декілька кілометрів. В результаті проведених натурних досліджень і аналізу різночасових картографічних матеріалів та космічних знімків виконано аналіз руслових деформацій р. Десна біля м. Чернігів. На основі дослідження гідрологічного режиму річки, кількісної оцінки морфологічних параметрів русла, характеру та інтенсивності трансформації меандри за багаторічний період, виконано прогноз її розвитку на найближчі роки, а також запропоновано заходи щодо забезпечення умов

стабілізації русла. Зокрема, для зменшення інтенсивності руслових процесів на ділянці вершини звивини запропоновано збільшити пропускну здатність меженного русла річки шляхом його розчистки від накопичених наносів вздовж правого берега верхнього крила меандри, а також проведення днопоглиблювальних робіт і формування нового фарватера русла, віддаленого від лівого берега на вході у звивину. Для недопущення подальшого розмиву перешийку і його можливого прориву у період наступних високих паводків запропоновано продовжити кріплення берега вниз за течією річки.

Ключові слова: річка, руслові деформації, руслові процеси, меандра, морфологічні параметри, гідрологічний режим



МОРСЬКА ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЯ ТА ОКЕАНОГРАФІЯ

Ю.С. Тучковенко^{1,2*}

ORCID: 0000-0003-3275-9065
tuch2001@ukr.net

Д.В. Кушнір¹

ORCID: 0000-0003-4556-0143
dkush@ukr.net

О.С. Матигін³

ORCID: 0000-0002-0206-3414
asm32alex@ukr.net

¹ Одеський національний
університет
імені І. І. Мечникова,
Одеса, Україна

² Інститут морської біології
НАН України,
Одеса, Україна

³ Гідрометцентр Чорного
та Азовського морів,
Одеса, Україна

УДК 551.465/.466:551.468 DOI: <https://doi.org/ua/10.15407/Meteorology2025.08.040>

РЕЗУЛЬТАТИ МОДЕЛЮВАННЯ МІНЛИВОСТІ ОКЕАНОГРАФІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК В УКРАЇНСЬКОМУ СЕКТОРІ АКВАТОРІЇ ЧОРНОГО МОРЯ В ШТОРМОВІ ПЕРІОДИ ЛИСТОПАДА 2023 РОКУ

Розглядаються результати застосування комплексу інтегрованих між собою чисельної гідротермодинамічної моделі Delft3D Flow Flexible Mesh (D-Flow FM) та спектральної хвильової моделі SWAN (вітро-хвильовий блок D-Waves) в імітаційному режимі для відтворення просторово-часової мінливості океанографічних характеристик у Чорному морі та його північно-західній частині в штормові періоди листопада 2023 року. Моделювання виконувалось у межах процедури верифікації модельного комплексу. У якості атмосферного форсінгу застосовувались метеорологічні дані, отримані з архіву прогнозів глобальної чисельної моделі прогнозу погоди GFS (Global Forecasting System). Результати моделювання порівнювались із даними спостережень за океанографічними характеристиками на прибережних гідрометеорологічних станціях портів Одеського району північно-західної частини Чорного моря (Чорноморськ, Одеса, Південний). Додатково результати моделювання вітрового хвилювання, отримані із застосуванням модельного комплексу, порівнювались із результатами незалежного моделювання за допомогою спектральної хвильової моделі WAM Cycle 6 із використанням даних реаналізу вітру Європейського центру середньострокових прогнозів погоди ECMWF. Застосування модельного комплексу дозволило відтворити цілісну картину просторово-часової мінливості океанографічних характеристик в штормові періоди листопада 2023 року як на акваторії всього Чорного моря, так і в його північно-західній частині. Отримано добру кількісну та якісну узгодженість між результатами моделювання мінливості рівня моря, висот вітрових хвиль, температури морської води та даними спостережень на гідрометеорологічних станціях у районі морських портів Одеського району. Зроблений висновок, що вказаний комплекс інтегрованих чисельних математичних моделей D-Flow FM + D-Waves (SWAN), реалізований на неструктурованій розрахунковій сітці, має добрі перспективи використання в системі діагнозу і оперативного прогнозу мінливості океанографічних параметрів стану морського середовища Чорного моря та його окремих районів.

Ключові слова: Чорне море, океанографічні характеристики, моделювання мінливості, верифікація результатів.

ВСТУП

Розробка та забезпечення функціонування сучасної системи діагнозу і оперативного прогнозу океанографічних та екологічних параметрів стану морського середовища української частини акваторії Азово-Чорноморського басейну для забезпечення потреб господарчих об'єктів морегосподарчого комплексу, ВМС України відноситься до питань безпеки та забезпечення обороноздатності України. Від гідрометеорологічної інформації, яка міститься в морських прогнозах, залежить економічна ефективність та безпека функціонування морського транспорту, портово-промислових і рекреаційних

комплексів, розташованих на морському узбережжі, промислового рибальства та господарств морської аквакультури, об'єктів видобутку корисних копалин із морського шельфу, успішність виконання пошуково-рятувальних операцій ДСНС України, бойових завдань ВМС України, зокрема, пов'язаних із ефективним застосуванням морських надводних та підводних дронів.

Необхідність мати функціонуючий в оперативному режимі автоматизований модельний комплекс для діагнозу і прогнозу океанографічних та екологічних умов в Чорному та Азовському морях продемонструвала екологічна катастрофа, пов'язана

з руйнуванням греблі Каховської ГЕС та надходженням забруднених перехідних вод з Дніпровсько-Бузького лиману.

Для прогнозування океанографічних характеристик у світі використовуються ланцюги метеорологічних та океанографічних моделей. На підставі таких ланцюгів моделей створюються прогностичні системи, які працюють в оперативному режимі (Veeramony et al., 2018; Solano et al., 2018; Valchev et al., 2018).

У 2017-2019 рр. в Одеському державному екологічному університеті був розроблений і верифікований автоматизований програмний комплекс чисельних математичних моделей для оперативного короткочасного (до 5 діб) прогнозу мінливості океанографічних характеристик в акваторіях Чорного та Азовського морів (Кушнір та ін., 2019; Тучковенко та ін., 2020; Тучковенко та ін., 2021). У сучасний період авторами виконуються роботи з розвитку та удосконалення цього модельного комплексу шляхом заміни базової гідротермодинамічної моделі Delft3D-FLOW на модель нового покоління Delft3D Flow Flexible Mesh (D-Flow FM) (Deltares, 2025). Модельні гідротермодинамічні розрахунки за цією моделлю виконуються на неструктурованій розрахунковій сітці, яка дозволяє поєднувати в межах однієї розрахункової області ділянки з різною просторовою розрізненістю для деталізації результатів розрахунків у прибережних регіонах із збереженням прийнятного часу проведення обчислень на робочій станції.

Програмні продукти модельного комплексу Delft3D широко використовуються для вирішення прикладних задач діагнозу і прогнозу океанографічних характеристик вод морського шельфу в країнах, розташованих на північно-західному шельфі Європи (Zijl et al., 2018; Grasmeijer et al., 2022), в США (Habib & Zarillo, 2023), Австралії (Matala et al., 2023), країнах Азії (Duong et al., 2018).

Для Чорного моря Інститутом океанології Болгарської академії наук (м. Варна, Болгарія) на основі пакету Delft3D була розроблена і впроваджена в практичну діяльність мультидоменна система прогнозування для акваторії Варненської затоки з урахуванням прибережної зони та портової інфраструктури (Valchev et al., 2018). Для вироблення 8-денного прогнозу небезпечних стихійних явищ у районі порту Варна ланцюг інтегрованих моделей Delft3D FLOW-WAVE застосовується послідовно на трьох ділянках: Чорне море, болгарська частина чорноморського шельфу і Варненська затока. У якості вхідних метеорологічних даних система використовує розраховані поля метеопараметрів із глобальної прогностичної системи GFS (Global

Forecasting System) (з просторовою розрізненістю 1/4 градуси).

Метою цієї роботи є оприлюднення результатів апробації оновленого модельного комплексу D-Flow FM + D-Waves (SWAN) в імітаційному режимі для опису мінливості океанографічних характеристик у Чорному морі та його північно-західній частині в штормові періоди листопада 2023 року.

Синоптична ситуація в листопаді 2023 року.

Головною кліматичною особливістю північного Причорномор'я є так звані "листопадові" шторми Чорного моря в період осіннього похолодання, коли зберігається відносно висока температура морської води (понад 10°C). У першу і другу декади листопада 2023 р. погодні умови в Азово-Чорноморському басейні визначали атлантичні циклони і улоговини холоду, які переміщалися над північними районами Європи. У третю декаду на зміну їм прийшли південні циклони "Phil" та "Oliver", які й зумовили найнесприятливіші погодні умови. 25–28 листопада 2023 р. штормова погода визначалася дією південного циклону на ім'я "Phil", а 28–29 листопада — циклоном "Oliver" (рис. 1).

Циклон "Phil" був потужним та глибоким, супроводжувався досить сильними вітрами та завірюхами у Болгарії, Румунії, Молдові та Україні з червоними кодами небезпеки. Циклон отримав максимальний розвиток над теплими водами Чорного моря у другій половині дня і ввечері 26 листопада (о 12:00 UTC було зафіксовано надзвичайно низьке значення тиску в центральній частині циклону в кількох десятках кілометрів на захід від мису Тарханкут (Крим) — 969 гПа). Високі градієнти тиску в тилівій частині циклону генерували штормові пориви вітру до 20–30 м·с⁻¹, як у прибережній зоні, так і над акваторією моря. На метеостанції "Вілкове" було зафіксовано надзвичайну швидкість вітру — 35 м·с⁻¹. Вітер такої сили на Одещині не спостерігався дуже давно. Останній раз у м. Одесі швидкість вітру 40 м·с⁻¹ була зафіксована 10 березня 1970 року та у січні 1962 р. Висоти хвиль у відкритій акваторії північно-західної частини Чорного моря 26–27 листопада сягали 6 м, а у прибережній смузі Румунії та України — 3–4 м.

Слідом за циклоном "Phil" на північне Причорномор'я почав свій вихід черговий циклон "Oliver" (рис. 1), траєкторія переміщення його центру проходила трохи на захід від шторм-треку "Phil". Цей циклон утворився у північній Атлантиці, але зміщувався через центральну Європу, Балкани і далі траєкторією південних циклонів на регіон північного Причорномор'я. 28–29 листопада 2023 року тут повторилися екстремальні погодні умови з помаранчевими кодами небезпеки в Румунії та Словаччині за швидкістю вітру та опадів.

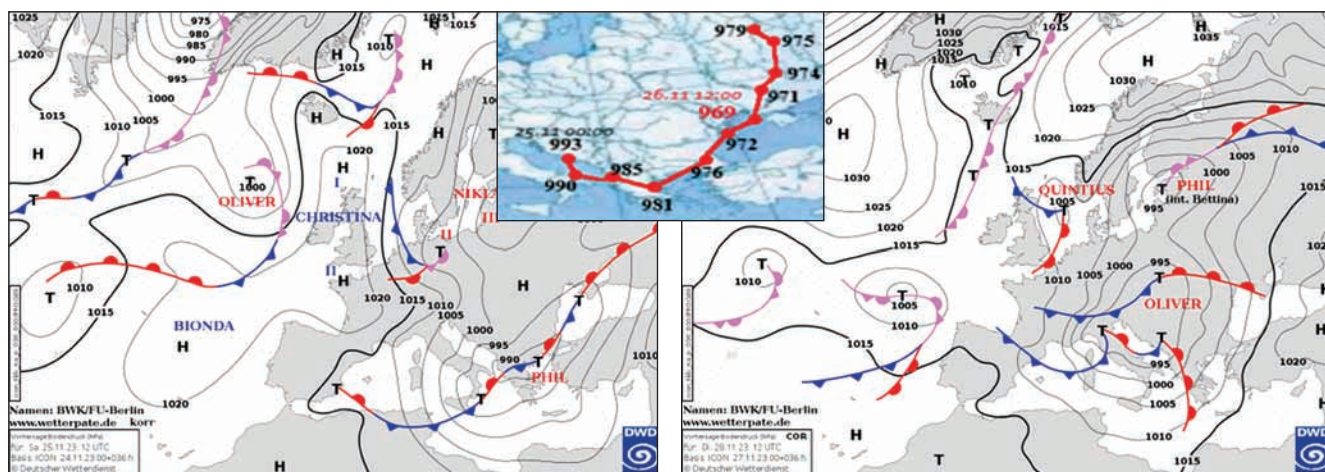


Рис. 1. Прогностичні карти на 12:00 UTC 25 листопада 2023 р. (ліворуч) та 12:00 UTC 28 листопада 2023 р. (праворуч), на яких показано розташування циклонів “Phil” та “Oliver” (www.wetterpate.de), а також траєкторія та тиск на рівні моря (в гПа) у центрі циклону “Phil”. Часові інтервали між точками графіка становлять 6 годин, початкова точка (на південному заході) відповідає 25.11.2023 р. (00:00 UTC) — кінцева 26.11.2023 р. (18:00 UTC)

У період вказаних штормів 26–29 листопада 2023 р. у всіх портах Одеського району були практично одночасно зафіксовані екстремально високі підйоми та спади рівня моря, а також рекордні значення швидкості зміни та амплітуди коливань рівня.

МАТЕРІАЛИ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Для відтворення штормових умов у північно-західній частині Чорного моря в листопаді 2023 року та комплексного аналізу просторово-часової мінливості океанографічних характеристик використовувався комплекс інтегрованих між собою чисельної гідротермодинамічної моделі Delft3D Flow Flexible Mesh (гідродинамічний блок D-Flow FM) (Deltares, 2025) та спектральної хвильової моделі SWAN — Simulating Waves Nearshore (вітрохвильовий блок D-Waves) (Deltares, 2024a).

Проведено моделювання мінливості рівня моря, морських течій, термохалінних характеристик морської води, параметрів вітрових хвиль у період із 01.11.2023 р. до 30.11.2023 р.. Верифікація отриманих у результаті моделювання результатів виконувалась шляхом їх порівняння з даними натурних спостережень на прибережних морських гідрометеорологічних станціях “Одеса-порт”, “порт Південний” та “порт Чорноморськ”.

Для проведення модельних розрахунків була згенерована базова неструктурна розрахункова сітка, яка покривала акваторію Чорного та Азовського морів. Сітка складається з 22494 розрахункових комірок (23128 вузлів) із перемінними розмірами $\Delta x = 500\text{--}6500$ м (рис. 2а) та містить області зі збільшеною просторовою роздільною здатністю для регіонів північно-західної частини Чорного моря (рис. 2б). Крок за часом для розв’язання рівнянь

моделі D-Flow FM під час розрахунків визначався автоматично в межах 1–30 с. Коефіцієнт Манінга для розрахунку донного тертя задавався неоднорідним для модельованої акваторії в діапазоні 0,018–0,022. У вертикальній площині, у розрахунках із використанням гідротермодинамічної моделі, використовувалася криволінійна σ -система вертикальних координат із 7 розрахунковими рівнями нерівномірної товщини: найтонші шари розташовані біля поверхні і у дна.

Модель SWAN блоку D-Waves комплексу інтегрованих моделей працювала у нестационарному режимі для всіх розрахункових областей з метою адекватного моделювання параметрів вітрового хвилювання під час штормових вітрів. Кутова деталізація моделі SWAN дорівнювала 10° . Для частотної координати застосовувалась шкала з 24 вузлами в діапазоні частот 0,03–1,0 Гц. Для параметризації донного тертя моделі SWAN була обрана модель JONSWAP, а коефіцієнт донного тертя приймався рівним 0,038 для всієї розрахункової області.

У якості атмосферного форсінгу при моделюванні на верхній (з атмосферою) відкритій границі розрахункової області задавалися (з часовою дискретністю 3 години): змінні у просторі поля зональної і меридіональної компонент швидкості вітру, атмосферного тиску (приведеного до середнього рівня моря), температури та відносної вологості повітря, балу хмарності неба — на рівномірній просторовій сітці з горизонтальним кроком $0,25^\circ$ (широти/довготи), які були зчитані з архіву прогнозів глобальної моделі прогнозу погоди GFS (Global Forecast System) через веб-сервіс NOMADS (National Operational Model Archive and Distribution System) (GFS, 2003; NCEP GFS, 2024). Процедура зчитування

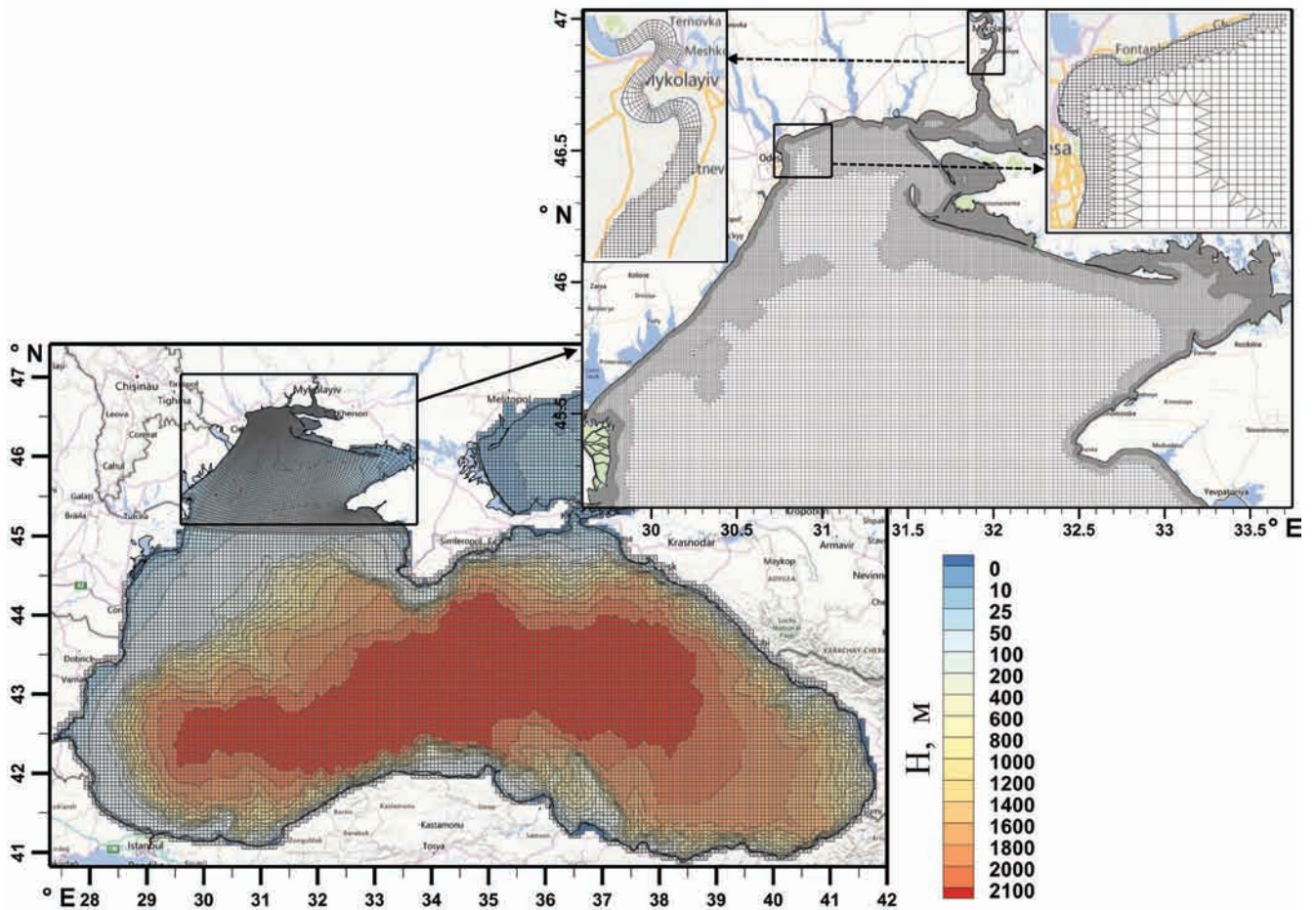


Рис. 2. Базова розрахункова сітка із глибинами, яка використовується у моделі для всього Чорного моря (а). Деталізована неструктурована сітка для моделювання у північно-західній частині Чорного моря (б)

описана в (Кушнір та ін., 2019; Тучковенко та ін., 2020; Тучковенко та ін., 2021).

Початковий просторовий розподіл температури і солоності морської води, рівня моря задавався за результатами модельних розрахунків із горизонтальним кроком $1/40^\circ$ на основі даних реаналізу, отриманих з веб-ресурсу Copernicus Monitoring Environment Marine Service (Jansen et al., 2022). Ці поля інтерполювались у вузли розрахункової сітки моделі за допомогою програми Delta Shell (Deltares, 2024b), розробки інституту Deltares.

При розрахунках із використанням комплексу інтегрованих моделей, хвильовий модуль D-Waves засвоює поля зональних та меридіональних компонентів швидкості вітру з моделі GFS та отримує через буфер обміну з гідродинамічного модуля D-Flow FM поля течій та рівня моря для розрахунку трансформації вітрових хвиль. Розраховані в модулі D-Waves параметри вітрового хвилювання (висоти, періоди, напрямок поширення хвиль) передаються в он-лайн режимі до гідродинамічного модуля для обліку внеску хвильових процесів у формування

прибережних течій, процесів турбулентного перемішування вод, коливань рівня моря.

Розрахунки виконуються у два етапи. На першому етапі моделювання виконувались розрахунки мінливості рівня моря, течій, вітрового хвилювання, температури та солоності морської води, термохалінної структури вод для всієї акваторії Чорного моря на загальній (базовій) сітці (рис. 2а). Результати першого етапу моделювання використовувались для завдання граничних умов на бічній (відкритій морській) границі деталізованої розрахункової сітки для північно-західної частини Чорного моря (рис. 2б) у вигляді часових рядів мінливості рівня моря, солоності і температури води, хвильового спектру, отриманих із розрахунків на базовій сітці.

РЕЗУЛЬТАТИ І ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

На рис. 3 представлені результати моделювання мінливості рівня моря в точці координатами $46,516^\circ$ пн. ш., $30,785^\circ$ сх. д., що знаходиться в центрі Одеської затоки. З рисунка видно, що модельний комплекс досить добре описує зміни рівня

у прибережній зоні за різних синоптичних ситуацій, що розвивалися у листопаді 2023 року. Наприкінці листопаду (26.11–30.11.2023 р.), коли денівеляції рівня моря визначалися вітровим впливом глибоких циклонів “Phil” і “Oliver”, що проходили послідовно, у порту Одеса спостерігалися надзвичайно різкі зміни рівня моря — амплітуда коливань досягла значення 180 см. Швидкість падіння рівня 26 листопада досягала $0,16 \text{ м}\cdot\text{год}^{-1}$. Через відносно малі розміри циклонів та швидке їх переміщення у північно-східному напрямку, спостерігалася різка зміна напрямку вектору швидкості вітру. Вітер північного-північно-західного напрямку зі швидкістю $12\text{--}25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, який спостерігався 26.11.2023 р., 28 листопада змінився на південний зі швидкістю $15\text{--}25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Це призвело до різких, стрибкоподібних змін рівня моря: згін (падіння рівня моря до позначки $-0,4 \text{ м}$), який спостерігався 26 листопада, змінився сильним нагоном (із підвищенням відмітки рівня моря до $+1,2 \text{ м}$), зафіксованим 29 листопада (рис. 3). Максимальна швидкість падіння рівня моря досягала $0,16 \text{ м}\cdot\text{год}^{-1}$, а безперервний протягом 40 годин підйом рівня відбувався зі середньою швидкістю $0,04 \text{ м}\cdot\text{год}^{-1}$.

Модель достовірно, відповідно до синоптичних ситуацій і даних спостережень, описує зміни просторової структури полів коливань рівня моря, викликаних дією вітра на акваторії північно-західного шельфу Чорного моря в цілому. На рис. 4 показані отримані при моделюванні поля викликаних вітром денівеляцій рівня моря в момент згону на $0,8 \text{ м}$ 26.11.2023 р. на півночі північно-західного шельфу і в момент значного нагону на $1,3 \text{ м}$, що відбувся за ним, зафіксованого там же 29.11.2023 р. Одночасно з цим, вітрове поле, що сформувалося при проходженні циклону “Phil”, викликало 26 листопада локальний нагін водних мас більш ніж на $1,3 \text{ м}$ у східній частині Каркінітської затоки, який послабився до $0,85 \text{ м}$, але зберігся 29.11.2023 р. і став частиною загального великомасштабного нагону у Дніпровсько-Бузькому пригирловому районі ПнЗЧМ.

Наслідком різких змін рівня моря в останню декаду листопада 2023 року стали сильні течії у вузькостях, зокрема, в районах Кінбурнської, Тендровської та Джарилгацької кіс. Про це свідчать показані на рис. 5 змодельовані поля течій, швидкість яких досягала близько $1,0\text{--}1,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ у районах Джарил-

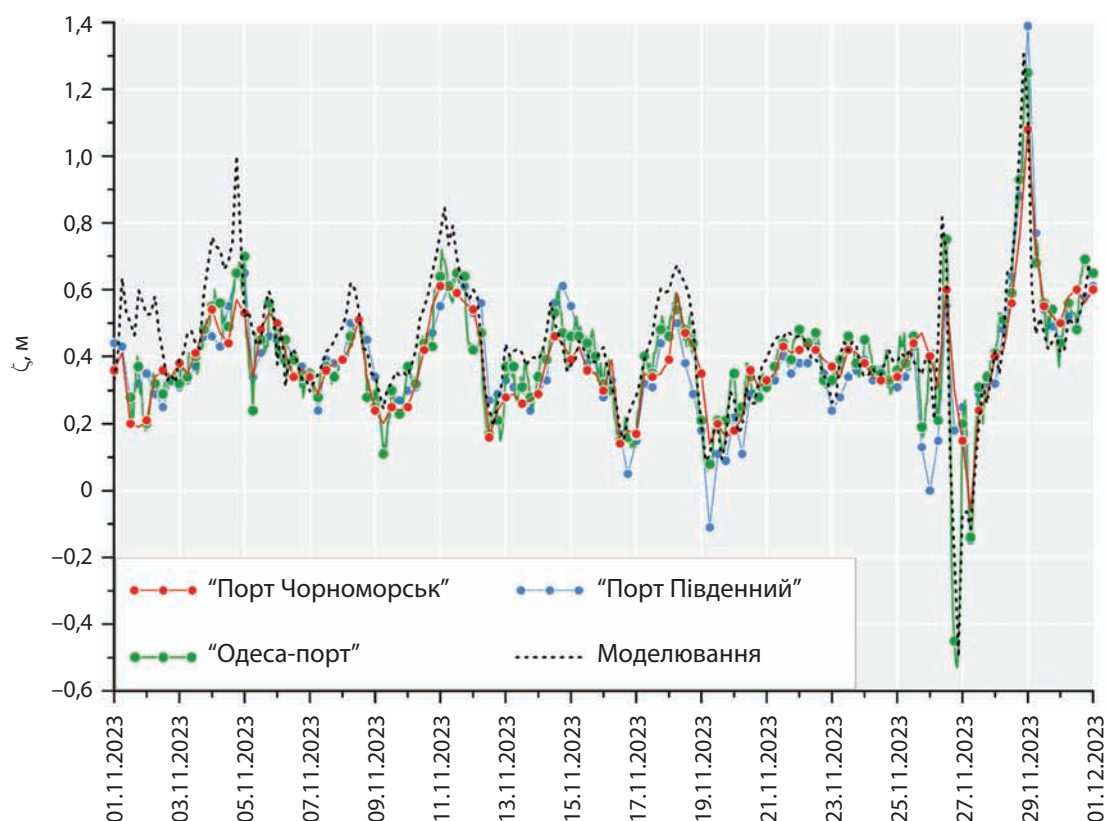


Рис. 3. Зміни рівня моря, відносно початкової позначки $-0,4 \text{ м}$ БС, у листопаді 2023 року, отримані за даними спостережень із дискретністю 6 годин на прибережних морських гідрометеорологічних станціях “Одеса-порт” (зелені точки), “порт Південний” (сині точки), “порт Чорноморськ” (червоні точки) та за результатами моделювання (пунктир) у точці з координатами $46,516^\circ$ пн. ш., $30,785^\circ$ сх. д.

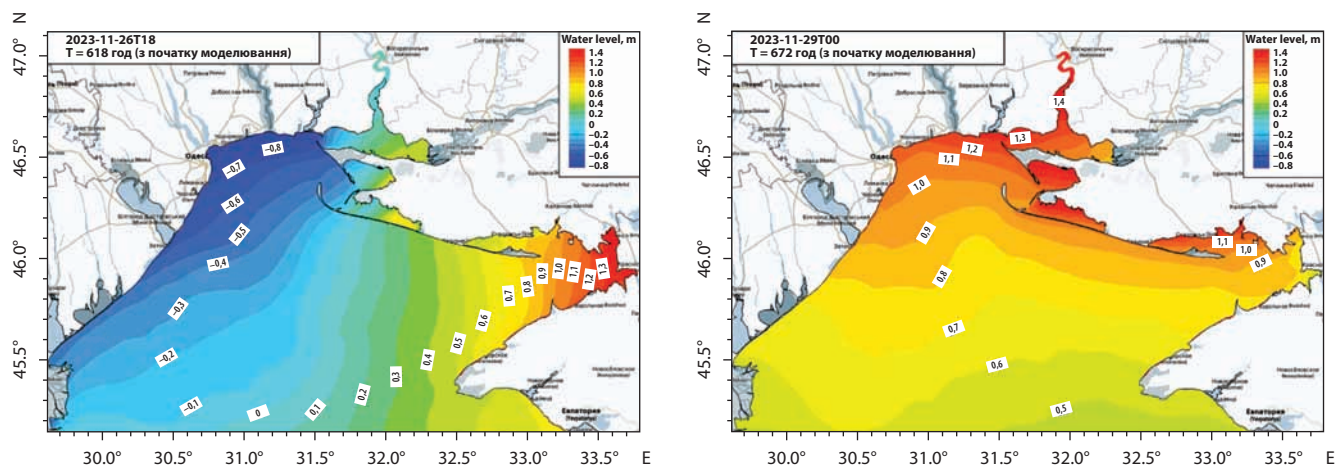


Рис. 4. Просторовий розподіл викликаних вітром денівеляцій рівня моря, м, отриманий за результатами моделювання на 18:00 26 листопада 2023 р. (ліворуч) при проходженні циклону "Phil" та на 00:00 29 листопада 2023 р. під час проходження циклону "Oliver" (праворуч)

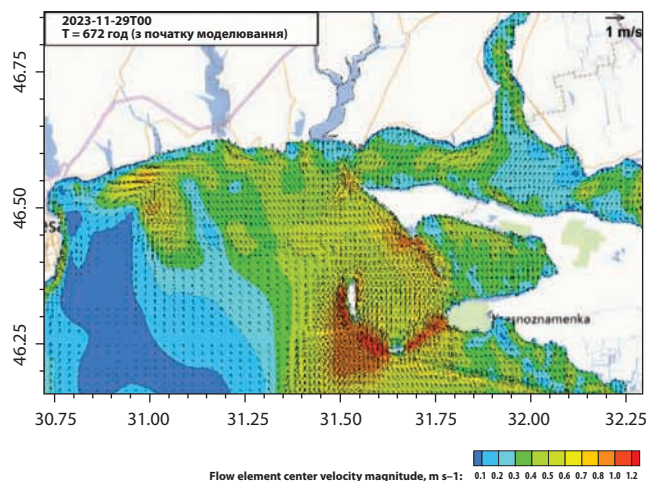
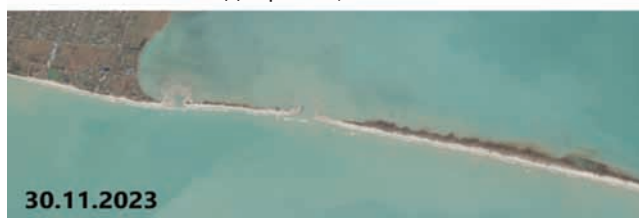
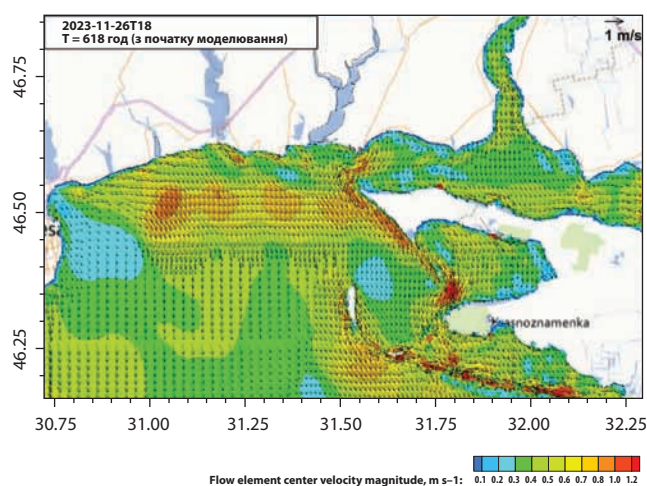


Рис. 5. Поля векторів та модуля швидкості поверхневих течій, m s^{-1} , отримані в результаті моделювання (ліворуч) для 18:00 26 листопада 2023 р. (зверху) та 00:00 29 листопада 2023 р. (знизу), а також супутникові зображення кіс на початку та після штормів

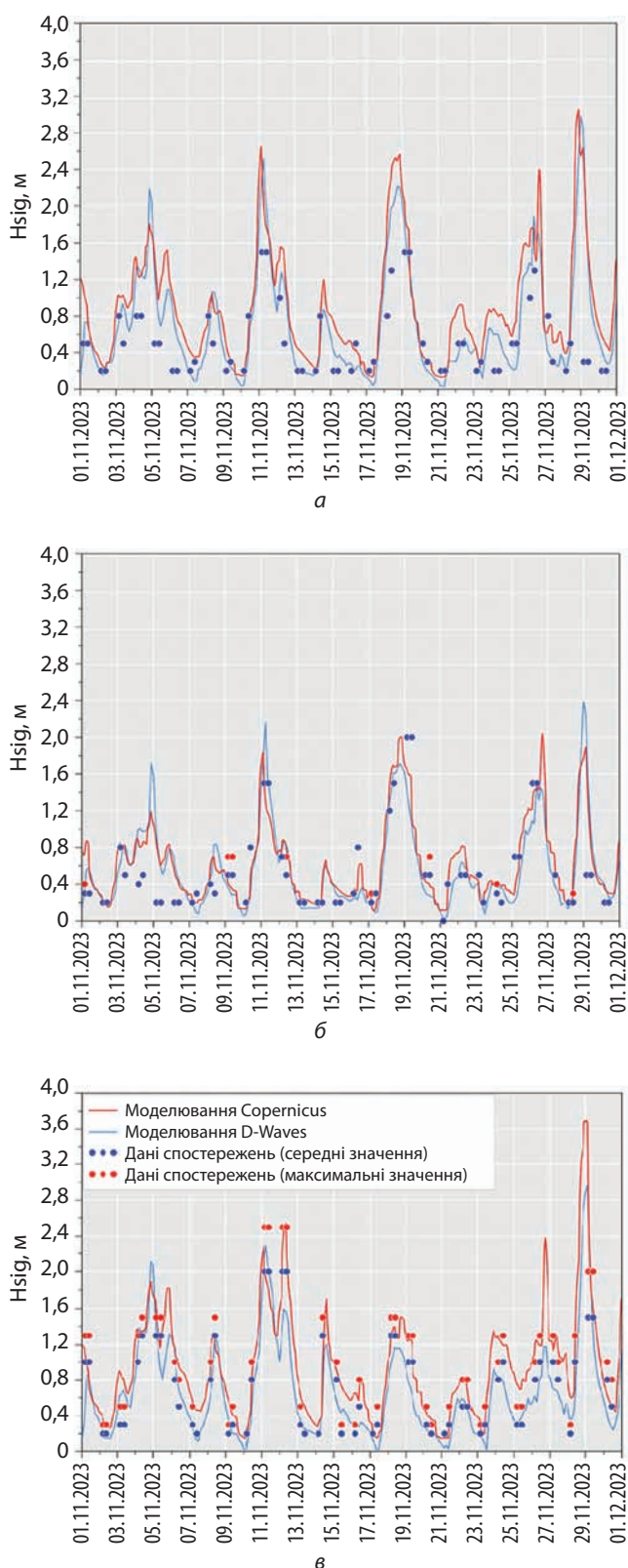


Рис. 6. Мінливість висот вітрових хвиль, м, у листопаді 2023 року, в районах підходів до портів Чорноморськ (а), Одеса (б), Південний (в) за даними візуальних спостережень на відповідних ГМС та за результатами моделювання (значних висот хвиль) із застосуванням модельного комплексу D-Waves + D-Flow FM та зчитаних із веб-ресурсу Copernicus

гацької (26.11.2023 р.) та Тендровської (29.11.2023 р.) кіс, внаслідок чого вони зазнали значних руйнувань. Аналіз супутникових знімків показав, що стихійне лихо помітно змінило вигляд цих територій. Штормові хвилі та течії утворили сім промоїн на Тендровській і три — на Джарилгацькій косі. Піщаний пляж зменшився на 70–100 метрів.

Мінливість просторового розподілу висот значних хвиль та середнього напрямку поширення хвилювання в районах розташування морських портів Одеської агломерації на акваторії ПнЗЧМ обумовлена особливостями трансформації та рефракції вітрових хвиль при вході їх у зони малих глибин із відкритого моря. Зазначимо, що максимальні висоти хвиль у портах східного узбережжя ПнЗЧМ, включно з портом Одеса, спостерігаються переважно у період тривалої дії вітру північно-східного та східного напрямків (Гидрометеорологические..., 2012). У районі порту Південний на північному узбережжі Одеського району ПнЗЧМ висота хвиль досягає максимальних значень при посиленні вітрів південних румбів. Також слід зазначити, що спостереження за хвилюванням проводяться на всіх українських морських ГМС виключно візуально у світлу пору року, що потрібно враховувати при порівнянні натурних та модельних даних.

На рис. 6 наведені результати моделювання часової мінливості протягом листопада 2023 року значних висот хвиль на підході до портів Одеського району ПнЗЧМ, отримані із застосуванням комплексу інтегрованих моделей D-Waves + D-Flow FM. Для верифікації отриманих результатів використовувались дані візуальних спостережень в світлу пору дня на портових гідрометеорологічних станціях, а також результати незалежного моделювання вітрового хвилювання за допомогою спектральної хвильової моделі WAM Cycle 6 із використанням даних реаналізу вітру Європейського центру середньострокових прогнозів погоди ECMWF, взяті з веб-ресурсу Copernicus (Staneva et al, 2022). Результати моделювання мінливості значних висот хвиль, розрахованих із використанням хвильових моделей SWAN (D-Waves) та WAM (CMEMS), добре узгоджуються між собою і, в цілому, з даними спостережень. Результати розрахунків за моделлю WAM Cycle 6 із атмосферним форсингом з реаналізу ECMWF дають у ряді випадків трохи більші висоти хвиль, ніж отримані із використанням SWAN (D-Waves)/GFS (наприклад, у другій половині листопада в порту Південний, рис. 6в).

Порівняльний аналіз результатів моделювання із застосуванням двох незалежних модельних комплексів із даними спостережень дозволяє діагностувати і можливі похибки прогнозу вітрового

хвилювання. Наприклад, спостереження на ГМС “порт Чорноморськ” і “Одеса-порт” не зафіксували збільшення висот вітрових хвиль 29 листопада 2023 року, в той час як модельні розрахунки у всіх трьох портах показали наявність їх різкого зростання до максимальних значень. Такі розбіжності можуть бути викликані похибками у розрахунку напрямку вітру і, відповідно, розповсюдження вітрового хвилювання, і, як наслідок, відмінностями у довжинах розгону хвиль.

Уявлення про просторову мінливість висот вітрових хвиль на акваторії всього Чорного моря в період проходження штормів у листопаді 2023 року дають результати моделювання із застосуванням модельного комплексу D-Waves + D-Flow FM, представлені на рис. 7. Видно, що висота хвиль у районах морських портів Одещини була значно меншою, ніж у відкритих районах моря, через обмежену берегами довжину розгону (вітер дув від північного і північно-західного берегів (рис. 7а–в) або вплив від-

носно малих глибин (рис. 7г). Наприклад, 19.11.2023 року висота значних хвиль в акваторії західної частини Чорного моря досягала 7,0–8,5 м, а 26.11.2023 року — 7,0–8,5 м в центральній частині моря.

На останок розгляду результатів верифікації гідротермодинамічної моделі D-Flow FM для ПнЗЧМ наведемо результати моделювання поверхневої температури морської води в точці з координатами 46,516° пн. ш., 30,785° сх. д. (на межі Одеської затоки), які порівнюються із даними натурних спостережень на ГМС “порт Південний”, “Одеса-порт” та “порт Чорноморськ” (рис. 8). У цілому, модель добре відтворює процес охолодження поверхневої водної маси на близько 9°C протягом листопада 2023 р. Найбільша відповідність між змодельованими та спостереженими значеннями температури води має місце для портів “Одеса” та “Чорноморськ”. Значення температури води за даними ГМС “порт Південний” знаходяться дещо нижче змодельованих (у середньому на 0,9°C). Зауважимо, що в пе-

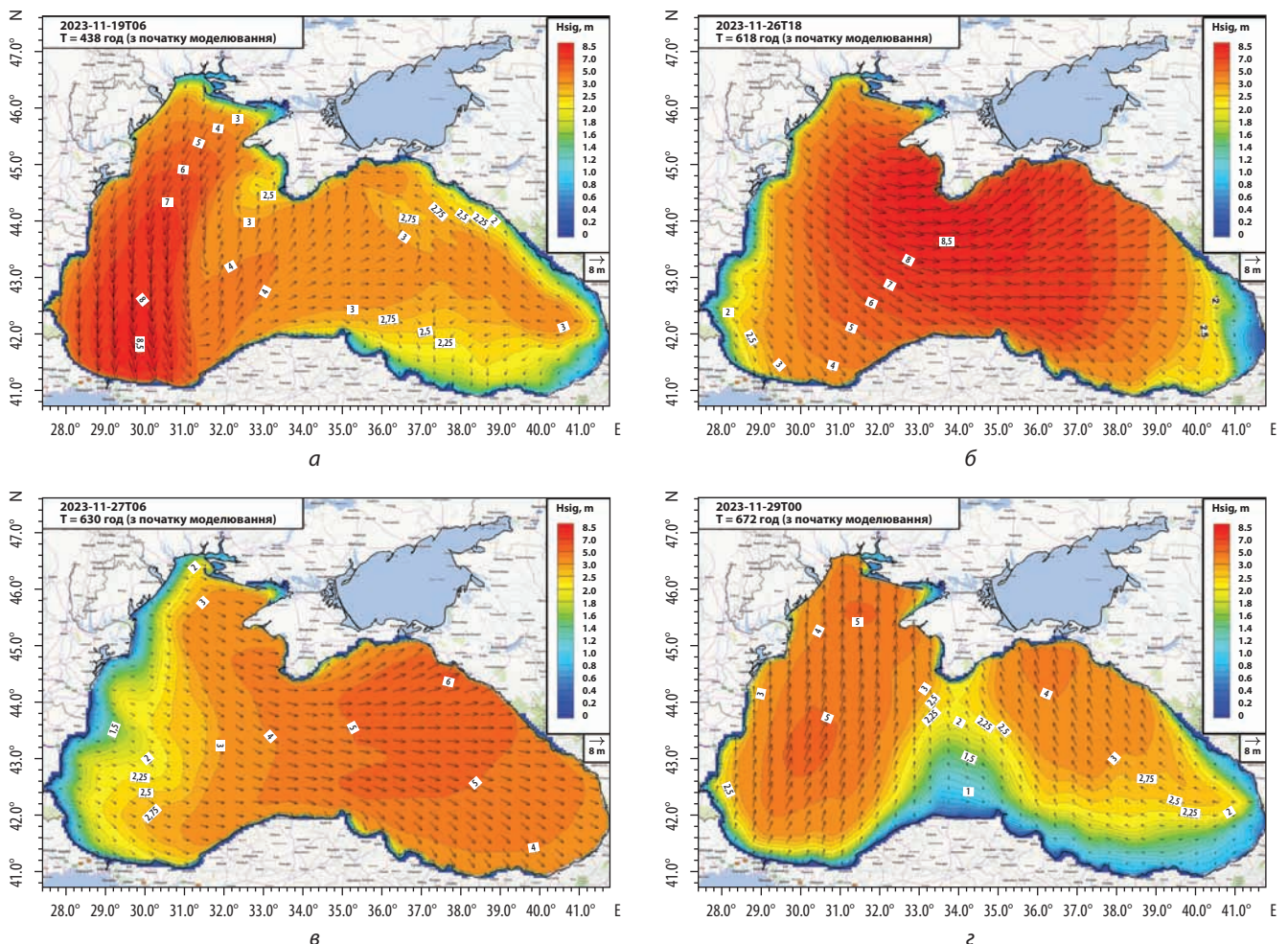


Рис. 7. Поле значних висот хвиль, м, та векторів середнього напрямку хвиль, отримане за результатами моделювання при проходженні циклонів “Linas” — 19.11.2023 р. 06:00 (а); “Phil” — 26.11.2023 р. 06:00 (б) та 27.11.2023 р. 06:00 (в); “Oliver” — 29.11.2023 р. 00:00 (г)

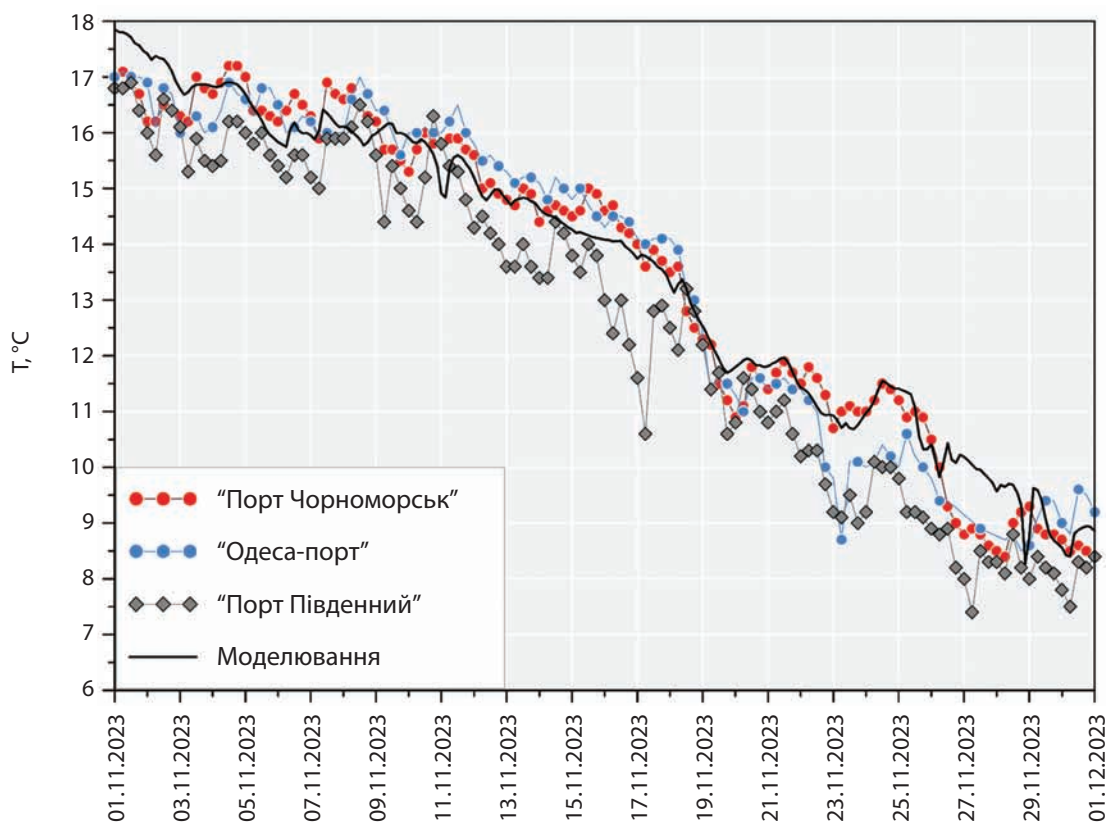


Рис. 8. Результати моделювання температури морської води, °C, у поверхневому шарі вод (чорна крива) та дані натурних спостережень за температурою води протягом листопада 2023 р. на морських припортових ГМС (точки)

ріод пізньої осені на температуру води значний вплив надає глибина місця (шару), якій охоплюється конвективним перемішуванням. На мілководді вихолоджування відбувається інтенсивніше. Це підтверджують результати моделювання просторового розподілу температури поверхневого шару води наведені на рис. 9.

Солоність морської води в період моделювання змінювалась в акваторіях поблизу морських портів Одеського району ПнЗЧМ незначно — у межах декількох проміле. Тому, у рамках цієї статті, обговорювати її мінливість із точки зору верифікації модельних результатів не має сенсу.

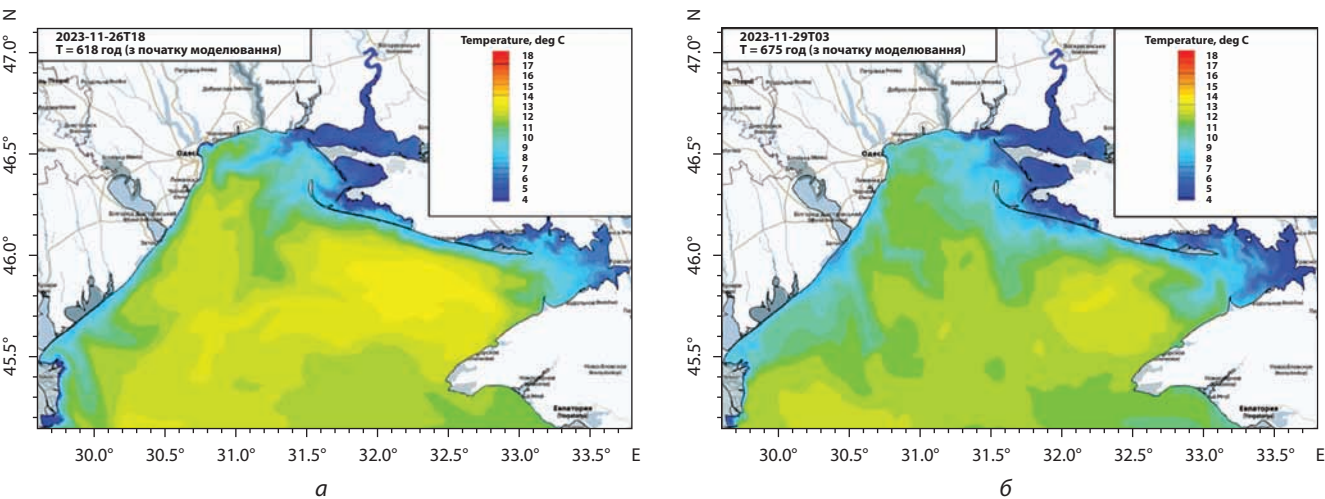


Рис. 9. Поля температури води, °C, у поверхневому шарі ПнЗЧМ, отримані за результатами моделювання: а — 18:00 26.11.2023 р.; б — 03:00 29.11.2023 р.

ВИСНОВКИ

Використання комплексу інтегрованих між собою чисельної гідротермодинамічної моделі Delft3D Flow Flexible Mesh (гідродинамічний блок D-Flow FM) і спектральної хвильової моделі SWAN (вітрохвильовий блок D-Waves), із засвоєнням метеорологічних даних із архіву прогнозів глобальної атмосферної моделі GFS, дозволило відтворити цілісну картину просторово-часової мінливості океанографічних характеристик в штормові періоди листопада 2023 року, як на акваторії всього Чорного моря, так і в його північно-західній частині. Отримано добру кількісну та якісну узгодженість між результатами моделювання мінливості рівня моря, висот вітрових хвиль, температури морської води та даними спостережень на ГМС у районі морських портів Одеської агломерації (Одеса, Чорноморськ, Південний).

Отримані результати свідчать, що вказаний комплекс інтегрованих чисельних математичних моделей D-Flow FM + D-Waves (SWAN) має добрі

перспективи використання в системі діагнозу і оперативного прогнозу мінливості океанографічних параметрів стану морського середовища Чорного моря та його окремих районів.

У подальшому планується продовжити роботи з випробування оновленої версії автоматизованого модельного комплексу для визначення його спроможності адекватно відтворювати такі океанографічні процеси як розповсюдження трансформованих річкових вод на акваторії північно-західної частини Чорного моря в паводкові періоди, прибережний апвелінг у літню пору року, мінливість термохалінної структури вод.

Подяка. Дослідження здійснено в Одеському національному університеті імені І.І. Мечникова в рамках виконання НДР за фінансуванням МОН України “Діагноз та прогноз океанографічних умов в акваторіях Чорного та Азовського морів для забезпечення гідрометеорологічної безпеки України” (2024–2026 рр., номер державної реєстрації 0124U000 771).

ЛІТЕРАТУРА

- Гидрометеорологические условия морей Украины (2012). Т. 2: Черное море / Ильин, Ю.П., Репетин, Л.Н., Белокопытов, В.Н., Горячкин, Ю.Н., Дьяков, Н.Н., Кубряков, А.А., Станичный, С.В.; МЧС и НАН Украины, Морское отделение Украинского научно-исследовательского гидрометеорологического института. Севастополь, 2012, 307–340.
- Тучковенко Ю.С., Гаврилюк Р.В., Кушнір Д.В. (2021). Прогнозування океанографічних характеристик в українській частині Азово-Чорноморського басейну: монографія / Одеський державний екологічний університет, Одеса: ОДЕКУ. URL: <http://eprints.library.odeku.edu.ua/id/eprint/9344/>
- Кушнір, Д.В., Тучковенко, Ю.С., Попов, Ю.І. (2019). Результати адаптації та верифікації комплексу інтегрованих чисельних моделей для прогнозування мінливості океанографічних характеристик в північно-західній частині Чорного моря. *Український гідрометеорологічний журнал*, **23**, 95–108. <https://doi.org/10.31481/uhmj.23.2019.09>
- Тучковенко, Ю.С., Кушнір, Д.В., Гончаренко, Р.В., Титюк, Т.Г., Щипцов, О.А. (2020). Автоматизований модельний комплекс для забезпечення діяльності Військово-Морських Сил України оперативними прогнозами океанографічних умов. *Збірник наукових праць Центру воєнно-стратегічних досліджень Національного університету оборони України ім. І. Черняховського*, **3(70)**, 75–83. <https://doi.org/10.33099/2304-2745/2020-3-70/75-83>
- Deltares (2025, April 22). D-Flow Flexible Mesh — Computational Cores and User Interface — User Manual, released for: Delft3D FM Suite 2D3D 2025, version: 2025, revision: 80249. Deltares, Delft, the Netherlands. URL: https://content.oss.deltares.nl/delft3dfm2d3d/D-Flow_FM_User_Manual.pdf.
- Deltares (2024a, December 24). D-Waves. Simulation of short-crested waves with SWAN. User Manual, version: 1.20, revision: 79761. Deltares, Delft, the Netherlands. 146 pp. URL: https://content.oss.deltares.nl/delft3d/D-Waves_User_Manual.pdf
- Deltares (2024b, November 14). Delta Shell — User Manual, version: 1.20, revision: 79761. Deltares, Delft, the Netherlands. URL: https://content.oss.deltares.nl/delft3dfm2d3d/Delta_Shell_User_Manual.pdf
- Duong, T., Ranasinghe, R., Thatcher, M., Mahanama, S., Wang, Z., Dissanayake, P., Hemer, M., Luijendijk, A., Bamunawala, J., Roelvink, D., Walstra, D. (2018) Assessing climate change impacts on the stability of small tidal inlets: Part 2 — Data rich environments. *Marine Geology*, **395**(1), 65–81. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.09.007>
- GFS Atmospheric Model (2003). URL: <http://www.emc.ncep.noaa.gov/gmb/moorthi/gam.html>
- Grasmeijer, B., Huisman, B., Luijendijk, A., Schrijvershof, R., van der Werf, J., Zijl, F., Looft, H., Vries, W. (2022). Modelling of annual sand transports at the Dutch lower shoreface. *Ocean & Coastal Management*, **217**. 105984. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2021.105984>
- Habib, M.A., Zarillo, G.A. (2023) Construction of a Real-Time Forecast Model for Coastal Engineering and Processes Nested in a Basin Scale Model. *Journal of Marine Science and Engineering*, **11**(7), 1263. <https://doi.org/10.3390/jmse11071263>
- Jansen, E., Martins, D., Stefanizzi, L., Ciliberti, S. A., Gunduz, M., Ilıcak, M., Lecci, R., Creti, S., Causio, S., Aydoğdu, A., Lima, L., Palermo, F., Peneva, E. L., Coppini, G., Masina, S., Pinardi, N., Palazov, A., & Valchev, N. (2022). Black Sea Physical Analysis and Forecast (Copernicus Marine Service BS-Currents, EAS5 system) (Version 1). Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS). https://doi.org/10.25423/cmcc/blksea_analysisforecast_phy_007_001_eas5.
- Matala, A., Hunter, J., Robinson, K., Bennett, J. Building a modern, all-purpose hydrological forecasting system. In: MODSIM 2023; 09 to end of 13 Jul 2023; Darwin. MSSANZ; 2023. 567. csiro:EP2023-3167. <http://hdl.handle.net/102.100.100/488600?index=1>
- NCEP GFS 0.25 Degree Global Forecast Grids Historical Archive (2024, October 14). <https://rda.ucar.edu/datasets/ds084.1/>.
- Solano, M., Canals, M., & Leonardi, S. (2018). Development and validation of a coastal ocean forecasting system for Puerto Rico and the U.S. Virgin Islands. *Journal of Ocean Engineer-*

- ing and Science*, **3** (3), 223–236. <https://doi.org/10.1016/j.joes.2018.08.004>
- Staneva, J., Ricker, M., & Behrens, A. (2022). Black Sea Waves Analysis and Forecast (CMEMS BS-Waves, EAS5 system) (Version 1) [Data set]. Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS). https://doi.org/10.25423/CMCC/BLKSEA_ANALYSISFORECAST_WAV_007_003_EAS5
- Valchev, N., Eftimova, P., & Andreeva, N. (2018). Implementation and Validation of a Multi-Domain Coastal Hazard Forecasting System in an Open Bay. *Coastal Engineering*, **134**, 212–228. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.08.008>
- Ilyin, Yu.P. et al. (2012). Gidrometeorologicheskie usloviya morey Ukrainy [Hydrometeorological conditions of the seas of Ukraine]. Vol. 2: Chernoe more [Black Sea]. Marine Department of the Ukrainian Research Hydrometeorological Institute Sevastopol, pp. 307–340. [In Russian]
- Tuchkovenko, Yu. S., Gavriluk, R. V., Kushnir, D. V. (2021). Forecasting of the oceanographic parameters in the Ukrainian part of the Azov-Black Sea basin: monograph. Odesa: Odessa State Environmental University. URL: <http://eprints.library.odeku.edu.ua/id/eprint/9344/> [In Ukrainian]
- Kushnir, D. V., Tuchkovenko, Y. S., Popov, Y. I. (2019). Results of adaptation and verification of the coupled numerical models set for predicting the variation of oceanographic features in the North-Western part of the Black Sea. *Ukrainian Hydrometeorological Journal*, (23), 95–108. <https://doi.org/10.31481/uhmj.23.2019.09> [In Ukrainian]
- Tuchkovenko, Y. S., Kushnir, D. V., Goncharenko, R. V., Tytiuk, T. G., Shchypstov, O. A. (2020). An automatized modeling complex to support the activity of the Naval Forces of Ukraine by providing the operational forecasts of oceanographic conditions. *Collection of Scientific Works of the Center for Military and Strategic Research of the National Defense University of Ukraine*, **3**(70). 75–83. <https://doi.org/10.33099/2304-2745/2020-3-70/75-83> [In Ukrainian]
- Deltares (2025, April 22). D-Flow Flexible Mesh — Computational Cores and User Interface — User Manual, released for: Delft3D FM Suite 2D3D 2025, version: 2025, revision: 80249. Deltares, Delft, the Netherlands. URL: https://content.oss.deltares.nl/delft3dfm2d3d/D-Flow_FM_User_Manual.pdf
- Deltares (2024a, December 24). D-Waves. Simulation of short-crested waves with SWAN. User Manual, version: 1.20, revision: 79761. Deltares, Delft, the Netherlands. 146 pp. URL: https://content.oss.deltares.nl/delft3d/D-Waves_User_Manual.pdf
- Deltares (2024b, November 14). Delta Shell — User Manual, version: 1.20, revision: 79761. Deltares, Delft, the Netherlands. URL: https://content.oss.deltares.nl/delft3dfm2d3d/Delta_Shell_User_Manual.pdf
- Duong, T., Ranasinghe, R., Thatcher, M., Mahanama, S., Wang, Z., Dissanayake, P., Hemer, M., Luijendijk, A., Bamunawala, J., Roelvink, D., Walstra, D. (2018) Assessing climate change impacts on the stability of small tidal inlets: Part 2 — Data rich environments. *Marine Geology*, **395**(1), 65–81. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.09.007>
- GFS Atmospheric Model (2003). URL: <http://www.emc.ncep.noaa.gov/gmb/moorthi/gam.html>
- Grasmeijer, B., Huisman, B., Luijendijk, A., Schrijvershof, R., van der Werf, J., Zijl, F., Looft, H., Vries, W. (2022). Modelling of annual sand transports at the Dutch lower shoreface. *Ocean & Coastal Management*, **217**. 105984. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2021.105984>
- Veeramony, J., Blain, C. A., Campbell, T., Martin, P., & Edwards, K. (2018). Momentum exchanges in coupled ocean-wave modeling system. OCEANS 2018 MTS/IEEE Charleston. <https://doi.org/10.1109/oceans.2018.8604926>
- Zijl, F., Veenstra, J., Groenenboom, J. (2018). The 3D Dutch Continental Shelf Model — Flexible Mesh (3D DCSM-FM). Setup and validation. Report 1220339-000-ZKS-0042. Technical report, Deltares, Delft, The Netherlands. URL: <https://open.rijkswaterstaat.nl/open-overheid/onderzoekrapporten/@46869/the-3d-dutch-continental-shelf-model/>
- Habib, M.A., Zarillo, G.A. (2023) Construction of a Real-Time Forecast Model for Coastal Engineering and Processes Nested in a Basin Scale Model. *Journal of Marine Science and Engineering*, **11**(7), 1263. <https://doi.org/10.3390/jmse11071263>
- Jansen, E., Martins, D., Stefanizzi, L., Ciliberti, S. A., Gunduz, M., Ilicak, M., Lecci, R., Cretí, S., Causio, S., Aydoğdu, A., Lima, L., Palermo, F., Peneva, E. L., Coppini, G., Masina, S., Pinardi, N., Palazov, A., & Valchev, N. (2022). Black Sea Physical Analysis and Forecast (Copernicus Marine Service BS-Currents, EAS5 system) (Version 1). Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS). https://doi.org/10.25423/cmcc/blksea_analysisforecast_phy_007_001_eas5
- Matala, A., Hunter, J., Robinson, K., Bennett, J. Building a modern, all-purpose hydrological forecasting system. In: MODSIM 2023; 09 to end of 13 Jul 2023; Darwin. MSSANZ; 2023. 567. csiro:EP2023-3167. <http://hdl.handle.net/102.100.100/488600?index=1>
- NCEP GFS 0.25 Degree Global Forecast Grids Historical Archive (2024, October 14). <https://rda.ucar.edu/datasets/ds084.1/>
- Solano, M., Canals, M., & Leonardi, S. (2018). Development and validation of a coastal ocean forecasting system for Puerto Rico and the U.S. Virgin Islands. *Journal of Ocean Engineering and Science*, **3**(3), 223–236. <https://doi.org/10.1016/j.joes.2018.08.004>
- Staneva, J., Ricker, M., & Behrens, A. (2022). Black Sea Waves Analysis and Forecast (CMEMS BS-Waves, EAS5 system) (Version 1) [Data set]. Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS). https://doi.org/10.25423/CMCC/BLKSEA_ANALYSISFORECAST_WAV_007_003_EAS5
- Valchev, N., Eftimova, P., & Andreeva, N. (2018). Implementation and Validation of a Multi-Domain Coastal Hazard Forecasting System in an Open Bay. *Coastal Engineering*, **134**, 212–228. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.08.008>
- Veeramony, J., Blain, C. A., Campbell, T., Martin, P., & Edwards, K. (2018). Momentum exchanges in coupled ocean-wave modeling system. OCEANS 2018 MTS/IEEE Charleston. <https://doi.org/10.1109/oceans.2018.8604926>
- Zijl, F., Veenstra, J., Groenenboom, J. (2018). The 3D Dutch Continental Shelf Model — Flexible Mesh (3D DCSM-FM). Setup and validation. Report 1220339-000-ZKS-0042. Technical report, Deltares, Delft, The Netherlands. URL: <https://open.rijkswaterstaat.nl/open-overheid/onderzoekrapporten/@46869/the-3d-dutch-continental-shelf-model/>

REFERENCES

Yurii Tuchkovenko^{1,2*}

ORCID: 0000-0003-3275-9065

tuch2001@ukr.net

Dmytro Kushnir¹

ORCID: 0000-0003-4556-0143

dkush@ukr.net

Oleksandr Matygin³

ORCID: 0000-0002-0206-3414

acm32alex@ukr.net

¹ Odesa I. I. Mechnikov National University, Odesa, Ukraine

² Institute of Marine Biology of the National Academy of Sciences of Ukraine, Odesa, Ukraine

³ Hydrometeorological Center for Black and Azov Seas, Odesa, Ukraine

RESULTS OF THE MODELING OF VARIABILITY OF OCEANOGRAPHIC PARAMETERS IN THE UKRAINIAN SECTOR OF THE BLACK SEA DURING STORMY PERIODS IN NOVEMBER 2023

Results of application of the complex of coupled numerical models Delft3D Flow Flexible Mesh (D-Flow FM) and D-Waves (spectral wave model SWAN) to the oceanographic conditions of the Black Sea and its north-western part during stormy periods in November 2023 are discussed. The modelling complex was set up in simulation mode to reproduce the spatial and tempo-

ral variability of oceanographic parameters in the water areas under consideration. Simulation was performed as a part of the modelling complex verification procedure. Meteorological data obtained from the forecast archive of the GFS (Global Forecasting System) global numerical weather prediction model was used as atmospheric forcing. Simulation results were compared against the observational data on oceanographic parameters at coastal hydrometeorological stations located in the ports of the Odessa region at the north-western coast of the Black Sea (Chornomorsk, Odesa, Pivdennyi). In addition, results of wind wave simulation, obtained from the modelling complex, were compared with the results of independent modelling via spectral wave model WAM Cycle 6 that assimilates wind reanalysis data from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). The use of the modelling complex made it possible to reconstruct a complete picture of the spatial and temporal variability of oceanographic parameters during the stormy periods of November 2023 both in the entire Black Sea basin and in its north-western part. Good quantitative and qualitative consistency between the modelling results of sea level variability, wind wave heights, sea water temperature and observational data, collected at hydrometeorological stations in the area of seaports of the Odessa region, was obtained. The conclusion was made that the aforementioned complex of coupled numerical models D-Flow FM + D-Waves (SWAN) has good prospects for use in the system of hindcast and operative forecast of variability of oceanographic parameters of marine environment in the Black Sea and its distinct areas.

Keywords: the Black Sea, oceanographic parameters, modelling of variability, results verification.



Ю.П. ІльїнORCID: 0000-0002-7717-6472
ypilyin@gmail.com**Д.О. Клебанов**ORCID: 0009-0000-9227-8189
den@uhmi.org.uaУкраїнський гідрометеоро-
логічний інститут
ДСНС України та НАН України,
Київ

УДК 551.465+551.468.6

DOI: <https://doi.org/ua/10.15407/Meteorology2025.08.052>

СЕЗОННА ТА ДОВГОТРИВАЛА МІНЛИВІСТЬ СОЛОНОСТІ В РАЙОНІ ВЗАЄМОДІЇ РІЧКОВИХ І МОРСЬКИХ ВОД ЗА ДАНИМИ СПОСТЕРЕЖЕНЬ НА БЕРЕГОВИХ СТАНЦІЯХ УКРАЇНИ

Застосовано статистичні методи з метою вивчення сезонного ходу та довготривалої мінливості солоності як показника взаємодії річкових та морських вод на шельфі Північно-західної частини Чорного моря. Порівняння статистичних показників для двох послідовних кліматичних періодів 1960–1990 і 1991–2020 років засвідчило зменшення середньої солоності в порту Одеса на понад 0,4 ‰ і збільшення солоності в Очакові внаслідок зменшення стоку Дніпра майже на 0,4 ‰. Ці ефекти проявилися на фоні загального лінійного тренду зменшення солоності у Чорному морі через кліматичне зменшення випаровування із морської поверхні. Трансформація сезонного ходу солоності в Одесі в період 1991–2020 рр. порівняно з попереднім 30-річчям полягає у загальному зменшенні солоності в літньо-осінній сезон та перенесенні максимуму з липня на вересень. Солоність в Очакові у вересні значно зросла (на 0,5 ‰). Кореляційний аналіз рядів середньомісячних величин солоності і витрат води річок продемонстрував, що максимальні кореляції між солоністю і стоком Дніпра отримані для нульової затримки, тому що просування розпріснених вод від Кінбурнської протоки до Одеської затоки і назад відбувається впродовж кількох днів, але менше місяця. Значуща кореляція зберігається також при затримках 1 і 2 місяці, що показує значну інерційність солоності і її взаємодії зі стоком Дніпра. Спектральний аналіз найдовшого ряду середньої місячної солоності в Одесі (1951–2020 рр.) виявив 4 значущих гармоніки, які відповідають основним періодам мінливості: піврічному, 1-річному, 4-річному та 35-річному. Перші два періоди відповідають сезонній мінливості, а період 4 роки — міжрічній. Довготривалі зміни солоності з періодом 35 років пов'язані з відповідними коливаннями складових кліматичної системи, які сприяють змінам випаровування із морської поверхні. Вейвлет-аналіз дозволив встановити, що зростання потужності 4-річної гармоніки міжрічних коливань солоності в порту Одеса відбувається у періоди впливу явища Ель-Ніньйо (ЕН), причому максимум потужності може приходитися на інтервал між сусідніми випадками або безпосередньо підчас ЕН. Відповідно, зменшення цієї величини починалося після явища Ла-Нінья (ЛН) з мінімумом між попереднім ЛН і наступним ЕН, або між двома послідовними випадками ЛН.

Ключові слова: солоність води, часові ряди, річковий стік, кореляційний аналіз, спектральний аналіз, вейвлет, міжрічна мінливість, кліматичні зміни.

ВСТУП

Солоність є одним з важливіших показників гідрологічного режиму океанів і морів, позаяк її розподіл не тільки впливає на поле густини, а отже й на термохалінну циркуляцію вод, але й служить пасивним трасером переносу води в районах гирлових областей річок та гідрологічних фронтів. Солоність може також розглядатися як один з індикаторів кліматичних змін у морях, тому що її величина визначається, перш за все, співвідношенням потоків прісних вод (материкового стоку, атмосферних опадів та випаровування з морської поверхні), які у свою чергу залежать від глобальних та регіональних коливань гідрометеорологічних умов (Липченко и др., 2006; Ильин и др., 2012). Головними причинами коливань солоності біля берегів Північно-західної частини Чорного моря (ПнЗЧМ) є річковий стік,

адвекція поверхневих та глибинних вод відкритого моря, а також (меншою мірою) різниця між атмосферними опадами та випаровуванням на морській поверхні.

Сезонна та міжрічна мінливість солоності вод біля берегів України, а також у відкритому морі поблизу головних джерел прісної і солоної води, досліджені у Розділі 6 монографії (Ильин и др., 2012) за даними до 2010 року включно. Надходження трансформованих річкових вод є найбільш потужним чинником формування гідрологічного режиму шельфу та прибережних вод ПнЗЧМ (Большаков, 1970; Ильин, 1999, 2006; Yankovsky, Lemeshko & Ilyin, 2004; Ильин и др., 2012).

Нещодавній аналіз попередніх досліджень поширення і трансформації річкових вод у Чорному морі, а також застосування до цієї тематики сучас-

них уявлень про структуру і динаміку плавучих плюмів (шлейфів) розпріснених вод річок та естуаріїв наведено в роботі (Ільїн, 2023а) щодо Дніпровсько-Бузької гирлової області. На основі даних багатолітніх берегових та експедиційних спостережень розглянуто структуру і динаміку перехідних вод у системі Дніпровсько-Бузького лиману (ДБЛ) до руйнування Каховської ГЕС. Побудовано середні річні й сезонні карти та вертикальні розрізи температури і солоності. Проаналізовано головні чинники формування та поширення перехідних вод — річковий стік, контраст солоності (густини) та приземний вітер. Розраховано і проаналізовано низку розмірних й безрозмірних критеріїв та показників динаміки перехідних вод в межах та за межами ДБЛ.

У статті (Ільїн, 2023b) за даними супутникових спостережень простежено поширення аномального скиду дніпровських вод після підриву росіянами греблі Каховської ГЕС 06.06.2023, його вплив на динаміку та евтрофування шельфових вод. Ця екстремальна подія і по'язані з нею протягом місяця поля солоності, течій і хлорофілу ПнЗЧМ ретельно відтворені за допомогою сучасної комплексної чисельної моделі (Тучковенко та ін., 2023, 2024).

У роботі (Yankovsky & Ilyin, 2024) докладно проаналізовано прецизійні експедиційні та супутникові спостереження попередніх десятиліть щодо плавучого шлейфу перехідних вод, які надходять із Дніпровсько-Бузького лиману. Поширюючись уздовж берега у напрямку Одеської затоки, шлейф може відхилятися вліво (у південному напрямку) під дією зустрічного вітру або зменшення початкового імпульсу, наданого об'ємним потоком річкових вод. Тобто, за маловітряних умов, плум може дістатися тим далі уздовж берега, чим більші витрати річкових вод на вході до гирлової області. Таке просування вочевидь повинно відтворюватися у коливаннях солоності морської води, яка реєструється щодня на морських гідрометеорологічних станціях (МГ), розташованих на узбережжі від гирла ДБЛ до Одеської затоки, а саме — МГ Очаків, оперативна група (ОГ) Південне та МГ Одеса-порт.

Стаття (Ільїн, 2024) присвячена аналізу часових рядів щодобових спостережень 1997–2010 рр. над солоністю води на вказаних пунктах північного узбережжя ПнЗЧМ на ділянці від гирла Дніпровсько-Бузького лиману (Кінбурнської протоки) до Одеської затоки. Побудовано емпіричні функції розподілу ймовірності солоності для станцій Очаків, Південне та Одеса-порт для усіх місяців і року у цілому. За допомогою метода аналізу суміші виконано одновимірну кластеризацію емпіричних гістограм солоності. Встановлено, що гістограми солоності можуть бути апроксимовані сукупністю 2–3 гаусових

функцій. Ці функції, як правило, відповідають водам річкового походження, морського походження і проміжним водам як результату взаємодії перших двох. Параметри апроксимації (середні величини, стандартне відхилення та пропорція в суміші) змінюються у просторі у залежності від відстані до джерел розпріснення або осолонення, а також у часі відповідно до сезонної мінливості процесів постачання та взаємодії водних мас на шельфі ПнЗЧМ.

Дана робота є продовженням попереднього циклу досліджень перехідних вод ПнЗЧМ у зоні впливу ДБЛ за допомогою методів статистичного аналізу часових рядів солоності, продовжених до 2020 року включно. Головною метою є докладне вивчення сезонного ходу та довготривалої мінливості солоності як показника взаємодії річкових та морських вод, а також регіональних кліматичних змін. Методи статистичного аналізу часових рядів середніх місячних величин солоності застосовано для встановлення відмінностей середніх багаторічних річних та місячних величин між двома 30-річними кліматичними періодами, розрахунку автокореляційних функцій солоності і взаємних кореляційних функцій солоності з витратами води річок. Спектральний аналіз використано для опису сезонних, міжрічних та довготривалих змін солоності ПнЗЧМ.

ВИКОРИСТАНІ ДАНІ ТА МЕТОДИКА АНАЛІЗУ

У роботі використано часові ряди середніх місячних величин за даними вимірювань солоності води на МГ Очаків, ОГ Південне та МГ Одеса-порт, а також середні місячні величини витрат води за даними замикаючих створів Каховська ГЕС (р. Дніпро) та Рені (р. Дунай). Інформацію про ці ряди наведено в *табл. 1*.

Первинна інформаційна база строкових, добових, місячних і річних гідрометеорологічних величин за даними спостережень станцій морської і гирлової мережі України до 2011 року була створена Морським відділенням УкрГМІ (Ільїн та ін., 2012). Для поповнення рядів до 2020 року включно використано дані спостережень, що містяться в електронних версіях відповідних видань Державного водного кадастру (ДВК), а також таблиць морських гідрометеорологічних спостережень ТГМ-1 для станцій Одеса, Південне і Очаків.

Для оцінок стандартних статистик середніх багаторічних та місячних величин за перший та другий кліматичні періоди ВМО (1960–1990 та 1991–2020 рр.) використано дані за відповідні роки, при чому дані ОГ Південне за перший період стосуються лише 1982–1990 років (108 місяців). Повні ряди середньомісячних величин за відповідні періоди

Таблиця 1. Відомості про використані ряди середньомісячних даних спостережень

Пункт спостережень	Показник, од. вим.	Позначка	Період	Кількість
МГ Одеса-порт	Солоність води, ‰	Sods	1951–2020	796
ОГ Південне	Солоність води, ‰	Spvd	1960–2020	466
МГ Очаків	Солоність води, ‰	Soch	1982–2020	695
Каховська ГЕС (р. Дніпро)	Витрати води, м³/с	Qdnp	1951–2020	840
Рені (р. Дунай)	Витрати води, м³/с	Qdun	1951–2020	840

спостережень були піддані кореляційному і спектральному аналізам з метою визначення узгодженості та основних масштабів довготривалої мінливості солоності та річкового стоку. Аналіз цих масштабів здійснено завдяки вейвлет-перетворенню часових рядів (Torrence & Compo, 1998). Усі процедури реалізовані у вільно доступному пакеті статистичного аналізу палеоданих PAST (Hammer et al., 2001). Останню версію пакету можна отримати за посиланням <https://www.nhm.uio.no/english/research/resources/past/>.

ОТРИМАНІ РЕЗУЛЬТАТИ
ТА ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

В табл. 2 представлено результати стандартного статистичного аналізу рядів середньомісячних величин солоності та витрат води, побудованих за даними вимірювань за 1960–1990 та 1991–2010 рр. на МГ Очаків, ОГ Південне, МГ Одеса-порт, а також на замикаючих створах річок Дніпро і Дунай. Ця таблиця служить для загального порівняльного

опису кліматичної мінливості індикаторів взаємодії річкових і морських вод на зазначених пунктах узбережжя та гирл головних річок ПнЗЧМ.

Перш за все слід зазначити, що залучення даних про стік р. Дунай до вивчення мінливості солоності у районі північного узбережжя ПнЗЧМ пояснюється двома причинами. По-перше, об’ємний стік Дунаю, у середньому, в 5,3 рази більше, ніж стік Дніпра, що обумовлює його вплив не тільки на усю акваторію Північно-західного шельфу, але значною мірою й на глибоководну котловину Чорного моря та його узбережжя, принаймні до протоки Босфор (Ільїн, 1999, 2006; Yankovsky, Lemeshko & Ilyin, 2004; Ільїн и др., 2012). По-друге, найбільший вплив Дунаю на північне узбережжя ПнЗЧМ і навіть ДБЛ спостерігається у літній період, коли на шельфі формується антициклонічна структура вітрових течій і води Дунаю переносяться на північний схід від його дельти (Ільїн, 2023а; Ільїн, 2023б).

Середні багаторічні витрати Дунаю в останнє 30-річчя дещо зменшилися порівняно з попереднім —

Таблиця 2. Статистичні характеристики солоності та витрат води для кліматичних періодів 1960–1990 та 1991–2020 років

Показник	1960–1990					1991–2020				
	Sods	Spvd*	Soch	Qdnp	Qdun	Sods	Spvd	Soch	Qdnp	Qdun
Кількість**	356	108	360	372	372	332	358	335	360	360
Мінімальне	7,3	8,4	1,2	250	2330	8	7,5	1,8	324	2370
Максимальне	18,2	17,6	10,2	5450	15200	18,5	17,84	10,51	3350	14100
Середнє	14,43	13,76	4,31	1276	6752	13,96	14,13	4,66	1213	6525
Стандартна похибка	0,098	0,184	0,103	37,1	137,0	0,095	0,102	0,115	31,1	129,8
Стандне відхилення	1,85	1,91	1,96	715,8	2643,0	1,73	1,94	2,11	589,3	2462,6
Коефіцієнт варіації, %	12,80	13,91	45,40	56,11	39,15	12,35	13,70	45,16	48,58	37,74
Медіана	14,7	13,85	4	1150	6205	14,19	14,5	4,3	1100	6230
Геометричне середнє	14,30	13,62	3,89	1101	6250	13,85	13,98	4,22	1081	6084
25 процентіль	13,3	12,43	2,6	724	4710	12,8	13	2,9	750	4613
75 процентіль	15,8	15,2	5,7	1650	8533	15,24	15,42	6	1608	8045

* Примітка 1: спостереження ОГ Південне починаються з 1982 року, тож до першого кліматичного періоду відноситься лише 9 років (108 місяців). Це достатня кількість для статистичних оцінок, але до них слід ставитися обережно при порівняльному аналізі.

** Примітка 2: різна кількість середніх місячних величин в рядах (крім випадку, що пояснює Примітка 1) визначається пропусками у спостереженнях солоності через різні об’єктивні й суб’єктивні причини.

на 227 м³/с, що значно перебільшує стандартну статистичну похибку оцінки (див. *табл. 2*). Також значуще зменшилися середні багаторічні витрати Дніпра — на 63 м³/с, що вдвічі більше стандартної похибки. Суттєво збільшилися мінімальні, але зменшилися максимальні величини витрат обох річок, а також зменшилися оцінки їхніх медіан та середніх геометричних.

Порівняння статистик солоності для двох кліматичних періодів має сенс лише стосовно МГ Одеса та Очаків через те, що дані ОГ Південне статистично відтворюють лише останню третину першого періоду. Маємо значуще (понад 0,4‰) зменшення середньої солоності в порту Одеса і збільшення майже на 0,4‰ солоності в Очакові. Останнє відповідає зменшенню середніх витрат Дніпра, оскільки МГ Очаків знаходиться на виході з ДБЛ і найбільшою мірою зазнає впливу річкового стоку. Водночас, зменшення солоності в Одесі вказує на зростання, у середньому, впливу адвекції трансформованих вод як Дніпра, так і Дунаю, на Одеську затоку в період 1991–2020 рр. порівняно з першим кліматичним періодом. Альтернативним поясненням є кліматичне зменшення випаровування з поверхні Чорного моря, що збільшує прісноводний бюджет і зменшує солоність поверхневих вод (Липченко і др., 2006; Ильин и др., 2012). Серед інших статистик *табл. 2* варто зазначити зменшення коефіцієнту варіації (відношення стандартного відхилення до середньої величини), що вказує на загальне зменшення мінливості річкового стоку і солоності у другий період, порівняно з першим.

Порівняти сезонний хід солоності і стоку річок для обох періодів можна за допомогою *рис. 1*.

Крива сезонного ходу солоності у Південному представлені лише на правій панелі *рис. 1*, її можна порівняти з кривою для МГ Одеса-порт. Через

близькість обох пунктів спостережень сезонні зміни солоності води біля них подібні. Ймовірно, кліматичні зміни також будуть однакові. Трансформація сезонного ходу солоності в Одесі полягає у загальному зниженні солоності в літньо-осінній сезон та перенесенні максимуму з липня на вересень. Цьому сприяє перенесення мінімуму стоку р. Дунай з жовтня на вересень. Зменшення стоку Дунаю у весняний період і перенесення максимуму з травня на квітень не має безпосереднього впливу на сезонний хід солоності в Одесі.

Суттєвої трансформації сезонного ходу витрат Дніпра між кліматичними періодами не відбулося, але солоність у гирлі ДБЛ на МГ Очаків у вересні значно зросла (на 0,5‰). Це може означати, що зросло надходження до лиману відносно солоних морських вод із заходу під дією літнього зростання повторюваності вітрів західних румбів і відповідного збільшення адвекції води східними течіями (Ільїн, 2023а).

Взаємна статистична залежність середньомісячних величин солоності за даними трьох пунктів спостережень та їхня кореляція із середньомісячними витратами Дніпра і Дунаю ілюструється *табл. 3*. У нижньому трикутнику таблиці наведено коефіцієнти синхронної кореляції, а у верхньому — довірчі ймовірності (тобто ймовірності відсутності статистичного зв'язку). Видно, що усі коефіцієнти є значущими з ймовірністю практично 100%. Додатні коефіцієнти кореляції між усіма рядами солоності означають, що на місячних масштабах солоність коливається синхронно в усіх пунктах спостережень. Відповідно до результатів (Ільїн, 2023а, Yankovski & Ilyin, 2024) процес поширення вод ДБЛ уздовж північного узбережжя ПнЗЧМ відбувається протягом кількох діб (порядку одного тижня) у маловітряну погоду або за сприятливого східного вітру. Також

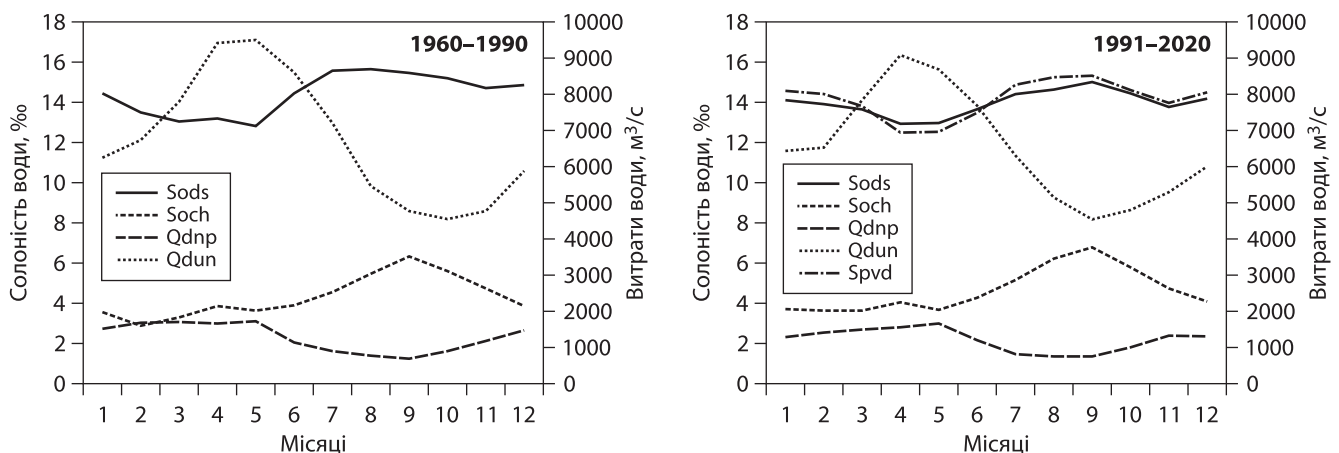


Рис. 1. Сезонний хід солоності і витрат води річок, осереднений для періодів 1960–1990 (ліва панель) та 1991–2020 (права панель) років

Таблиця 3. Кореляційна матриця середньомісячних величин солоності та витрат річок

	Sods	Spvd	Soch	Qdnp	Qdun
Sods	1	0,000	0,000	0,000	0,000
Spvd	0,618	1	0,000	0,000	0,000
Soch	0,509	0,610	1	0,000	0,000
Qdnp	-0,609	-0,719	-0,729	1	0,000
Qdun	-0,427	-0,442	-0,378	0,411	1

кількох діб достатньо для руйнування плавучого шлейфу розпріснених вод або відтиснення його на схід під дією вітрів західних румбів. Тому на місячному масштабі отримано високі від’ємні коефіцієнти кореляції витрат Дніпра з солоністю води, причому вони зменшуються з відстанню від гирла лиману: максимум — в Очакові, мінімум — в Одесі. Як вже зазначалося, вплив Дунаю на солоність північного узбережжя ПнЗЧМ виявляється лише влітку під час перебудови циркуляції вод шельфу з циклонічної на антициклонічну, тому синхронні коефіцієнти кореляції витрат води з солоністю значно менші, ніж у випадку Дніпра, хоча вони також статистично значущі.

Автокореляційні функції дозволяють встановити наявність або відсутність інерційності у часових

рядах, тобто наскільки минулі значення визначають поточні. У табл. 4 наведено значення коефіцієнтів автокореляції з затримками 1 і 2 місяці. Видно, що здебільшого величини попереднього місяця мають достатньо високу кореляцію із поточними, а з затримкою 2 місяці цей зв’язок майже вдвічі менший, хоча й зберігає знак і значущість. Це означає, що для статистичного моделювання місячних величин солоності або витрат води можна будувати моделі авторегресії першого або другого порядку.

Із табл. 4 видно, що найбільшою інерційністю відзначаються солоність в Очакові та витрати води Дунаю.

Слід додати, що всі розраховані автокореляційні функції мають характер осциляцій із чітким періодом 1 рік, що далі буде підтверджено спектральним аналізом часових рядів.

Для кількісної характеристики статистичного зв’язку між середніми місячними величинами солоності і витрат води основних річок розраховані взаємні кореляційні функції. У табл. 5 наведено як синхронні коефіцієнти взаємної кореляції (які співпадають з даними табл. 3), так і з затримкою величин солоності відносно витрат на 1 і 2 місяці.

Як і слід було сподіватися, максимальні кореляції між солоністю і стоком Дніпра отримані для нульової затримки, тому що просування від гирла ДБЛ до Одеської затоки і назад, до Кінбурнської протоки, відбувається на масштабах менших, ніж місячний (впродовж днів і тижнів). Максимальний коефіцієнт кореляції спостерігається в Очакові (Кінбурнська протока, гирло ДБЛ), трохи менші — в Південному і Одесі, на відстані, відповідно ≈ 40 і 60 км від гирла лиману. Значуща кореляція зберігається і при затримках 1 і (меншою мірою) 2 місяці. Величини коефіцієнтів кореляції між солоністю і витратами Дунаю є значущими, але меншими, ніж $0,5$. Причини цього обговорювалися вище. Втім, для статистичного моделювання така тіснота зв’язку може виявитися корисною.

Довготривала мінливість вивчалася на прикладі найдовшого ряду спостережень солоності МГ Одеса-порт. Першим кроком був аналіз лінійного тренду методом регресійного аналізу. На рис. 2 чорними крапками представлено середньомісячні значення солоності з січня 1951 по грудень 2020 рр., а сірим кольором — лінійний тренд з коефіцієнтом нахилу $-0,0016$ ‰/місяць, що відповідає нахилу $-0,019$ ‰/рік. Тренд є значущим із ймовірністю 100% за критерієм Стьюдента. Лінія тренду перетинає вісь солоності в точці $14,972$ ‰, що є апроксимацією середньої величини на початок часового ряду. Оцінка тренду практично співпадає із величиною $0,020$ ‰/рік, наведеною в монографії (Ільїн

Таблиця 4. Коефіцієнти автокореляції середньомісячних величин з затримкою 1 і 2 місяці

Показник	Затримка (місяці)	
	1	2
Sods	0,576	0,358
Spvd	0,586	0,295
Soch	0,730	0,486
Qdnp	0,655	0,306
Qdun	0,743	0,434

Таблиця 5. Коефіцієнти взаємної кореляції середньомісячних величин з затримкою 0, 1 і 2 місяці

Показники	Затримка (місяці)		
	0	1	2
Sods-Qdnp	-0,61	-0,56	-0,31
Spvd-Qdnp	-0,72	-0,46	-0,40
Soch-Qdnp	-0,73	-0,69	-0,44
Sods-Qdun	-0,43	-0,42	-0,30
Spvd-Qdun	-0,44	-0,42	-0,23
Soch-Qdun	-0,38	-0,36	-0,30

и др., 2012) за даними до 2011 року. Там же наведено оцінку тренду в Очакові за 1957–2011 роки: $-0,016$ ‰/рік. Таким чином, за 70 років спостережень середня солоність на МГ Одеса-порт зменшилася із 14,972 до 13,658 ‰, тобто на 1,314 ‰. Тенденція була характерною за даними спостережень солоності в інших регіонах узбережжя України і пояснювалася багатолітнім трендом зменшення випаровування через послаблення вітру над морем і відповідного збільшення бюджету прісних вод Чорного моря (Липченко и др., 2006).

Наступними кроками дослідження були спектральний аналіз та вейвлет-аналіз часових рядів середніх місячних величин солоності в Одесі і середніх місячних витрат води р. Дніпро. На *рис. 3* показані результати, отримані для солоності на МГ Одеса-порт після віднімання із часового ряду лінійного тренду.

Спектр потужності коливань середньомісячної солоності (періодограма Ломба) після видалення лінійного тренду виявив 4 значущих піки, які відповідають основним періодам мінливості: піврічному (6 міс.), 1-річному (12 міс.), 4-річному (48 міс.) та 35-річному (420 міс). Якщо перші два періоди відповідають внутрішньорічній (сезонній) мінливості, то період 4 роки означає відчутну міжрічну мінливість солоності. Цей період відповідає аналогічному періоду коливань на спектрі середніх місячних витрат р. Дніпро (не показаний), де також значущими є періоди півроку, рік і 4 роки, але не виділяються довготривалі зміни з періодом 35 років. Подібним до дніпровського виглядає й спектр витрат р. Дунай. Відсутність низькочастотної моди мінливості річкового стоку може пояснюватися зарегульованістю стоку обох головних річок, що впадають до ПнЗЧМ, таким чином, що вони слабо реагують на

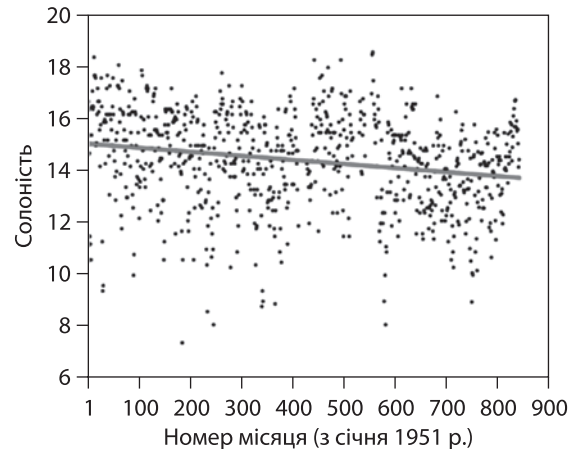


Рис. 2. Середньомісячні величини солоності води (чорні крапки) за даними МГ Одеса-порт 1951–2020 років. Сіра лінія — значущий лінійний тренд з нахилом $-0,019$ ‰/рік

кліматичні зміни, залишаючи відчутними сезонні і міжрічні коливання.

Перевірка часових рядів у різних масштабах мінливості здійснюється за допомогою вейвлет-перетворення (Torrence & Compo, 1998). На *рис. 3* (права панель) показано вейвлет ряду середньої місячної солоності в Одесі, отриманий із застосуванням материнського вейвлету Морле (Morlet), який, як вважається, дає найкращі результати. В кольорі показана умовна потужність сигналу або, точніше, квадрат кореляції із масштабованим материнським вейвлетом. Іншими словами — внесок складових мінливості різних масштабів у залежності від часу. Наприклад, найпотужніша на спектрі річна періодичність (*рис. 3*, ліва панель), а також відповідна 6-місячна періодичність чітко проявляються на вейвлеті у першу половину періоду спостережень, тобто до 1985 року, після чого потужність (внесок

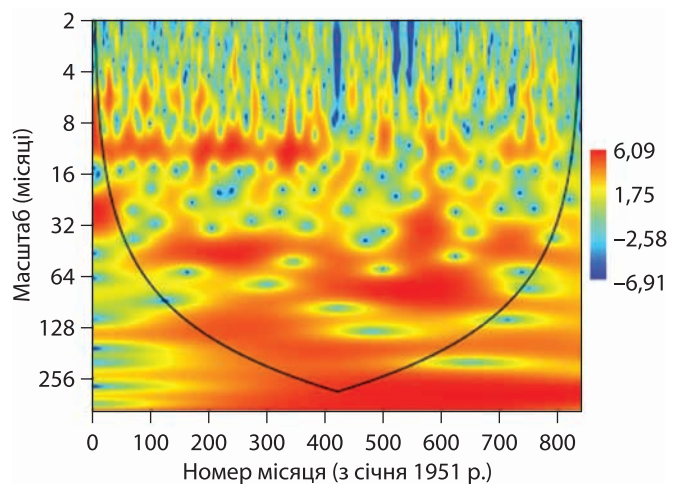
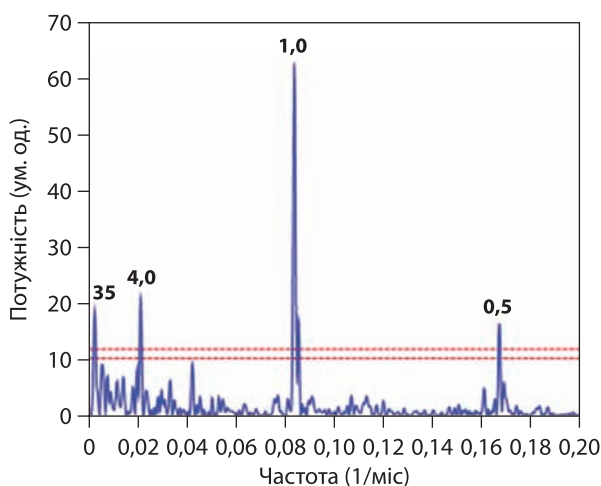


Рис. 3. Результати спектрального аналізу (ліва панель) та вейвлет-аналізу (права панель) ряду середніх місячних величин солоності за даними спостережень МГ Одеса-порт. Червоні лінії на лівій панелі — пороги значущості, що відповідають довірчим ймовірностям 0,05 (знизу) і 0,01 (зверху), цифри біля піків — період, роки

у загальну мінливість) річної і піврічної гармонік зазнає викривлень, що явно пов'язано зі зміною клімату, тобто розбалансуванням кліматичної системи.

Вейвлет-аналіз дозволяє виділити часовий ряд потужності заданої моди мінливості (відповідає одному горизонтальному рядку двовимірного графіку вейвлету). З точки зору дослідження довготривалої мінливості цікавими є ті частоти (масштаби мінливості), які дають значущі піки у низькочастотній області спектру (рис.3, ліва панель), а саме — 0,021 1/місяць (4 роки) і 0,00238 1/місяць (35 років). Результати для цих двох мод представлені на рис. 4.

Перш за все, слід звернути увагу на зростання внеску 4-річної осциляції впродовж перших 20 років від початку часового ряду, до 1970 року, після чого потужність цієї моди швидко зменшилася до мінімуму в 1979 році. Далі відбулися ще 2 повних цикли коливань потужності 4-річної моди, до абсолютного мінімуму в 2002 році, після чого вона знов зростала до 2010 року і поступово зменшувалася до 2020 року.

Мода довготривалої мінливості з періодом 35 років має вигляд подвійної хвилі протягом часового ряду, тобто 70 років. Маючи на увазі, що значущий лінійний тренд був видалений з ряду середньомісячної солоності перед спектральним аналізом, можна припустити, що, на фоні цього тренду зменшення солоності впродовж усього інтервалу 70 років, відбувалося “проходження” двох хвиль із періодом 35 років, максимальний вплив яких відбувся у 1993 році, після чого він зменшувався до 2020 року.

Отримана інформація потребує хоча б спроби інтерпретації (пояснення). Як відомо, провідними чинниками формування міжрічної мінливості у системі “океан-атмосфера” є явища Ель-Ніньо та

Ла-Нінья (Полонский, 2008). Ці коливання суттєво впливають на глобальну кліматичну систему. Ель-Ніньо (ЕН) асоціюється із підвищенням середньої температури та посухами в окремих регіонах, тоді як Ла-Нінья (ЛН) сприяє похолоданню та інтенсивним опадам. Стосовно Чорного моря ЕН призводить до зменшення бюджету прісних вод і, відповідно, зростання солоності на морській поверхні, тоді як ЛН, навпаки, сприяє опрісненню регіону, у першу чергу — ПнЗЧМ. Роки екстремумів потужності (внеску) міжрічної і довготривалої мод у загальну мінливість солоності в Одесі (за винятком лінійного тренду) можна порівняти з хронологією ЕН-ЛН, створеною штучним інтелектом (ШІ) GPT-5 (рис. 5).

На рис. 4 (ліва панель) максимум 1970 року припадає між двома явищами ЕН (рис. 5), а мінімум 1979 — між попереднім ЛН 1973-1976 рр. і наступним ЕН 1982-1983 рр. Далі, знов локальний максимум потужності 4-літньої гармоніки 1985 р. припадає між ЕН 1982-1983 та 1987-1988 років. Мінімум 1991 року співпадає з початком ЕН 1991-1992 рр., який відбувся після ЛН 1988-1989 рр. Максимум 1997 року припадає на початок ЕН 1997-1998 рр., перед яким також спостерігалось ЕН 1991-1992 рр., а наступний мінімум 2002 року (абсолютний на лівому графіку рис. 4) відбувся між двома явищами Ла-Нінья! Дещо порушує цю закономірність чергування потужності міжрічних коливань солоності відповідно до чергування фаз ЕН-ЛН лише максимум 2010 року на рис. 4 зліва: він чітко співпадає з явищем Ель-Ніньо 2009-2010 років, перед яким, і одразу після якого відбувалися явища Ла-Нінья (2007-2008 та 2010-2012 роки, рис. 5).

Таким чином, зростання потужності 4-річної гармоніки міжрічних коливань солоності в порту Одеса

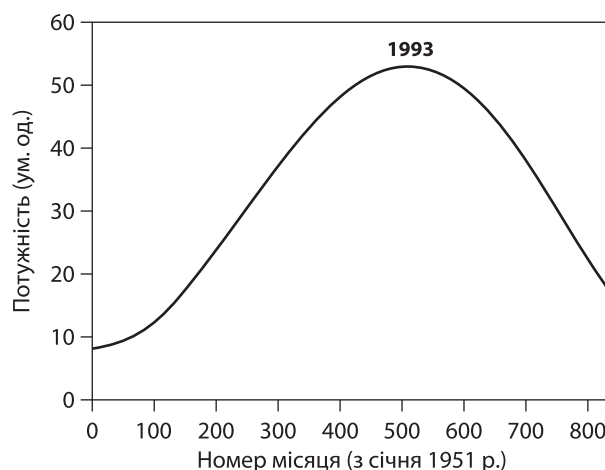
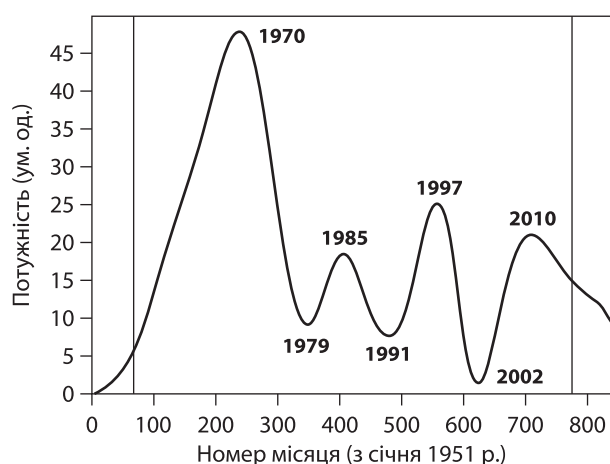


Рис. 4. Мінливість потужності міжрічних коливань солоності із періодом ≈ 4 роки (ліва панель) та довготривалих змін із періодом 35 років (права панель) на основі спектрального та вейвлет аналізів рис. 3. Червоні цифри — роки абсолютних і локальних екстремумів

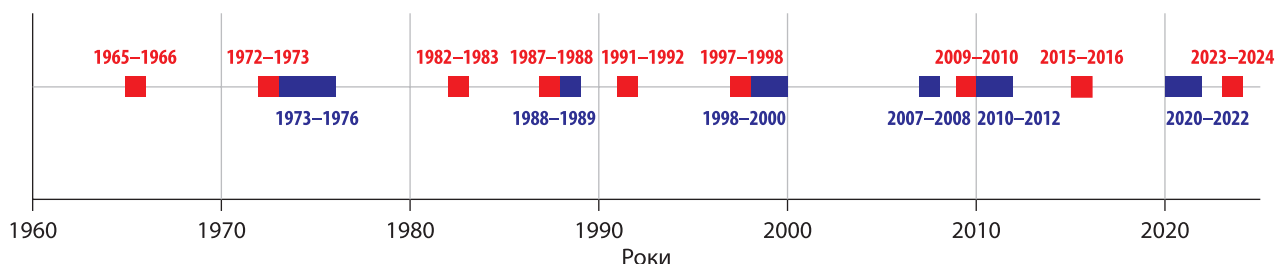


Рис. 5. Хронологія сильних Ель-Ніньо (червоний) та Ла-Нінья (синій), 1960–2025 роки (створено ШІ GPT-5)

відбувається у періоди впливу явища Ель-Ніньо, причому максимум потужності може приходиться на інтервал між сусідніми ЕН або безпосередньо на період ЕН (як у випадку 2010 року). Відповідно, зменшення цієї величини починалося після явища Ла-Нінья із мінімумом між попереднім ЛН і наступним ЕН, або між двома послідовними явищами ЛН (як у випадку 2002 року, коли потужність 4-річної гармоніки була найменшою).

За визначенням, роки Ель-Ніньо (або час між послідовними ЕН, якщо врахувати затримку у часі поширення їх впливу на відстань між екваторіальною зоною Тихого океану і Чорним морем) можуть сприяти зростанню солоності морської води через збільшення температури і зменшенню водності регіону, тобто максимума потужності 4-річної гармоніки вказують на відповідні періоди осолонення вод поверхневого шару моря, і навпаки, після явищ Ла-Нінья відбувається зменшення потужності 4-річної гармоніки і відносне розпріснення морської поверхні.

ВИСНОВКИ

1. Проаналізовано часові ряди спостережень середньої місячної солоності води на станціях північного узбережжя ПнЗЧМ, на ділянці від гирла Дніпровсько-Бузького лиману (Кінбурнської протоки) до Одеської затоки. Застосовано методи стандартної описової статистики, авто- та взаємнокореляційного аналізу, лінійної регресії, спектрального та вейвлет аналізів.

2. Порівняння статистичних показників солоності для двох послідовних кліматичних періодів 1960–1990 і 1991–2020 показало значуще (понад 0,4‰) зменшення середньої солоності у порту Одеса і збільшення майже на 0,4‰ солоності в Очакові. Останнє відповідає зменшенню середніх витрат Дніпра, оскільки МГ Очаків знаходиться на виході з ДБЛ і найбільшою мірою зазнає впливу річкового стоку. Водночас, зменшення солоності в Одесі вказує на зростання, у середньому, впливу адвекції трансформованих вод як Дніпра, так і Дунаю, на Одеську затоку в період 1991–2020 рр. порівняно з першим кліматичним періодом. Ці ефекти про-

явилися на фоні загального лінійного тренду зменшення солоності у Чорному морі через кліматичне зменшення випаровування із морської поверхні.

3. Трансформація сезонного ходу солоності в Одесі у період 1991–2020 рр. порівняно із попереднім 30-річчям полягає у загальному зниженні в літньо-осінній сезон та перенесенні максимуму з липня на вересень. Цьому сприяє перенесення мінімуму стоку р. Дунай із жовтня на вересень. Зменшення стоку Дунаю у весняний період і перенесення максимуму з травня на квітень не має безпосереднього впливу на сезонний хід солоності в Одесі. Суттєвої трансформації сезонного ходу витрат Дніпра між кліматичними періодами не відбулося, але солоність у гирлі ДБЛ на МГ Очаків у вересні значно зросла (на 0,5 ‰). Це може означати, що зросло надходження до лиману відносно солоних морських вод із заходу під дією літнього зростання повторюваності вітрів західних румбів і відповідного збільшення адвекції води східними течіями.

4. Розраховано автокореляційні та взаємні кореляційні функції рядів середньомісячних величин солоності і витрат води річок. Максимальні кореляції між солоністю і стоком Дніпра отримані для нульової затримки, тому що просування від гирла ДБЛ до Одеської затоки і назад, до Кінбурнської протоки, відбувається на масштабах менших, ніж місячний (впродовж днів і тижнів). Максимальний коефіцієнт кореляції спостерігається в Очакові (Кінбурнська протока, гирло ДБЛ), трохи менші — в Південному і Одесі, на відстані, відповідно ≈ 40 і 60 км від гирла лиману. Значуща кореляція зберігається і при затримках 1 і 2 місяці, що дає підставу залучення методів векторної авторегресії для побудови статистичних моделей солоності в заданому пункті як функції попередніх значень солоності, а також поточних і попередніх величин витрат Дніпра.

5. Спектральний аналіз ряду середньої місячної солоності в Одесі (1951–2020 рр.) виявив 4 значущих піки, які відповідають основним періодам мінливості: піврічному, 1-річному, 4-річному та 35-річному. Якщо перші два періоди відповідають внутрішньорічній (сезонній) мінливості, то період 4 ро-

ки означає відчутну міжрічну мінливість солоності. Довготривалі зміни солоності з періодом 35 років на фоні лінійного тренду зменшення солоності Чорного моря пов'язані з відповідними коливаннями складових кліматичної системи — температури води і повітря, швидкості вітру над морем та, як наслідок — випаровування із морської поверхні.

6. Вейвлет-аналіз дозволив встановити, що зростання потужності 4-річної гармоніки міжрічних коливань солоності у порту Одеса відбувається в періоди впливу явища Ель-Ніньо, причому максимум потужності може приходиться на інтервал між сусідніми випадками або безпосередньо підчас ЕН. Відповідно, зменшення цієї величини починалося після явища Ла-Нінья із мінімумом між попереднім ЛН і наступним ЕН, або між двома послідовними випадками Ла-Нінья.

Наступний етап досліджень — побудова статистичних моделей короткострокової та довгостро-

кової мінливості солоності для прогнозування та кліматологічних оцінок варіацій солоності у портах Одеса, Південний і Очаків під впливом основних драйверів — напрямку і швидкості вітру на масштабах кількох діб та стоку Дніпра і частково Дунаю на масштабах місяців і років. Також для моделювання естуарних систем Чорного моря і прогнозування солоності можуть бути застосовані методи машинного навчання, поєднані із фізичними моделями (Maglietta et al., 2025).

Подяка. Дослідження здійснено в Українському гідрометеорологічному інституті ДСНС України та НАН України в рамках виконання НДР 9/21 “Динаміка перехідних вод у системах Дністровського та Дніпровсько-Бузького лиманів за даними спостережень та математичного моделювання” (2022–2024 рр., номер державної реєстрації 0122U00 2444).

ЛІТЕРАТУРА

- Большаков, В.С. (1970). Трансформация речных вод в Черном море. Киев: Наук. Думка. 328.
- Ильин, Ю.П. (1999). Распространение речных вод. Природные условия взморья реки Дунай и острова Змеиный. под ред. В.А. Иванова, С.В. Гошовского. Севастополь: МГИ НАНУ. 59–73.
- Ильин, Ю.П. (2006). Гидрологический режим распространения речных вод в северо-западной части Черного моря. *Наук. Праці УкрНДГМІ*, **255**. 242–251.
- Ільїн, Ю.П. (2023а). Середній стан та сезонна мінливість структури і динаміки перехідних вод Дніпровсько-Бузької гірлової області. *Український гідрометеорологічний журнал*, **32**. 63–79. <https://doi.org/10.31481/uhmj.32.2023.05>.
- Ільїн, Ю.П. (2023б). Поширення екстремального виносу вод з Дніпровського лиману в Чорне море у червні 2023 року за даними супутникових спостережень. *Метеорологія. Гідрологія. Моніторинг довкілля*, **2**(4). 62–74. <https://doi.org/10.15407/Meteorology2023.04.062>.
- Ільїн, Ю.П. (2024). Прояви взаємодії річкових і морських вод у статистичній структурі солоності за даними спостережень на берегових станціях України. *Метеорологія. Гідрологія. Моніторинг довкілля*, **2**(6). 70–79. <https://doi.org/10.15407/Meteorology2024.06.072>.
- Ильин, Ю.П., Репетин, Л.Н., Белокопытов, В.Н. и др. (2012). Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2: Черное море. Севастополь: МО УкрНИГМИ. 421 с.
- Липченко, А.Е., Ильин, Ю.П., Репетин, Л.Н., Липченко, М.М. (2006). Уменьшение испарения с поверхности Черного моря во второй половине XX столетия как следствие глобальных изменений климата. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 14. Севастополь: НПЦ Экокси-Гидрофизика. 457–471.
- Полонский, А.Б. (2008). Роль океана в изменениях климата. Киев: Наук. Думка. 183 с.
- Тучковенко, Ю.С., Кушнір, Д.В., Овчарук, В.А. та ін. (2023). Особливості розповсюдження в Чорному морі розпріснених і забруднених перехідних вод з Дніпровсько-Бузького лиману після руйнування греблі Каховського водосховища. *Український гідрометеорологічний журнал*, **32**. 95–114. <https://doi.org/10.31481/uhmj.32.2023.07>.
- Тучковенко, Ю.С., Кушнір, Д.В., Торгонський, А.В., Коморін, В.М. (2024). Вплив руйнування греблі Каховського водосховища на океанографічні умови в Північно-західній частині Чорного моря за результатами моделювання. *Український гідрометеорологічний журнал*, **33**. 66–80. <https://doi.org/10.31481/uhmj.33.2024.05>.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. (2001). PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica*, **4**(1). 9 pp.
- Maglietta, R., Verri, G., Saccotelli, L. et al. (2025). Advancing estuarine box modeling: A novel hybrid machine learning and physics-based approach. *Environmental Modelling and Software*, **183**, 106223. 14 pp. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2024.106223>.
- Torrence, C., Compo, G.P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**. 61–78.
- Yankovsky, A.E., Ilyin, Y.P. (2024). The Dnipro-Buh plume: A tale of high-volume freshwater discharge in a non-tidal sea. *Continental Shelf Research*, **282**. 105345. 10 pp. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2024.105345>.
- Yankovsky, A.E., Lemeshko, E.M., Ilyin, Y.P. (2004). The Influence of Shelfbreak Forcing on the Alongshelf Penetration of the Danube buoyant water, Black Sea. *Continental Shelf Research*, **24**. 1083–1098. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.03.007>.

REFERENCES

- Bol'shakov, V.S. (1970). Transformation of riverine waters in the Black Sea. Kiev: Naukova Dumka. [in Russian]
- Ilyin, Y.P. (1999). Expansion of the riverine water. Natural conditions of the seaside of the Danube River and the Snake Island.

- Ivanov V.A., Goshovsky S.V. (eds). Sevastopol: MHI. 5–73. [In Russian]
- Ilyin, Y.P. (2006). Hydrological regime of riverine waters expansion in the North-Western part of the Black Sea. *Scientific works of UHMI*, **255**. 242–251. [In Russian]
- Ilyin, Yu.P. (2023a). Average condition and seasonal variability of the structure and dynamics of transitional waters in the Dnieper-Bug estuary region. *Ukrainian Hydrometeorological Journal*, **32**. 63–79. <https://doi.org/10.31481/uhmj.32.2023.05> [In Ukrainian]
- Ilyin, Yu. (2023b). Spreading of the extreme water discharge from the Dniro-Buh estuary into the Black Sea in June 2023 by satellite observations data. *Meteorology. Hydrology. Environmental monitoring*, **2**(4). 62–74. <https://doi.org/10.15407/Meteorology2023.04.062>. [In Ukrainian]
- Ilyin, Yu. (2024). Manifestations of the interaction of riverine and marine waters in the statistical structure of salinity by the observations data at coastal stations of Ukraine. *Meteorology. Hydrology. Environmental monitoring*, **2**(6). 70–79. <https://doi.org/10.15407/Meteorology2024.06.072>. [In Ukrainian]
- Ilyin, Y.P., Repetin, L.N., Belokopytov, V.N. et al. (2012). Hydrometeorological conditions of the Ukrainian seas. Vol. 2: The Black Sea. Sevastopol: MB UHMI. 421. [In Russian]
- Lipchenko A.E., Ilyin Y.P., Repetin L.N., Lipchenko M.M. (2006). Reduction of evaporation from the Black Sea surface in the second half of the twentieth century as a consequence of global climate change. Environmental safety of coastal and shelf areas and integrated use of shelf resources. 14. Sevastopol: Ekosi-Gidrofizika. 457–471.
- Polonsky A.B. (2008). The role of the ocean in climate change. Kiev: Naukova Dumka. 183 c.
- Tuchkovenko Yu.S., Kushnir D.V., Ovcharuk V.A., et al. (2023). Characteristics of Black Sea dispersion of freshened and polluted transitional waters from the Dniro-Bug estuary after destruction of the Kakhovka reservoir dam. *Ukrainian Hydrometeorological Journal*, **32**. 95–114. <https://doi.org/10.31481/uhmj.32.2023.07> [In Ukrainian]
- Tuchkovenko Yu.S., Kushnir D.V., Torgonskyi A.V., Komorin V.M. (2024). The impact of the destruction of the Kakhovka reservoir dam on the oceanographic conditions in the North-Western part of the Black Sea according to the results of modelling. *Ukrainian Hydrometeorological Journal*, **33**. 66–80. <https://doi.org/10.31481/uhmj.33.2024.05>. [In Ukrainian]
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. (2001). PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica*, **4**(1). 9 pp.
- Maglietta R., Verri G., Saccotelli L. et al. (2025). Advancing estuarine box modeling: A novel hybrid machine learning and physics-based approach. *Environmental Modelling and Software*, **183**, 106223. 14 pp. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2024.106223>.
- Torrence, C., Compo, G.P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**. 61–78.
- Yankovsky, A.E., Ilyin, Y.P. (2024). The Dniro-Buh plume: A tale of high-volume freshwater discharge in a non-tidal sea. *Continental Shelf Research*, **282**. 105345. 10 pp. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2024.105345>
- Yankovsky, A.E., Lemesko E.M., Ilyin Y.P. (2004). The Influence of Shelfbreak Forcing on the Alongshelf Penetration of the Danube buoyant water, Black Sea. *Continental Shelf Research*, **24**. 1083–1098. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.03.007>.

Yuriy Ilyin

ORCID: 0000-0002-7717-6472

ypilyin@gmail.com

Denys Klebanov

ORCID: 0009-0000-9227-8189

den@uhmi.org.ua

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

SEASONAL AND LONG-TERM VARIABILITY OF SALINITY IN THE AREA OF RIVERINE AND MARINE WATERS INTERACTION BASED ON OBSERVATIONS AT COASTAL STATIONS OF UKRAINE

Statistical methods were used to study the seasonal variation and long-term variability of salinity as an indicator of the interaction between riverine and marine waters on the shelf of the Northwestern part of the Black Sea. A comparison of statistical indicators for two consecutive climatic periods, 1960–1990 and 1991–2020, showed a decrease of average salinity in the port of Odessa by more than 0.4 psu and an increase of salinity in Ochakiv due to a decrease in the Dnieper River runoff by almost 0.4 psu. These effects occurred on the background of a general linear trend of decreasing salinity in the Black Sea due to a climatic decrease in evaporation from the sea surface. These effects manifested themselves on the background of a general linear trend of decreasing salinity in the Black Sea due to a climatic decrease in evaporation from the sea surface. The trans-

formation of the seasonal salinity cycle in Odessa during the period 1991–2020 compared to the previous 30 years consists of a general decrease of salinity in the summer-autumn season and a shift of the maximum from July to September. Salinity in Ochakiv increased significantly in September (by 0.5 psu). Correlation analysis of the series of average monthly salinity and river water discharge values showed that the maximum correlations between salinity and Dnieper discharge were obtained for zero delay, since the movement of desalinated water from the mouth of the Dnieper to the Odessa Gulf and back takes several days, but less than a month. A significant correlation also persists at delays of 1 and 2 months, indicating strong inertia of salinity and its interaction with the Dnieper River flow. Spectral analysis of the longest series of average monthly salinity in Odessa (1951–2020) revealed four significant harmonics corresponding to the main periods of variability: semi-annual, annual, 4-year, and 35-year. The first two periods correspond to seasonal variability, and the 4-year period corresponds to interannual variability. Long-term changes in salinity with a period of 35 years are associated with corresponding fluctuations in the components of the climate system, which contribute to changes in evaporation from the sea surface. Wavelet analysis has shown that the increase in the power of the 4-year harmonic interannual salinity fluctuations in the port of Odessa occurs during periods of El Niño (EN) influence, with maximum power occurring between adjacent events or directly during EN. Accordingly, the decrease in this value began after the La Niña (LN) phenomenon, with a minimum between the previous LN and the following EN, or between two consecutive LN events.

Keywords: water salinity, time series, river runoff, correlation analysis, spectral analysis, wavelet, interannual variability, climate change.

С.В. Краковська^{1*}

ORCID: 0000-0001-9972-0937
krasvit@ua.fm

Т.М. Шпиталь¹

ORCID: 0009-0001-7731-4521
tetianashpytal@gmail.com

Л.Ю. Криштоп^{1,2}

ORCID: 0009-0003-8863-9422
lidiia.kryshstop@gmail.com

А.Ю. Чигарева^{1,3}

ORCID: 0000-0003-0195-751X
achyhareva@gmail.com

С.В. Савчук¹

ORCID: 0009-0007-7861-9419
svetlanasvs120676@gmail.com,

УДК 551.583

DOI: <https://doi.org/ua/10.15407/Meteorology2025.08.062>

КЛІМАТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕРМІЧНИХ ПЕРІОДІВ В УКРАЇНІ ДО КІНЦЯ ХХІ ст.

Частина IV: КЛІМАТИЧНЕ ЛІТО

У контексті сучасної зміни клімату та розвитку регіональних кліматичних моделей зростає потреба у детальній оцінці тривалості та дат початку й завершення термічних періодів, важливих для різних секторів економіки. У попередніх публікаціях досліджено зміни теплового (середня добова температура повітря $t > 0^{\circ}\text{C}$), вегетаційного ($t > 5^{\circ}\text{C}$) та періоду активної вегетації ($t > 10^{\circ}\text{C}$). Ця стаття завершує цикл досліджень термічних періодів в Україні та зосереджена на характеристиках кліматичного літа ($t > 15^{\circ}\text{C}$), ключового для здоров'я, рекреації, туризму, енергетики та агросектору. Метою було проаналізувати просторово-часові характеристики літнього сезону та їхні зміни у майбутньому. На основі даних E-OBS розраховано дати початку, завершення та тривалість літнього періоду у 1961–1990 та зміни у 1991–2010. Оцінку майбутніх змін проведено для 2021–2040, 2041–2060 та 2081–2100 періодів за сценаріями RCP 4.5 та RCP 8.5 на основі 34 РКМ Euro-CORDEX із розділенням 12×12 км, що охоплює понад 7300 вузлів в Україні. Аналіз результатів розрахунків показав, що у 1961–1990 літній сезон починався переважно 10–20 травня і завершувався 17–27 вересня; у 1991–2010 сезон подовжився на 5–15 днів із зсувом початку на 2–5 днів раніше. Проекції за сценаріями впродовж ХХІ ст. свідчать про подальше подовження на 7–60 днів залежно від регіону та сценарію, із максимальним літнім періодом до 180–200 днів у Криму та південних областях за RCP 8.5 наприкінці століття, коли кліматичне літо в Карпатах може тривати, як наприкінці ХХ ст. на Передкарпатті (80–120 днів), а на Поліссі бути подібним до умов сучасного Криму (140–160 днів). Отримані результати, представлені в цій та попередніх частинах дослідження, мають важливе прикладне значення: їх можна використати для планування сільського господарства, оцінки ризиків для продовольчої безпеки, прогнозування енергетичних потреб, адаптаційних стратегій, а також для оцінки впливу зміни клімату на здоров'я населення, організації рекреації, розвитку туризму та територій.

Ключові слова: термічний режим, зміна клімату, сценарії RCP, проєкції кліматичних характеристик, дата стійкого переходу температури повітря, Euro CORDEX.

ВСТУП

Данна стаття присвячена аналізу показників кліматичного літа й є IV частиною циклу досліджень щодо кліматичних характеристик термічних періодів в Україні до кінця ХХІ ст. У попередніх дослідженнях було оцінено зміни характеристик термічних періодів за сценарієм **A1B**, але за цим сценарієм була доступна менша кількість регіональних кліматичних моделей (РКМ) з більшим просторовим розділенням 25×25 км (Краковська та ін., 2016a, 2016b, 2018a, 2018b, 2019). Тому, у запропонованому циклі досліджень, розглянуто проєкції зміни клімату згідно оновлених репрезентативних сценаріїв помірних (**RCP 4.5**) і високих (**RCP 8.5**) концентрацій за ансамблем із 34 РКМ проєкту Euro-CORDEX із по-

кращенням просторової роздільної здатності сітки, зокрема уточнено деякі кліматичні характеристики в Україні до кінця ХХІ ст. Такий аналіз має ключове значення, передусім, для сільського та лісового господарств, зокрема, за оцінками вегетаційного періоду визначають строки робіт і проведення різних заходів обробки та вирощування.

Попередні дослідження авторів вказують на зростання тривалості теплового періоду ($t > 0^{\circ}\text{C}$), вегетаційного періоду ($t > 5^{\circ}\text{C}$) та періоду активної вегетації ($t > 10^{\circ}\text{C}$) впродовж ХХІ століття, що може підсилити агрокліматичний потенціал і врожайність культур за умови впровадження методів адаптації до зміни гідротермічного режиму, сучасних агротехнологій та розробки стратегій на різних

рівнях управління (Краковська та ін., 2023b, 2024, 2025).

Згідно сценаріїв **RCP 4.5** та **RCP 8.5** до кінця та середини століття відповідно очікується зростання тривалості теплого періоду у межах 7–35 днів, особливо на півночі та сході, з ймовірним зникненням зимового сезону в Криму. Зокрема, відносно **1991–2010** теплий період буде довшим в **2021–2040** на 7–14 днів на півдні та до 20–23 на півночі та сході; у **2041–2060** за **RCP 4.5** — на 7 днів на півдні, Закарпатті та Прикарпатті та до 20–25 на північному сході, а за **RCP 8.5** — на 7–14 до 30–35, відповідно. Ці тенденції збережуться до кінця століття (Краковська та ін., 2023b).

Тривалість вегетаційного періоду до кінця століття зросте на 40–70 днів згідно з обома сценаріями, однорідніше, ніж для теплого періоду, посилюючись зі сходу на захід. Очікується, що за сценарієм **RCP 8.5** у районі північного сходу України та в Українських Карпатах до кінця століття тривалість вегетаційного періоду відповідатиме значенням, що притаманні для південного узбережжя Чорного моря та Кримського півострова на початку ХХІ ст. (Краковська та ін., 2024).

Відповідно до нещодавно опублікованих результатів дослідження очікується, що період активної вегетації зросте у період **2021–2040** за **RCP 4.5** — від 7 до 14 днів у степовій частині Криму, на півдні Одещини, у Карпатах; а за **RCP 8.5** — переважно на 7–14 днів, у Карпатах — 14–21, на Дніпропетровщині — до 7; у період 2041–2060 за **RCP 8.5** — на 14–21 день, а на заході, у Криму, на півдні Одещини — до 30; на кінець століття у період **2081–2100** за **RCP 8.5** зміна відносно **1991–2010** сягатиме 31–70 днів, зростаючи зі сходу на захід (Краковська та ін., 2025).

Очевидно, що внаслідок зміни клімату із підвищенням температури повітря, відбуваються зміни тривалості кліматичних сезонів, зокрема і кліматичного літа. Літо — пора року із найвищими середніми добовими температурами повітря, яка триває у Північній півкулі зазвичай з червня до серпня (Шпиг, 2016). Визначення літа різняться, зокрема розрізняють астрономічне, що триває від літнього сонцестояння (20–21 червня) до осіннього рівнодення (22–23 вересня) (Szwed & Wasielewska, 2024), календарне (з 1 червня до 31 серпня у Північній півкулі), фенологічне за певними ознаками розвитку рослин (Sparks & Menzel, 2002). Проте не всі підходи враховують фактичну динаміку сезону, а оскільки температура повітря визначає більшість кліматичних процесів і життєдіяльність людини, термічні сезони є найбільш показовими для аналізу зміни клімату (Савчук та ін., 2018, 2020; Szwed & Wasielewska, 2024).

Фактична термічна динаміка враховується при визначенні кліматичного літа за порогом температури повітря (Малицька, 2019; Czernecki & Miętus, 2017; Szwed & Wasielewska, 2024). Зокрема згідно рекомендацій експертної групи з визначення зміни клімату (ETCCDI), порогове значення кліматичного літа визначалося, як сталий (≥ 6 діб) перехід середньої добової температури через $+15^{\circ}\text{C}$ у бік підвищення (початок) або зниження (кінець). Це визначення дає змогу коректно аналізувати зміни тривалості термічних періодів, зокрема кліматичного літа, за різними регіонами України та в умовах кліматичних змін (Краковська та ін., 2024). Саме про кліматичне літо, чутливе до зміни клімату та потепління, йдеться у представленому дослідженні.

Зсуви термічних періодів через потепління в Європі, зокрема і в Україні, відбуваються через флуктуації головних кліматоутворюючих факторів: збільшення окремих складових радіаційного режиму та зміни атмосферної циркуляції і характеристик хмарності (Заболоцька та ін., 2021; Краковська та ін., 2023b; 2024; 2025; Мартазінова та ін., 2023; Рибченко та ін., 2023, 2024). У ХХІ столітті саме літній сезон демонструє найбільш виражене потепління в Україні.

Згідно до сучасних вітчизняних і міжнародних публікацій щодо літа й оцінки ризиків, в Україні та сусідніх регіонах Європи найпомітнішим є літнє потепління із частішими й інтенсивнішими періодами спеки й посухи (EEA, 2023; Xu et al, 2025). Відповідно до даних спостережень і кліматичних проєкцій в Україні в ХХІ столітті, особливо з 2015 року, найвиразнішим потепління є влітку, — при зростанні сонячної радіації, максимальних температур, зокрема понад $+30^{\circ}\text{C}$, триваліших періодів спеки (Government of Ukraine, 2025; Мартазінова та ін., 2025). Отже, саме літній сезон, що є предметом дослідження, демонструє найбільш виражене потепління й потребує пріоритетного вивчення (ЕАА, 2021; Schumacher et al., 2024). Підвищення середніх температур, подовження тривалості кліматичного літа, збільшення суми активних температур і кількості аномально теплих днів безпосередньо впливають на життєдіяльність суспільства (Boychenko & Maidanovych, 2024; УкрГМІ..., 2021, 2024).

Вивчення динаміки кліматичного літа має практичне значення для адаптації ключових секторів економіки до зміни клімату, зокрема сільського господарства, яке найбільш чутливе до змін у тепловому та водному режимах, і потребує відповідних і політичних, і управлінських, і практичних рішень для ефективної адаптації до нових агрокліматичних умов при зміщенні відповідних зон практично у всіх країнах світу (Allen & Sheridan, 2015; Schumacher et al., 2024).

При вивченні територіально-часових коливань літнього сезону зазвичай долучають порівняльний аналіз спеціалізованих кліматичних показників, серед них: тривалість, дати початку та закінчення; середня температура. Сучасні публікації розкривають характер змін кліматичного літа в Україні. У період попередньої стандартної кліматологічної норми (**1961–1990**) воно зазвичай починалося на початку червня та тривало близько 90 діб і відповідало календарному. У **1991–2020** роках його початок зсунувся на середину травня, а кінець — на середину вересня, що збільшило тривалість до 110–130 діб залежно від регіону. Особливо тривалим літо очікується на півдні країни — до п'яти місяців, із поширенішими тропічними ночами, коли мінімальна температура за добу перевищує $+20^{\circ}\text{C}$ (Krakovska et al., 2023a, УкрГМІ..., 2024).

Очікується, що за сценарієм **RCP 8.5** кліматичне літо до кінця XXI століття триватиме 150–160 діб у південних регіонах Карпатського регіону (Torma & Kis, 2022). Цей показник є індикатором біокліматичного теплового ресурсу, важливий для агрокліматичних розрахунків, планування вегетаційного періоду, енергетичного балансу, оцінки кліматичних ресурсів і має вирішальне значення при виборі сільськогосподарських культур і потреб в іригації для підвищення їх врожайності (Borovska & Khokhlov, 2024).

Кліматичне літо — це один із ключових термічних сезонів, що використовується для аналізу локальних кліматичних умов, які визначають вектори розвитку економічних секторів. Зміна показників літнього періоду впливає на інфраструктуру, енергетику та водний баланс, що є критичними для обороноздатності та повоєнного відновлення (Краковська та ін., 2024; Adger et al., 2014; Shevchenko et al., 2023; Shumilova et al., 2023). Це також стосується рекреації й туристичних потоків, де підвищення температур і зміни сезонності зменшують привабливість регіонів і деяких курортів та потребують адаптації туристичної інфраструктури (Gössling & Scott, 2025; IPCC, 2022a; Wei et al., 2025). Для здоров'я населення, особливо вразливих груп, подовження періодів високих температур означає більше теплових хвиль, зростання кількості теплових ударів і пов'язаних із спекою захворювань (Осадчий та ін., 2013; Тупос та ін., 2022, 2023; Ballester et al., 2023a, 2023b; Ebi et al., 2021; Jay et al., 2021; Schlader et al., 2024; Skrynyk et al., 2025; WHO, 2023).

Суттєва зміна сучасних показників термічного режиму відбулася на середніх багаторічних значеннях і відхиленнях щодо норми. За деякими оцінками, середня літня температура майже на всій території країни зросла на $0,6\text{--}0,8^{\circ}\text{C}$, у центральних областях вище, ніж на 1°C , а на півдні — перевищила 21°C .

Кількість днів із середньою добовою температурою більше 15°C збільшилась на 7–10 днів у західних регіонах за останні десятиріччя. Підвищення середньої температури на $1,5^{\circ}\text{C}$ за сценарієм **A1B** щодо 1981–2010 і вологості в Україні до середини XXI століття, призведуть до неоднорідного просторового розподілу та посилення регіональних кліматичних ризиків (Балабух та Малицька, 2017; Малицька та Балабух, 2020). Водночас зменшення доступності водних ресурсів унаслідок посухи створює додаткові ризики для водної безпеки (Flint et al., 2024; Snizhko et al., 2024). Зміни кліматичних показників, зокрема за проєкціями сценаріїв RCP, впливають на енергетику, водозабезпечення, рекреацію, водоспоживання та інші сфери. Вони потребують урахування у виробничій діяльності кліматозалежних галузей економіки, зокрема, у регіонах з їх найбільшою імовірністю (Балабух, 2022).

Зміни, що відбуваються за кліматичного літа в Україні можна розділити на позитивні та негативні щодо впливу та наслідків. Серед позитивних можна відмітити: зростання теплового ресурсу для сільськогосподарського виробництва; можливість вирощування нових теплолюбних культур на півночі України; зниження потреби в опаленні у міжсезоння (Boychenko & Maidanovych, 2024). До негативних наслідків відносяться: поширення посух, особливо на півдні та сході країни; зростання кількості небезпечних явищ — теплових хвиль, злив, граду; підвищення навантаження на енергосистему через потребу в охолодженні тощо (Краковська та ін. 2023b; Schumacher et al., 2024; Shevchenko et al., 2014).

Для глибшого розуміння динаміки кліматичного літа нагальним є деталізування його досліджень у декількох напрямках: розробка регіональних сценаріїв зміни термінів і характеристик літа; моделювання ризиків для аграрного сектора, здоров'я населення, водних ресурсів; оцінка адаптаційного потенціалу за регіонами з конкретними рекомендаціями і розробкою стратегій для мінімізації негативних наслідків щодо різних секторів економіки та суспільства, розробкою систем оповіщення про екстремальні події для забезпечення сталого розвитку держави; взаємозв'язок з іншими кліматичними показниками (опаді, вологість, вітровий режим тощо) (Адаменко, 2019; Балабух, 2022; Кліматичні зміни..., 2015; Кривобок, 1997; Малицька, 2019; Torma & Kis, 2022).

У геополітичних та екологічних реаліях України важливим є вивчення наслідків зміни температурного режиму для здоров'я населення та подальших розробок стратегій відновлення країни. Збільшення періодів аномальної спеки влітку призводить до зростання ризиків теплових ударів та серцево-

судинних захворювань серед вразливих груп населення, потребує посилення системи моніторингу якості повітря та розробки заходів охорони здоров'я (Турос та ін., 2022, 2023; Wei et al., 2025). Інтеграція таких даних у національні адаптаційні документи (Government of Ukraine, 2025) створює основу для практичної реалізації заходів із підвищення стійкості інфраструктури, агросектору й охорони здоров'я (Про схвалення..., 2022).

Метою даної роботи є аналіз і виявлення просторово-часових змін періоду кліматичного літа в Україні, зокрема його тривалості і дат початку та закінчення, за періоди фактичних спостережень (1961–1990, 1991–2010) і майбутні періоди до кінця ХХІ ст. (2021–2040, 2041–2060, 2081–2100) за сценаріями помірних (RCP 4.5) і високих (RCP 8.5) концентрацій парникових газів.

ПОЧАТКОВІ ДАНІ ТА МЕТОДИЧНІ ПІДХОДИ

У дослідженні було проаналізовано просторово-часові характеристики та зміни тривалості і дат початку та закінчення кліматичного літа до кінця ХХІ ст. за даними проєкцій добової приземної температури повітря. У якості базових використовувалися дані ансамблевої реалізації Європейської бази E-OBS версії 20.0e для минулого періоду 1961–2010, яка містить середньодобові температури повітря з горизонтальним кроком $\sim 12 \times 12$ км (Cornes et al., 2018). Проміжок часу 1961–2010 на момент початку дослідження відповідав двом кліматичним періодам: 1961–1990 (WMO, 2017) та 1991–2010 (IPCC, 2023).

Для оцінки зміни просторово-часових характеристик літнього сезону у майбутньому залучався ансамбль із 34 регіональних кліматичних моделей Міжнародного Координованого експерименту з масштабування для Європи Euro-CORDEX (Jacob et al., 2014) у межах проєкту глобального моделювання CMIP5 (Taylor et al., 2012, The WCRP..., 2011) за сценаріями RCP 4.5 і RCP 8.5 із просторовою роздільною здатністю $0,1^\circ$.

Не дивлячись на те що вже доступні перші дані моделей проєкту глобального моделювання CMIP6, використання зазначених РКМ для аналізу метеорологічних даних забезпечує наукову обґрунтованість дослідження і достовірність оцінок зміни клімату (Краковська та ін., 2016a, 2016b, 2018a, 2018b, 2019, 2024).

Для обчислення тривалості та дат (порядкових днів року) початку літнього періоду застосовувалася функція `esa_gsl` із пакета CDO (Climate Data Operator) (Schulzweida, 2019). Вона визначає дати стійкого переходу середньої добової температури

повітря через поріг у 15°C : у першому півріччі — коли вперше після 1 січня температура перевищує 15°C протягом шести й більше днів поспіль, а в другому півріччі — коли вперше після 1 липня температура стає нижчою за 15°C і зберігається такою не менше шести днів поспіль.

Оцінювання змін просторово-часових характеристик кліматичного літа здійснювалося у всіх вузлах розрахункової сітки (понад 7300 точок на території України) для минулих періодів 1961–1990 і 1991–2010 за даними E-OBS, а також для кожної регіональної кліматичної моделі (РКМ) у трьох майбутніх 20-річних інтервалах із базовим періодом 1991–2010. Зміни визначали як різницю між багаторічними середніми значеннями майбутніх періодів (2021–2040, 2041–2060, 2081–2100) та базового періоду для кожної РКМ, після чого результати усереднювали за ансамблем із 34 моделей, відповідно до методології Шостого звіту IPCC (IPCC, 2022b, 2023).

У процесі роботи залучено низку методів із обробки та верифікації даних, агрегації, геообробки та візуалізації отриманих результатів. Для попередньої корекції похибок використовувалося кuartильне мапування, здійснене провайдером даних (IPCC, 2015). Для зниження зміщення (bias adjustment) проєкцій ансамблю РКМ застосовувався адитивний (дельта) метод, який спирається на базові значення температури з E-OBS (Шедеменко та ін., 2012; Паламарчук та Краковська, 2018).

Для узгодження різних масок покриття (особливо в прибережних зонах) застосовувалася ГІС-система QGIS 3.28. Візуалізація результатів здійснювалася у вигляді електронного атласу з використанням JavaScript-бібліотеки Leaflet.js з можливістю паралельного порівняння двох карт, побудованих на різних наборах даних (Краковська та ін., 2023b, 2024).

Базовий період завершувався 2010 роком, оскільки після 2014 року різко скоротилася кількість метеостанцій через війну на території України, розпочату РФ. Такий вибір відповідає рекомендаціям ВМО (WMO, 2017). Більше інформації щодо алгоритму підбору РКМ та визначення періодів зміни клімату для дослідження описана у Краковська та ін., 2023b та 2024, оскільки методика відповідає раніше апробованій для оцінки теплої, вегетаційного періодів і періоду активної вегетації в Україні.

РЕЗУЛЬТАТИ ТА ЇХНІЙ АНАЛІЗ

Тривалість кліматичного літа. У кліматичний період 1961–1990 найкоротша тривалість кліматичного літа, 3–40 днів, спостерігалася у Карпатах, 40–60 — здебільшого в осередках на північному заході Карпат, 60–80 — по схилах гір та в локаціях на

заході Львівської та сході Тернопільської областей (рис. 1). У західній частині країни, а саме: у прикарпатських районах Івано-Франківської області, на переважній території Львівської, північних частинах Тернопільської та Хмельницької, на західній частині Житомирської, у Волинській та Рівненській областях, а також на півночі Сумської та північному сході Чернігівської областей літній сезон тривав 80–100 днів. Тривалість у 100–120 днів кліматичного літа відмічалась у Чернігівській та Сумській областях, у районах крайньої півночі Харківської та Луганської, західній частині Київської, східній частині Житомирської, на заході Черкаської, у Вінницькій області (крім південних районів), південних частинах Тернопільської та Хмельницької, північно-східній території Івано-Франківської, у центрі Чернівецької, в локаціях на півночі Львівської, Рівненської та Хмельницької областей. На Полонинському та Вулканічному хребтах спостерігались локації з тривалістю літнього сезону 80–100 та 100–120 днів. На півдні Одеської області, в осередках, що охоплювали південь Миколаївської і південний захід Херсонської, південний схід Херсонської і південний захід Запорізької областей, у локаціях на узбережжі Донецької області літній сезон тривав 140–160 днів. На решті території України, яка включала області всіх регіонів (здебільшого Східного, Центрального та Південного) літній сезон тривав 120–140 днів. Окремо слід розглянути АР Крим, де літній сезон тривав у локаціях Головного пасма 60–80 та 80–100 днів, на Внутрішньому пасмі — 100–120, на Зовнішньому пасмі та переважно на північному заході — 120–140, на решті території півострова — 140–149 днів.

У наступний період **1991–2010** найкоротше кліматичне літо, 40–60 днів, спостерігалось у південно-східних Карпатах (17–40 на хребтах цих гір), на решті території Карпат — 60–80, по схилах — 80–100 днів (рис. 1). У західній та північній частинах України даний сезон тривав 100–120 днів. Такий процес охоплював Полонинський хребет, Кримські гори, Львівську та Івано-Франківську області (крім їх гірських територій), Тернопільську (за виключенням локації на заході), Чернівецьку (крім гірської частини та осередку у центрі), Волинську, Рівненську, Хмельницьку, Житомирську, Чернігівську, Сумську області, Вінницьку (крім південного сходу), західні частини Київської та Черкаської, північні райони Полтавської, Харківської та Луганської областей. На півдні країни, а саме: у південній частині Одеської та Миколаївської областей, на південному заході та південному сході Херсонської, у західній частині Запорізької, у районі Каховського водосховища, на Керченському півострові та на північному сході АР Крим літній сезон тривав 140–151 день. На решті

території країни, значній її частині, переважно Східного, Південного та Центрального регіонів, даний сезон тривав 120–140 днів.

Сценарій **RCP 4.5** у 2021–2040 роках прогнозує найкоротшу тривалість кліматичного літа у Карпатах: 19–40 днів — на найвищих хребтах, 40–60 — у південно-східній частині, 60–80 — на решті території гір, 80–100 — по схилах (рис. 1). 100–120 днів даного сезону очікується на Полонинському хребті, у Львівській та Івано-Франківській областях (крім їх гірських територій та окремих рівнинних локацій), у Волинській, західній частині Тернопільської, на значних територіях Рівненської та Житомирської, у північних районах Чернігівської та Сумської областей. На півдні України, а саме: в Одеській області (крім північних районів), Херсонській (за виключенням південного заходу), південній частині Дніпропетровської, Запорізькій (крім осередку на сході), південних районах Донецької та Луганської, осередках у Миколаївській області, в АР Крим (без Кримських гір), а також на Закарпатті тривалість літнього сезону очікується у 140–159 днів. На решті території країни, значних просторах від сходу до західних областей, даний сезон триватиме 120–140 днів.

У **2021–2040** роках сценарій **RCP 8.5** передбачає саму коротку тривалість кліматичного літа у Карпатах: 22–40 та 40–60 днів у південно-східній частині, 60–80 — на решті території, 80–100 — вздовж схилів (рис. 1). 100–120 днів даного періоду очікується у передгір'ях Карпат, у західній частині Тернопільської області та окремих районах Львівської, Волинської та Житомирської областей. Переважно у південній частині України, а саме: значних площах Одеської, Миколаївської, Херсонської, Дніпропетровської, Запорізької областей, південних частинах Донецької та Луганської, у південних осередках Полтавської області, в АР Крим (крім Кримських гір та осередку на сході), а також в локації, що охопить схід Чернівецької, південь Хмельницької та південний захід Вінницької областей, і в Закарпатті літній сезон триватиме 140–160 днів. На решті території країни — 120–140, в осередках на сході АР Крим та на півдні Одеської області — 160–164 дні.

За сценарієм **RCP 4.5**, у **2041–2060** роках 60–80 днів кліматичного літа очікуються на значній території Карпат, 26–40 та 40–60 — у південно-східній частині, 80–100 — по схилах, 100–120 — у передгір'ї та в локації на сході Львівської та заході Тернопільської областей (рис. 1). Тривалість даного сезону у 120–140 днів очікується переважно у північній, західній, північно-східній та частково центральній частинах України. А саме: у всіх областях Північного регіону, в областях Західного (крім гірських територій, Закарпаття, півдня Хмельницької та сходу

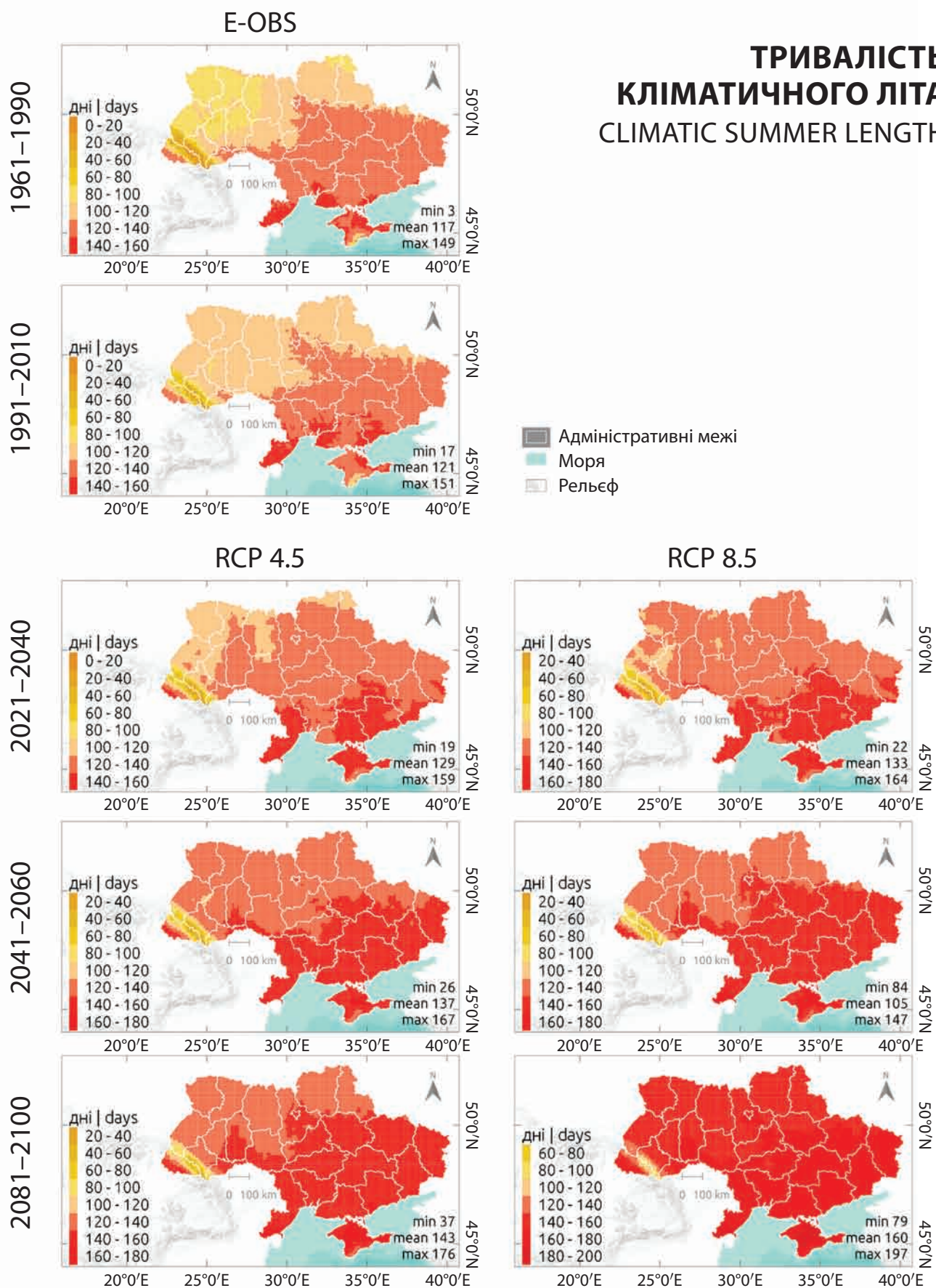


Рис. 1. Тривалість кліматичного літа за даними E-Obs, сценаріями RCP 4.5 та RCP 8.5 у вказані періоди XX–XXI ст.

Чернівецької областей), у Вінницькій (за винятком південних районів), значній території Черкаської, північних та центральних районах Кіровоградської, північних частинах Полтавської, Харківської та Луганської областей, у Кримських горах. На решті території країни, переважно у східній та південній частинах, літній сезон триватиме 140–160, а в локації на крайньому півдні Одеської області, на сході та південному заході АР Крим — 160–167 днів.

Сценарій **RCP 8.5** у **2041–2060** роках прогнозує тривалість кліматичного літа у південно-східних Карпатах 60–80 днів (36–60 — у високих горах), 80–100 днів у північно-західних Карпатах (60–80 у високих горах), 100–120 днів у передгір'ях (рис. 1). У північній та західній частинах країни даний сезон триватиме 120–140 днів. Такий процес охопить Львівську та Івано-Франківську області (крім їх гірських територій), центральні райони Чернівецької, Тернопільську (за виключенням південного сходу), Волинську, Рівненську, Житомирську, Чернігівську, Сумську області, північні частини Хмельницької та Вінницької, західні частини Київської та Черкаської, крайні північні райони Полтавської та Харківської областей та Головне пасмо Кримських гір. На решті материкової території країни, а також у Кримських горах та у північно-західній частині АР Крим літній сезон триватиме 140–160 днів. У південних районах Одеської області та решті території Кримського півострова — 160–173 дні.

Для періоду на кінець ХХІ століття (**2081–2100**) за сценарієм **RCP 4.5** отримано практично аналогічний розподіл значень показника як і для сценарію **RCP 8.5** для **2041–2060** (рис. 1).

Згідно сценарію **RCP 8.5**, у **2081–2100** роках вірогідна тривалість кліматичного літа у південно-східних Карпатах — 100–120 днів (79–100 — у високих горах), 120–140 днів — у північно-західних Карпатах (рис. 1). У північній та західній, частково центральній частинах країни даний сезон триватиме 140–160 днів. Така тривалість очікується у Львівській та Івано-Франківській областях (за виключенням гірських територій), центральних районах Чернівецької, у Волинській, Рівненській, Житомирській, Чернігівській, Сумській областях, Тернопільській (за виключенням південного сходу), у північних частинах Хмельницької та Вінницької, у Київській та Черкаській (крім їх центральних районів), північних районах Полтавської та Харківської областей, осередках у центрі Кіровоградської та на півночі Луганської областей. На решті материкової території країни літній сезон може тривати 160–180 днів, на півдні Одеської області — 180–200 днів. В АР Крим даний сезон буде розподілений: на північному заході та у Кримських горах — 160–180 днів (на Головному пасмі 140–160), на решті території півострова — 180–197 днів.

Початок (день року) кліматичного літа. У 1961–1990 роках найпізніший початок кліматичного літа, на 180–207 день, відмічався у південно-східних Карпатах, на 160–180 — на решті території гір, на 150–160 — у Прикарпатті та в осередку, що охоплював північну частину Тернопільської області та прилеглі до неї райони на заході Хмельницької та півдні Рівненської областей (рис. 2). Початок даного сезону на 140–150 день фіксувався у всіх регіонах України: у Львівській, Івано-Франківській та Чернівецькій областях (крім їх гірських територій), південній частині Тернопільської, у Волинській, Рівненській, Хмельницькій, Житомирській, значній території Вінницької областей. А також у Київській (за виключенням сходу), на заході Черкаської, у Чернігівській та Сумській, у північних районах Полтавської, Харківської та Луганської областей, у центральних районах Одеської, а також на території, що охоплювала східні райони Дніпропетровської і Запорізької, та західні Донецької областей. У Закарпатті, окремих локаціях Одеської, Миколаївської, Херсонської, Полтавської, Донецької та Луганської областей літній сезон починався на 132–140 день. На решті материкової території України, у Східному, Південному та переважно Центральному регіонах, даний сезон розпочинався на 132–140 день. В АР Крим на Головному пасмі гір початок сезону відмічався на 160–180 день, на Внутрішньому пасмі — 150–160, на Зовнішньому пасмі, у пригірських районах та на Керченському півострові — 140–150, на решті території півострова — 132–140 день.

У **1991–2010** роках найпізніше, на 180–198 день, кліматичне літо починалось у високих горах південно-східних Карпат, на 160–180 — на решті території гірської країни, 150–160 — на схилах Карпат та в локаціях на заході Тернопільської та Волинської областей (рис. 2). На 140–150 день початок даного сезону фіксувався у всіх регіонах, на переважній території країни. У всіх областях Західного (крім Закарпаття) та Північного регіонів, у Вінницькій та Черкаській областях (за виключенням окремих районів на сході), у північних частинах Кіровоградської та Полтавської областей. Також на значній території Харківської області, на півночі Луганської, у центральних районах Донецької, на сході Запорізької та півдні Херсонської областей. На решті материкової території країни, переважно Східного, Південного і, частково, Центрального регіонів, початок кліматичне літо починалось на 130–140 день. В АР Крим на Головному пасмі початок сезону відмічався на 160–180 день, на Внутрішньому пасмі — 150–160, на північному сході півострова — 130–140, на решті території півострова — 140–150 день.

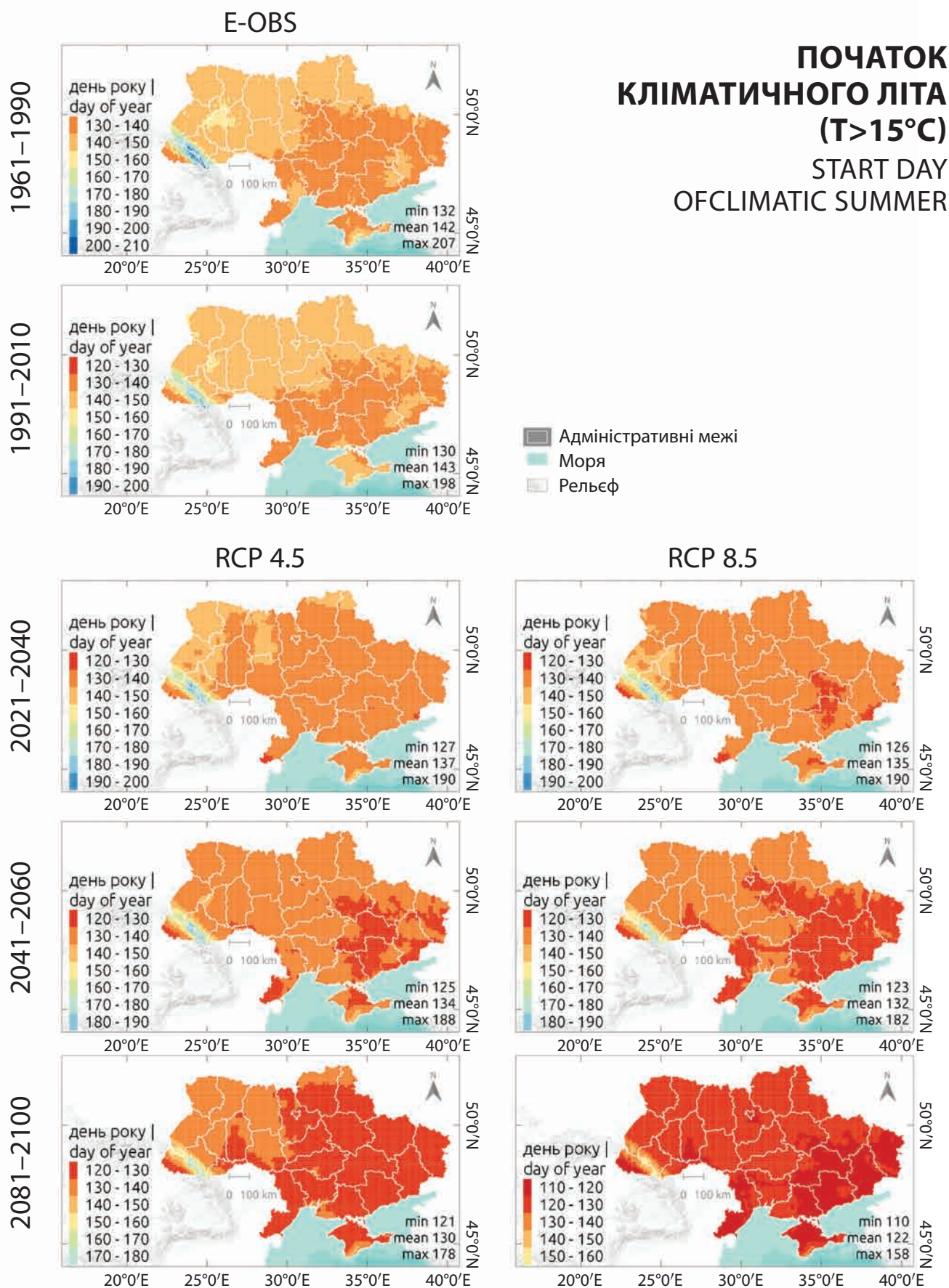


Рис. 2. Початок (день року) кліматичного літа за даними E-Obs, сценаріями RCP 4.5 та RCP 8.5 у вказані періоди XX–XXI ст.

За сценарієм **RCP 4.5** у період **2021–2040** очікується найпізніший прихід кліматичного літа на 180–190 день у високих горах південно-східних Карпат, на 160–180 — на решті території гір, на схилах Карпат — на 150–160 день (рис. 2). На значних територіях Львівської, Івано-Франківської, Рівненської та Житомирської областей, у західній частині Тернопільської, у Волинській, північних районах Вінницької, Чернігівської та Сумської областей початок даного сезону ймовірний на 140–150 день. В осередках на півдні Закарпаття, Донецької та Одеської областей початок даного сезону очікується на 127–130 день. На решті материкової території країни — на 130–140 день. В АР Крим літо може починатись: на Головному пасмі Кримських гір — на 150–160 день, на Внутрішньому та Зовнішньому — 140–150, на решті території Кримського півострова — на 130–140 день.

Згідно сценарію **RCP 8.5**, у **2021–2040** роках на окремих хребтах південно-східних Карпат кліматичне літо починатиметься на 180–190 день, на решті території гірської країни — на 160–180, вздовж схилів — на 150–160 день (рис. 2). У західній частині Тернопільської області, на значній території Івано-Франківської, в районах Львівської та осередках на заході Волинської, у Кримських горах даний сезон починатиметься на 140–150 день. У південних районах Одеської та Донецької областей, у північних та центральних районах Запорізької, у східній частині Дніпропетровської області, у Закарпатті та центральних районах Криму даний сезон починатиметься на 126–130 день. На решті території країни — на 130–140.

Сценарій **RCP 4.5** у **2041–2060** роках передбачає початок кліматичного літа на 180–188 день на окремих хребтах південно-східних Карпат, на решті території гірської країни на 160–180, переважно на схилах 150–160. У передгірських районах, а також в осередку на межі Львівської та Тернопільської областей і в Кримських горах — 140–150 день (рис. 2). Найраніший початок літнього сезону, на 125–130 день, очікується переважно у східній частині України: у Дніпропетровській області (крім північного заходу), південній частині Полтавської, у Запорізькій (за виключенням північного сходу), на сході Херсонської, у південній частині та північних, центральних та західних районах Донецької, у центральних районах Луганської, у районах південної частини Харківської, на півдні Одеської області, а також у Закарпатті, на крайньому півдні Вінницької і Хмельницької областей та у північно-східній частині АР Крим. На значній частині території країни, що охоплюватиме області всіх регіонів, переважно Східного, Південного, Центрального та Північного, літо може починатися на 130–140 день.

За сценарієм **RCP 8.5**, у **2041–2060** роках, найпізніше кліматичне літо буде починатись так само в Карпатах: на 160–182 день у південно-східній частині, на 150–160 — на решті території гірської країни, на 140–150 день — по схилах гір, а також на Головному пасмі Кримських гір (рис. 2). Переважно у східній та південній частинах країни літо починатиметься на 123–130 день. Такі значення отримані на значних територіях Донецької, Луганської, Запорізької, Дніпропетровської та Одеської областей, у Харківській та Полтавській (крім їх північних районів), східній частині Херсонської та Черкаської, центральних Київської та північних районах Миколаївської областей, а також у Закарпатті та ареалі, що охопить південні райони Хмельницької, схід Чернівецької та крайній південний схід Вінницької областей. А також на значній території АР Крим (крім його гірської частини, Тарханкутського та Керченського півостровів, де літо починатиметься на 130–140 день). На решті території України початок літнього сезону очікується на 130–140 день.

Сценарій **RCP 4.5** у **2081–2100** роках передбачає саме пізнє настання кліматичного літа у Карпатах: на 160–178 день у високогірній південно-східній частині, на 150–160 на решті території гір, на 140–150 на схилах Карпат та на Головному пасмі Кримських гір (рис. 2). Переважно у західній частині України даний сезон почнеться на 130–140 день. Такий процес охопить Тернопільську область (крім південного сходу), Вінницьку (за виключенням півдня), Волинську, Рівненську, Житомирську, північ Хмельницької, Львівську та Івано-Франківську (крім їх гірських територій), центральний район Чернівецької, райони на заході Київської та Черкаської, північ Чернігівської та Сумської, осередок на півдні Кіровоградської, південні райони Миколаївської, південно-східні Херсонської області та Кримські гори. На решті території України початок літнього сезону очікується на 121–130 день.

Згідно сценарію **RCP 8.5**, у **2081–2100** роках найпізніший початок кліматичного літа відмічатиметься у Карпатах: на 150–158 день у високогір'ях південно-східних Карпат, на 140–150 на решті території гір, на 130–140 — у передгір'ях та на Головному пасмі Кримських гір (рис. 2). Самий ранній початок даного сезону, на 110–120 день, передбачається, переважно, у південно-східній частині України: значних територіях Луганської, Донецької, Запорізької, Дніпропетровської областей, східній частині Херсонської, у південних та центральних районах Одеської, районах північної частини Миколаївської області, на півдні Полтавської та Харківської областей, а також в центральному районі Київської, в ареалі, що охопить схід Чернівецької,

південь Хмельницької та південний захід Вінницької області, в Закарпатті, а також на значній території АР Крим (крім Керченського півострова, Кримських гір та осередку на північному сході де сезон починатиметься на 120–130 день). На решті території країни, від північно-східних до західних кордонів, літо починатиметься на 120–130 день.

Закінчення (день року) кліматичного літа.

У **1961–1990** роках кліматичне літо найраніше закінчувалось у Карпатах, на 201–230 день (рис. 3). До 230–250 дня тривав даний сезон здебільшого в областях західної частини України (Львівській, Волинській, Рівненській, центральних районах Івано-Франківської, північних частинах Тернопільської та Хмельницької областей, у західній частині Житомирської), вздовж Полонинського хребта, а також у північних районах Чернігівської та Сумської областей. На 250–260 день спостерігалось закінчення сезону на решті території Житомирської, Чернігівської та Сумської областей, у західній та північній частинах Київської, північній частині Вінницької, у західних районах Черкаської, північно-східній частині Івано-Франківської, в осередках на півдні Тернопільської, Хмельницької та Чернівецької областей, уздовж Вулканічного хребта, в осередках на крайній півночі Луганської та Харківської областей. Закінчення кліматичного літа на 260–270 день спостерігалось переважно у центральній та східній частинах країни: на решті території Київської, Вінницької, Черкаської, Чернівецької, у крайніх південних районах Тернопільської та Хмельницької областей, в Закарпатті, у Харківській, Луганській, Полтавській, Кіровоградській, на півночі Одеської та Миколаївської областей, у Донецькій та Дніпропетровській (крім південних районів). На решті території країни (у південній частині) закінчення даного сезону переважно відмічалось на 270–280 день. На цій території слід виокремити південно-східні райони Одеської області, схід та західні райони АР Крим, де кінець сезону фіксувався пізніше, на 280–285 день, а у Кримських горах раніше, на 260–270 день (на Головному пасмі на 250–260).

У **1991–2010** роках закінчення кліматичного літа, на 207–230 день, відмічалось у південно-східній високогірній частині Карпат, на решті території гір — на 230–250 день (рис. 3). У західній частині та на північному сході України закінчення сезону спостерігалось на 250–260 день. Такий процес охоплював всі області Західного регіону (крім Закарпаття та центру Чернівецької області), Житомирську, Сумську, Вінницьку (крім південних районів) області, північ та схід Чернігівської, західні райони Київської та Черкаської, північні райони Харківської та осередок на північному заході Луганської облас-

ті. Закінчення активного вегетаційного сезону на 260–270 день спостерігалось, здебільшого, на сході та у центрі країни: на решті територій Київської, Чернігівської, Черкаської, Вінницької, Харківської областей, у Полтавській, Луганській, Кіровоградській, Донецькій (крім південних районів), на сході Запорізької, у Дніпропетровській (крім півдня та сходу), у крайніх північних районах Одеської та Миколаївської областей, Кримських горах, а також у Закарпатті та центрі Чернівецької області. На півдні України даний сезон закінчувався на 270–280 день, крім південно-східних районів Одеської, узбережжя Херсонської та Запорізької областей, східної частини та західних районів АР Крим, де закінчення сезону спостерігалось найпізніше, на 280–287 день.

За сценарієм **RCP 4.5** у період **2021–2040** очікується найпершим закінчення кліматичного літа, на 209–230 день, у високих горах Карпат, на 230–250 день — на решті території гірської країни (рис. 3). До 250–260 дня триватиме літо на заході та у північних районах країни: у Львівській, Волинській областях, у Рівненській та Івано-Франківській (крім їх південно-східних районів), західній частині Тернопільської області, вздовж Полонинського хребта, у центральних та північних районах Житомирської, на півночі Чернігівської та Сумської областей. Закінчення сезону на 260–270 день передбачається у всіх регіонах країни, крім південного: на решті територій Чернігівської, Сумської, Житомирської, Тернопільської, Івано-Франківської та Рівненської областей, у Вінницькій та Хмельницькій (крім їх південних районів), центральній частині Чернівецької області, вздовж Вулканічного хребта, у Київській, Черкаській та Харківській областях, у Полтавській (за винятком півдня), у Кіровоградській (крім сходу), на півночі Луганської та Донецької областей. На решті території країни (переважно на її півдні та південному сході), а також в Закарпатті та ареалі, що охопить південні райони Хмельницької і Вінницької та схід Чернівецької областей, закінчення кліматичного літа передбачається на 270–280 день. У південній частині Одеської області, ареалі, що охопить південний схід Херсонської та південний захід Запорізької, в АР Крим (крім Кримських гір) літо триватиме до 280–290 дня. В осередках на Керченському півострові та на південному заході АР Крим ймовірно до 294 дня.

Згідно сценарію **RCP 8.5**, у **2021–2040** роках на 210–230 день очікується закінчення кліматичного літа у високих горах Карпат, 230–250 день — на решті території гір. 250–260 — вздовж схилів Карпат, у центральних та східних районах Львівської області, на півдні Волинської, на півночі та у південних районах Рівненської, на заході Тернопільської, на

**ЗАКІНЧЕННЯ
КЛІМАТИЧНОГО ЛІТА
(T>15°C)
END DAY
OF CLIMATIC SUMMER**

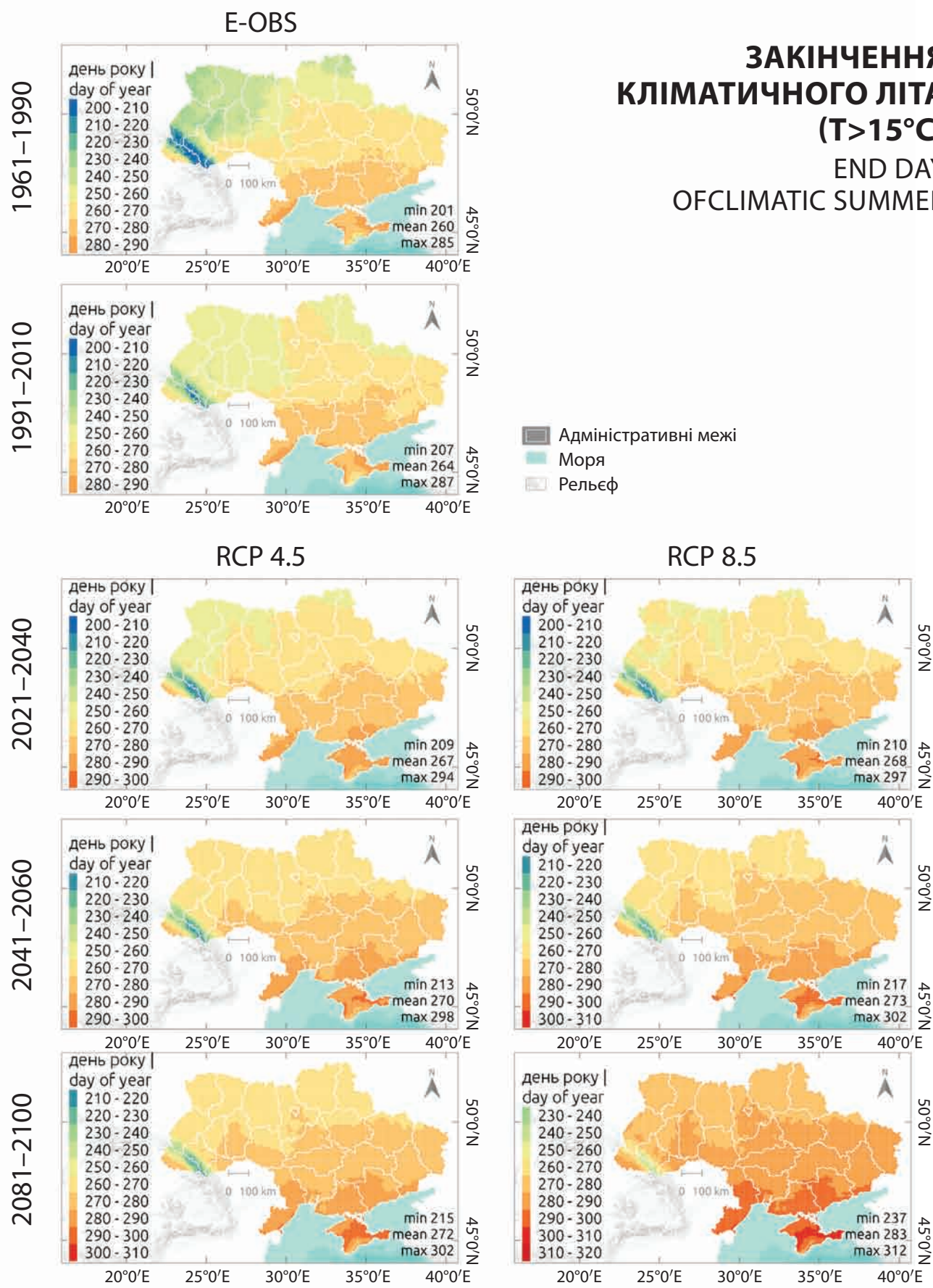


Рис. 3. Закінчення (день року) кліматичного літа за даними E-Obs, сценаріями RCP 4.5 та RCP8.5 у вказані періоди XX–XXI ст.

півночі та в центрі Житомирської, на півночі Сумської та північному сході Чернігівської (рис. 3). Закінчення літа на 260–270 день прогнозується на значній території північної частини країни від сходу до заходу. У Миколаївській області, Дніпропетровській, Донецькій, Луганській (крім півночі), Запорізькій (за винятком південного заходу), Кіровоградській (крім північних районів), на півночі та заході Херсонської, у північній частині Одеської, у південних районах Харківської та Полтавської областей, в ареалі, що охопить південь Хмельницької, схід Чернівецької, південні райони Вінницької та південний схід Тернопільської областей, а також в Закарпатті літо закінчуватиметься на 270–280 день. На 280–290 день прогнозується закінчення літнього сезону у південній частині Одеської області, південно-східній частині Херсонської, на південному заході Запорізької, вздовж узбережжя Донецької області та в АР Крим (крім осередків на сході та південному заході півострова, де сезон закінчиться пізніше, на 290–297, а також Кримських гір, в яких сезон закінчиться раніше, на 270–280 день).

Сценарій **RCP 4.5** у **2041–2060** роках передбачає саме раннє, на 213–230 день, закінчення кліматичного літа у високогірній південно-східній частині Карпат, 230–250 — на решті території гір, 250–260 — вздовж схилів Карпат (рис. 3). На значній території країни, здебільшого на сході, в центрі та півдні, літній період закінчиться на 270–280 день. Такий процес буде спостерігатись у Луганській області (крім осередку на північному заході), Донецькій (за виключенням південних районів), на півночі та сході Запорізької, на заході Херсонської, на півночі Одеської області, у Кіровоградській, Миколаївській, Дніпропетровській областях, у південних частинах Харківської, Полтавської, Черкаської, Вінницької, Хмельницької областей, на сході Чернівецької та в Закарпатті. Закінчення літа на 280–290 день прогнозується у південній та центральній частині Одеської області, у східних та центральних районах Херсонської, на заході та півдні Запорізької, у південних районах Донецької, по узбережжю Миколаївської та Херсонської областей, в АР Крим (крім східних та південно-західних районів півострова, де сезон закінчиться пізніше, на 290–298 день, а також Кримських гір, в яких закінчення відбуватиметься раніше, на 270–280 день). На решті території України, переважно у північно-східній, центральній та західній частинах, активний вегетаційний сезон буде закінчуватись на 260–270 день.

Сценарій **RCP 8.5** у **2041–2060** роках передбачає саме раннє, на 217–230 день, закінчення кліматичного літа у високогірній південно-східній частині Карпат, на 230–250 — на решті території гір, на

250–260 — уздовж схилів Карпат (рис. 3). Переважно у північній та західній частинах України, а саме у Львівській, Волинській, Рівненській областях, Тернопільській (крім південного сходу), у центрі Чернівецької, на півночі Хмельницької та Вінницької, у Житомирській, Чернігівській, Сумській, у північних районах Київської та в осередку на півночі Харківської області літній сезон буде закінчуватись на 260–270 день. В областях Центрального (крім півночі Вінницької області), Східного регіонів, значних територіях Київської, Хмельницької, Чернівецької та на південному сході Тернопільської областей, у Закарпатті та на Головному пасмі Кримських гір закінчення літнього періоду очікується на 270–280 день. На півдні країни, в Одеській області (крім північних районів), у Херсонській, Запорізькій (за виключенням північного сходу), південних районах Миколаївської та Донецької областей, на північному заході АР Крим та у Кримських горах (крім Головного пасма) закінчення літа прогнозується на 280–290 день, а в осередках півдня Одеської області та на решті території АР Крим — на 290–302 день.

Сценарій **RCP 4.5** для **2081–2100** років аналогічний сценарію **RCP 4.5** для **2041–2060**, суттєва відмінність: закінчення кліматичного літа на 290–300 день відбуватиметься на значній території АР Крим (за виключенням Кримських гір та північно-західної частини півострова) (рис. 3).

Сценарій **RCP 8.5** у **2081–2100** роках прогнозує саме раннє закінчення кліматичного літа, на 237–250 день, у високогір'ї Карпат, на 250–260 — у південно-східній частині гірської країни, на 260–270 — на решті території Карпат (рис. 3). На 270–280 день передбачається закінчення літнього сезону переважно у північній та західній частинах України, а саме: у Львівській та Івано-Франківській областях (крім їх гірських частин та окремих осередків), у Волинській, Рівненській областях, Тернопільській (за виключенням сходу), у центрі Чернівецької, на північному сході Хмельницької, у Житомирській, Чернігівській, Сумській, у північній частині Вінницької, в районах Київської, у північних районах Полтавської та Харківської областей. На півдні країни, в Одеській області (крім півночі), у південно-західних районах Миколаївської, у Херсонській (за винятком заходу), у західній та південній частинах Запорізької, вздовж узбережжя Донецької області, а також на півночі та північному заході АР Крим та у Кримських горах (без Головного пасма) літо буде закінчуватись на 290–300 день, а на решті території Кримського півострова (у центральних, південно-західних та східних районах) — на 300–312 день. На решті території України, значній площі, що охопить області

всіх регіонів, закінчення літнього періоду передбачається на 280–290 день.

ВИСНОВКИ

Ця стаття завершує цикл досліджень чотирьох термічних періодів в Україні до кінця XXI ст., у яких на основі системного аналізу великого обсягу кліматичних даних, отриманих за розрахунками ансамблів регіональних кліматичних моделей, охоплено всю територію країни та багаторічні часові проміжки, представлені детальні оцінки теплого, вегетаційного, активної вегетації та літнього сезонів з урахуванням сценарних проєкцій майбутньої зміни клімату.

Аналіз результатів щодо початку, закінчення та тривалості кліматичного літа показав:

У кліматичному періоді **1961–1990** років кліматичне літо в Україні зазвичай починалося приблизно 20–30 травня на більшій частині території, у високогір'ї Карпат — наприкінці червня — у другій половині липня, а в Криму залежно від гірського пасма — від кінця травня до кінця червня. Завершувалося воно переважно 27 серпня – 7 вересня, найраніше у Карпатах (20 липня – 18 серпня), а найдовше зберігалось у південних та приморських районах — до кінця вересня чи навіть початку жовтня.

У нещодавній період **1991–2010** початок літа змістився на більш ранні терміни — до 10–20 травня на більшій частині території, хоча в Карпатах він залишався пізнім (середина — друга половина липня). Закінчення сезону також відкладалось на 1–2 тижні пізніше, ніж у попередньому кліматичному періоді: переважно на 7–27 вересня в центральних і південних регіонах, а на півдні й у Криму — до початку жовтня.

Згідно з проєкціями, у **2021–2040** роках отримані значення показників за сценарієм **RCP 4.5** мало відрізняються від сценарію **RCP 8.5**, і початок літа очікується в середньому 7–20 травня у південно-східних і західних регіонах та 10–20 травня на решті території, тоді як у Карпатах він збережеться пізнім — наприкінці червня. Завершення сезону прогнозується у другій половині серпня — середині вересня на більшій частині країни та у першій половині жовтня на півдні й у Криму.

У наступному періоді **2041–2060** за сценарієм **RCP 8.5** початок літа може наставати вже 3–10 травня у південних і східних регіонах, тоді як у Карпатах — наприкінці червня – початку липня. Завершення сезону прогнозується наприкінці вересня – жовтні, з можливим продовженням до середини жовтня на півдні країни.

Наприкінці століття (**2081–2100**) за сценарієм **RCP 4.5** отримано практично аналогічні показники

як і для сценарію **RCP 8.5**, але на середину століття, тобто повільніша зміна термічного періоду у той час як за екстремальнішим сценарієм очікується, що початок літа на південному сході країни можливий вже наприкінці квітня, у Карпатах — наприкінці травня – на початку червня, тоді як завершення в Криму й на півдні Одещини може зсуватися на кінець жовтня – початок листопада.

Порівняно з кліматичним періодом **1961–1990**, у **1991–2010** тривалість кліматичного літа в Україні зросла майже на всій території, найбільше — на 15–20 днів у північних та західних областях. Просторовий розподіл повторюваності показника зберіг широтний характер: від 100 днів і менше на північному заході до 140 днів і більше на півдні та південному сході. Ця закономірність залишатиметься сталою впродовж XXI століття, проте тривалість літа значно збільшуватиметься. У найближчі десятиліття (**2021–2040**) очікується подовження сезону на 7–14 днів (до 160 днів на півдні), тоді як на середину століття (**2041–2060**) за сценарієм **RCP 8.5** літо триватиме на 30–60 днів довше, ніж у **1991–2010**, і в Криму та південних районах Одещини може сягати 180–200 днів. Наприкінці століття (**2081–2100**) кліматичне літо в Карпатах може тривати, як наприкінці XX ст. на Передкарпатті (80–120 днів), а на Поліссі бути подібним до умов сучасного Криму (140–160 днів).

Отримані результати, які представлено в цій та попередніх частинах дослідження, мають важливе прикладне значення: вони можуть бути використані для планування сільськогосподарського виробництва, оцінки ризиків для продовольчої безпеки, прогнозування енергетичних потреб та адаптаційних стратегій у зв'язку зі зміною клімату, а також для оцінки впливу клімату на здоров'я населення, організації рекреаційних заходів, розвитку туристичної галузі, тощо. У подальших дослідженнях буде проаналізовано опалювальний період ($t < 8^{\circ}\text{C}$) та період кондиціонування повітря ($t > 22^{\circ}\text{C}$), де додатково до тривалості і середніх температур періодів будуть розглянуті характеристики найхолодніших і найтепліших п'яти днів поспіль та градусоднів, які передусім важливі для енергетичного сектору.

Подяка. Дослідження виконано в Українському гідрометеорологічному інституті ДСНС України та НАН України в рамках НДР 2/23 “Розроблення оновлених сценаріїв зміни кліматичних характеристик термічних періодів в Україні до кінця XXI ст. для потреб енергетичного, сільськогосподарського та інших секторів економіки” (№ держ. реєстрації 0123U100461). Автори щиро вдячні ЗСУ та всім, хто захищає Україну і допомагає фронту, за можливість продовжувати наукову діяльність.

ЛІТЕРАТУРА

- Адаменко, Т.І. (2019). Зміна клімату та сільське господарство в Україні: що варто знати фермерам? Німецько-український агрополітичний діалог. https://mepr.gov.ua/wp-content/uploads/2023/07/5_Zmina-klimatu-ta-silke-gospodarstvo-v-Ukrayini.pdf.
- Балабух, В. (2022). Прикладна метеорологія та кліматологія. *Метеорологія. Гідрологія. Моніторинг довкілля*, 1(1), 25–41. https://journal.uhmi.org.ua/pdf/UHMI_MNE_01_2022-Balabukh_25_41.pdf.
- Балабух, В.О., & Малицька, Л.В. (2017). Оцінювання сучасних змін термічного режиму України. *Геоінформатика*, 4 (64), 34–49. https://www.geology.com.ua/wp-content/uploads/2021/06/Geo-4-2017_34-49.pdf?utm_source=chatgpt.com.
- Заболоцька, Т.М., Шпиг, В.М., & Ціла, А.Ю. (2021). Циркуляційні процеси та хмарний покрив упродовж періоду глобального потепління. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, 1(59), 76–91. <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2021.1.8>.
- Кліматичні зміни та їх вплив на сфери економіки України. (2015). за ред. С.М. Степаненка, & А.М. Польового. Одеса: Вид-во "ТЕС". https://www.researchgate.net/profile/Sergiy-Stepanenko/publication/308526389_Klimaticni_zmini_ta_ih_vpliv_na_sferi_ekonomiki_Ukraini/links/57e654cf08ae9e5e45564d8a/Klimaticni-zmini-ta-ih-vpliv-na-sferi-ekonomiki-Ukraini.pdf.
- Краковська, С.В., Гнатюк, Н.В., Шпиталь, Т.М., & Паламарчук, Л.В. (2016а). Проекції змін приземної температури повітря за даними ансамблю регіональних кліматичних моделей у регіонах України в ХХІ столітті. *Наук. праці УкрГМІ*, 268, 33–44. https://old.uhmi.org.ua/pub/np/268/krakovska_gnatiuk_shpytal_palamarchuk.pdf.
- Краковська, С.В., Паламарчук, Л.В., Гнатюк, Н.В. & Шпиталь, Т.М. (2018а). Проекції приземної температури та відносної вологості повітря в областях України до середини ХХІ ст. за даними ансамблів регіональних кліматичних моделей. *Геоінформатика*, 3(67), 62–77. <https://www.geology.com.ua/UK/7514-2/>.
- Краковська, С.В., Паламарчук, Л.В., & Шпиталь, Т.М. (2016б). Електронні бази метеорологічних даних та результати чисельних кліматичних моделей у визначенні спеціалізованих кліматичних показників. *Гідрологія, гідрохімія та гідроекологія*, 3(42), 95–105. http://nbuv.gov.ua/UJRN/glhge_2016_3_12.
- Краковська, С.В., Паламарчук, Л.В., & Шпиталь, Т.М. (2019). Кліматичні проекції опалювального періоду в Україні до середини ХХІ сторіччя. *Геофізичний журнал*, 41(6), 144–164. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190072>.
- Краковська, С.В., & Шпиталь, Т.М. (2018б). Дати переходу температури повітря через 0, 5, 10 і 15°C та тривалість відповідних кліматичних сезонів з другої половини ХХ до середини ХХІ ст. в Україні. *Геоінформатика*, 4(68), 74–92. <https://www.geology.com.ua/UK/7591-2/>.
- Краковська, С.В., Шпиталь, Т.М., Савчук, С.В., Чигарева, А.Ю., & Криштоп, Л.Ю. (2025). Кліматичні характеристики термічних періодів в Україні до кінця ХХІ ст. Частина III: період активної вегетації рослин. *Метеорологія. Гідрологія. Моніторинг довкілля*, 1(7), 4–18. <http://doi.org/10.15407/Meteorology2025.07.004>.
- Краковська, С.В., Шпиталь, Т.М., Чигарева, А.Ю., Писаренко, Л.А., & Криштоп, Л.Ю. (2023б). Кліматичні характеристики термічних періодів в Україні до кінця ХХІ ст. Частина I: теплий період. *Метеорологія. Гідрологія. Моніторинг довкілля*, 2(4), 35–50. <http://doi.org/10.15407/Meteorology2023.04.035>.
- Краковська, С.В., Шпиталь, Т.М., Чигарева, А.Ю., Савчук, С.В., & Криштоп, Л.Ю. (2024). Кліматичні характеристики термічних періодів в Україні до кінця ХХІ ст. Частина II: вегетаційний період. *Метеорологія. Гідрологія. Моніторинг довкілля*, 2(6), 33–49. <https://doi.org/10.15407/Meteorology2024.06.033>.
- Кривобок, О.А. (1997). Методи автоматизованої обробки та інтерпретації даних багатоспектральної супутникової зйомки посівів сільськогосподарських культур України. Автореф. дис. канд. геогр. наук: 11.00.09. Одеський гідрометеорологічний ін-т, Одеса. https://irbis-nbuv.gov.ua/cgi-bin/irbis64r_81/cgiirbis_64.exe.
- Малицька, Л.В. (2019). Просторово-часова мінливість комфортності кліматичних умов в Україні: Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису. Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук (доктора філософії): 11.00.09. УкрГМІ ДСНС України, НАН України, КНУ ім. Тараса Шевченка, МОН України, Київ. https://scc.knu.ua/upload/iblock/1af/dis_Malytska%20L.V..pdf?utm_source=chatgpt.com.
- Малицька, Л.В., & Балабух, В.О. (2020). Ймовірні зміни кліматичних умов України до середини ХХІ ст. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, 1(56), 94–100. <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2020.1.10>.
- Мартазінова, В., Кихтенко, Я., & Шпиг, В. (2025). Оцінка місячних сум прямої та сумарної сонячної радіації на території України в період глобального потепління на початку ХХІ ст. *Геофізичний журнал*, 47(3). <https://doi.org/10.24028/gj.v47i3.321745>.
- Мартазінова, В., Ставнічук, В., & Корнієнко, Є. (2023). Сучасний клімат на заході України від початку 21 століття. Одеса: Видавничий дім "Гельветика".
- Осадчий, В.І., Бабіченко, В.М., Набиванець, Ю.Б., & Скриник, О.Я. (2013). Динаміка температури повітря в Україні за період інструментальних метеорологічних спостережень. Київ: Ніка-Центр. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3609.8966>.
- Паламарчук, Л.В., & Краковська, С.В. (2018). Регіональні зміни клімату України: Методичні вказівки до навчального курсу для студентів географічного факультету спеціальності "Метеорологія та кліматологія". Київ: Прінт-сервіс. https://www.researchgate.net/publication/325653683_REGIONALNI_ZMINI_KLIMATU_UKRAINI_Metodicni_vkazivki_do_navcalnogo_kursu.
- Про схвалення Концепції Загальнодержавної цільової програми використання та охорони земель. (2022). Розпорядження Кабінету Міністрів України від 19 січня 2022. № 70-р. <https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/70-2022-%D1%80#Text>.
- Рибченко, Л.С., & Савчук, С.В. (2024). Геліоенергетичні ресурси України за 1990–2020 рр. *Проблеми безперервної географічної освіти і картографії*, 40, 51–57. <https://doi.org/10.26565/2075-1893-2024-40-06>.
- Рибченко, Л.С., & Савчук, С.В. (2023). Складові радіаційного режиму сонячної радіації при посухах за 1991–2020 рр. в Україні. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, 2(68), 63–74. <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2023.2.7>.
- Савчук, С.В., Тимофєєв, В.Є., Щеглов, О.А., Артеменко, В.А., & Козленко, І.Л. (2020). Кореляційний зв'язок між метеорологічними величинами при екстремальних значеннях максимальної температури повітря. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, 1(56), 101–112. DOI: <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2020.1.11>.
- Савчук, С.В., Тимофєєв, В.Є., & Ювченко, Н.М. (2018). Районування України по впливу екстремальних значень мак-

- симальної температури повітря у теплий та холодний періоди року. *Український гідрометеорологічний журнал*, **22**, 46–56. <https://doi.org/10.31481/uhmj.22.2018.05>.
- Турос, О.І., Петросян, А.А., Брезіцька, Н.В., Маремуха, Т.П., Давиденко, Г.М., Михіна, Л.І., & Царенок, Т.В. (2022). Оцінка впливу забруднення атмосферного повітря РМ_{2,5} на здоров'я населення м. Києва. *Довкілля та здоров'я*, **3**(104), 44–50. <https://doi.org/10.32402/dovkil2022.03.044>.
- Турос, О.І., Петросян, А., Царенок, Т.В., Брезіцька, Н.В., Моргульова, В.В., Давиденко, Г.М., ..., & Сидоренко, О.О. (2023). Еколого-гігієнічний аналіз забруднення атмосферного повітря викидами промислових підприємств та автотранспорту в Україні (2015, 2018–2021 рр.). *Гігієна населених місць*, **73**, 17–30. <https://doi.org/10.32402/hygiene2023.73.017>.
- УкрГМІ ДСНС України та НАН України. (2024). Розроблення оновлених сценаріїв зміни кліматичних характеристик термічних періодів в Україні до кінця ХХІ ст. для потреб енергетичного, сільськогосподарського та інших секторів економіки. Звіт про НДР (остаточний). (№ ДР 0123U100461). Київ: УкрГМІ.
- УкрГМІ ДСНС України та НАН України. (2021). Розроблення оновлених сценаріїв зміни характеристик регіонального клімату України до кінця ХХІ ст. Звіт про НДР (остаточний). (№ ДР 0119U001123). Київ: УкрГМІ.
- Шедеменко, І.П., Краковська, С.В., & Гнатюк, Н.В. (2012). Верифікація даних Європейської бази E-OBS щодо приземної температури повітря та кількості опадів у адміністративних областях України. *Наук. праці УкрНДГМІ*, **262**, 71–90. https://old.uhmi.org.ua/pub/np/262/Shedemenko_Krakovska_et_al_262.pdf.
- Шпиг, В.М. (2016). Літо. В І.М. Дзюба, А.І. Жуковський, М.Г. Железняк [та ін.] (ред.) *Енциклопедія Сучасної України*. Київ: Інститут енциклопедичних досліджень НАН України, НТШ. <https://esu.com.ua/article-55840>.
- Adger, W.N., J.M. Pulhin, J. Barnett, G.D. Dabelko, G.K., Hovelsrud, M. Levy, Ü. Oswald Spring, & C.H. Vogel. (2014). Human security. In: C.B. Field, V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, ..., & L.L. White (Eds.). *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. (755–791). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415379.017>.
- Allen, M.J. & Sheridan, S.C. (2015). Evaluating changes in season length onset, and end dates across the United States (1948–2012). *International Journal of Climatology*, **36**(3), 1268–1277. <https://doi.org/10.1002/joc.4422>.
- Ballester, J., Robine, J.M., Herrmann, F.R., & Rodó, X. (2023a). Excess mortality attributable to hot temperatures in Europe during summer 2022. *Nature Medicine*, **29**, 239–246.
- Ballester, J., Quijal-Zamorano, M., Méndez Turrubiates, R.F., Pegenaute, F., Herrmann, F.R., Robine, J.M., & Achebak, H. (2023b). Heat-related mortality in Europe during the summer of 2022. *Nature Medicine*, **29**, 1857–1866. <https://doi.org/10.1038/s41591-023-02419-z>.
- Borovska, O., & Khokhlov, V. (2024). Climate data for Odesa, Ukraine in 2021–2050 based on EURO-CORDEX simulations. *Geoscience Data Journal*, **11**(2), 148–159. <https://doi.org/10.1002/gdj3.197>.
- Boychenko, S., & Maidanovych, N. (2024). A century-long tendency of change in surface air temperature on the territory of Ukraine. *Geophysical Journal*, **46**(2), 53–79. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i2.297227>.
- Cornes, R.C., van der Schrier, G., van den Besselaar, E.J.M., & Jones, P.D. (2018). An ensemble version of the E-OBS temperature and precipitation data sets. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **123**(17), 9391–9409. <https://doi.org/10.1029/2017JD028200>.
- Czernecki, B., & Miętus, M. (2017). The thermal seasons variability in Poland, 1951–2010. *Theoretical and Applied Climatology*, **127**, 481–493. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1647-z>.
- Ebi, K.L., Capon, A., Berry, P., Broderick, C., de Dear, R., Havenith, G., ..., & Jay, O. (2021). Hot weather and heat extremes: health risks. *Lancet*, **398**(10301): 698–708. [https://doi.org/10.1016/S0140-6736\(21\)01208-3](https://doi.org/10.1016/S0140-6736(21)01208-3).
- EEA. (2021). Europe's changing climate hazards — an index-based interactive EEA report, 15/2021. European Environment Agency. <https://doi.org/10.2800/458052>.
- EEA. (2023). Portugal bathing water quality in the season of 2022. European Environment Agency. <https://www.eea.europa.eu/publications/european-bathing-water-quality-in-2022/portugal>.
- Flint, A., Howard, G., Nijhawan, A., Poudel, M., Geremew, A., Mu-lugeta, Y., ..., & Sharma S. (2024) Managing climate change challenges to water security: Community water governance in Ethiopia and Nepal. *Geo: Geography and Environment*, **11**, e00135. <https://doi.org/10.1002/geo2.135>.
- Gössling, S., & Scott, D. (2025). Tourist demand and destination development under climate change: complexities and perspectives. *Journal of Sustainable Tourism*, 1–32. <https://doi.org/10.1080/09669582.2025.2543953>.
- Government of Ukraine. (2025). Ukraine's Climate Change Adaptation Communication to UNFCCC. <https://unfccc.int/sites/default/files/2025-05/Ukraine%201st%20Adaptation%20Communication.pdf>.
- IPCC. (2015). Breakout group 3bis: Bias Correction. In: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner & M. Tignor (eds.) IPCC: Workshop Report on Regional Climate Projections and Their Use in Impacts and Risk Analysis Studies. IPCC Working Group I Technical Support Unit, (21–23). Bern, Switzerland, University of Bern. https://archive.ipcc.ch/pdf/supporting-material/RPW_WorkshopReport.pdf.
- IPCC. (2022a). Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Chapter 7 (Tourism). Cambridge: Cambridge University Press. URL: <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg2/>.
- IPCC. (2022b). Summary for Policymakers. In: Global Warming of 1.5°C: IPCC Special Report on Impacts of Global Warming of 1.5°C above Pre-Industrial Levels in Context of Strengthening Response to Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty. (1–24). Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157940.001>.
- IPCC. (2023). Technical Summary. In: Climate Change 2021 — The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (35–144). Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.002>.
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Bössing Christensen, O., Bouwer, L.M., ..., & Yiou, P. (2014). EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, **14**, 563–578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>.
- Jay, O., Capon, A., Berry, P., Broderick, C., de Dear, R., Havenith, G., ..., & Ebi, K.L. (2021). Reducing the health effects of hot weather. *The Lancet*, **398**(10301), 709–724. [https://doi.org/10.1016/S0140-6736\(21\)01209-5](https://doi.org/10.1016/S0140-6736(21)01209-5).
- Krakovska, S., Balabukh, V., Chyhareva, A., Shpytal, T., Pysarenko, L., Trofimova, I., & Kryshchuk, L. (2023a). Assessment of climatic

- season changes in Ukraine during 21st century based on an ensemble of 34 RCM projections of Euro-CORDEX. EGU General Assembly 2023. (23–28 Apr 2023, Vienna, Austria). (EGU23–835). <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-835>.
- Schlader, Z.J., Tourula, E., & Lignier, M.J. (2024). Protecting vulnerable populations in extreme heat — a growing and pervasive health challenge. *EBioMedicine*, **109**, 105448. <https://doi.org/10.1016/j.ebiom.2024.105448>.
- Schulzweida, U. (2019). CDO User Guide (Version 1.9.8). <https://doi.org/10.5281/zenodo.3539275>.
- Schumacher, D.L., Singh, J., Hauser, M., Fischer, E.M., Wild, M., & Seneviratne, S.I. (2024). Exacerbated summer European warming not captured by climate models neglecting long-term aerosol changes. *Commun Earth Environ*, **5**, 182. <https://doi.org/10.1038/s43247-024-01332-8>.
- Shevchenko, O., Lee, H., Snizhko, S., & Mayer, H. (2014). Long-term analysis of heat waves in Ukraine. *International Journal of Climatology*, **34**(5), 1642–1650. <https://doi.org/10.1002/joc.3792>.
- Shevchenko, O., Snizhko, S., Gryniuk, O., & Matzarakis, A. (2023). A Comparison of the Tourist Potential of the Climates of the Coastal Resort at Odesa and the Inland Resort by Lake Svityaz. *Atmosphere*, **14**(3), 1–16. <https://doi.org/10.3390/atmos14030460>.
- Shumilova, O., Tockner, K., Sukhodolov, A., Khilchevskyi, V., De Meester, L., Stepanenko, S., ..., & Peter Gleick (2023). Impact of the Russia-Ukraine armed conflict on water resources and water infrastructure. *Nature Sustainability*, **6**, 578–586. <https://doi.org/10.1038/s41893-023-01068-x>.
- Skrynyk, O., Aguilar, E., & Cimolai, C. (2025). The Sensitivity of Heat-wave Climatology to Input Gridded Datasets: A Case Study of Ukraine. *Atmosphere*, **16**(3), 289. <https://doi.org/10.3390/atmos16030289>.
- Snizhko, S., Didovets, I., & Bronstert, A. (2024). Ukraine's water security under pressure: Climate change and wartime. *Water Security*, **23**, 100182. <https://doi.org/10.1016/j.wasec.2024.100182>.
- Sparks, T.H., & Menzel, A. (2002). Observed changes in seasons: an overview. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, **22**(14), 1715–1725. <https://doi.org/10.1002/joc.821>.
- Szwed, M., & Wasielewska, K. (2024). Thermal and precipitation variability across four seasons in Poland (1951–2020). *Miscellanea geographica*, **28**(3), 140–151. <https://doi.org/10.2478/mgrsd-2023-0041>.
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J., & Meehl, G.A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**(4), 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>.
- The WCRP Coupled Model Intercomparison Project — Phase 5 (CMIP5). (2011). *CLIVAR Exchanges — Special Issue*, **56**(16), 2. <https://www.clivar.org/sites/default/files/documents/Exchanges56.pdf>.
- Torma, C.Z., & Kis, A. (2022). Bias-adjustment of high-resolution temperature CORDEX data over the Carpathian region: Expected changes including the number of summer and frost days. *International Journal of Climatology*, **42**(12), 6631–6646. <https://doi.org/10.1002/joc.7654>.
- Wei, X., Yukhymchuk Y., Danylevsky, V., Milinevsky, G., Goloub, Ph., Fesianov, I., ..., & Shi, Yu. (2025). Impact of military activity on atmospheric aerosol characteristics in Ukraine and Kyiv City. *Atmospheric Pollution Research*, **16**(6), 102496. <https://doi.org/10.1016/j.apr.2025.102496>.
- WHO. (2023). Heat and health fact sheet. In: Fact sheets WHO. Geneva: World Health Organization. <https://www.who.int/news-room/fact-sheets/detail/climate-change-heat-and-health>.
- WMO. (2017). WMO Guidelines on the Calculation of Climate Normals. In: WMO, 1203:574. Geneva: World Meteorological Organization.
- Xu, Y., Zhao, P., Kang, T., & Qin, K. (2025). Russia-Ukraine war has altered the pattern of carbon dioxide emissions from shipping in the Black Sea region. *Commun Earth Environ*, **6**, 558. <https://doi.org/10.1038/s43247-025-02537-1>.
- Adamenko, T.I. (2019). Climate change and agriculture in Ukraine: what should farmers know? German-Ukrainian agro-political dialogue. https://mepr.gov.ua/wp-content/uploads/2023/07/5_Zmina-klimatu-ta-silske-gospodarstvo-v-Ukrayini.pdf. [in Ukrainian]
- Adger, W.N., J.M. Pulhin, J. Barnett, G.D. Dabelko, G.K., Hovelsrud, M. Levy, Ü. Oswald Spring, & C.H. Vogel. (2014). Human security. In: C.B. Field, V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, ..., & L.L. White (Eds.). *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. (755–791). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415379.017>.
- Allen, M.J. & Sheridan, S.C. (2015). Evaluating changes in season length onset, and end dates across the United States (1948–2012). *International Journal of Climatology*, **36**(3), 1268–1277. <https://doi.org/10.1002/joc.4422>.
- Balabukh, V. (2022). Applied Meteorology and Climatology. *Meteorology. Hydrology. Environmental Monitoring*, **1**(1), 25–41. https://journal.uhmi.org.ua/pdf/UHMI_MHE_01_2022_Balabukh_25_41.pdf. [in Ukrainian]
- Balabukh, V.O., & Malyska, L.V. (2017). Assessment of current changes in the thermal regime of Ukraine. *Geoinformatics*, **4** (64), 34–49. https://www.geology.com.ua/wp-content/uploads/2021/06/Geo-4-2017_34-49.pdf?utm_source=chatgpt.com. [in Ukrainian]
- Ballester, J., Robine, J.M., Herrmann, F.R., & Rodó, X. (2023a). Excess mortality attributable to hot temperatures in Europe during summer 2022. *Nature Medicine*, **29**, 239–246.
- Ballester, J., Quijal-Zamorano, M., Méndez Turrubiates, R.F., Pegenaute, F., Herrmann, F.R., Robine, J.M., & Achebak, H. (2023b). Heat-related mortality in Europe during the summer of 2022. *Nature Medicine*, **29**, 1857–1866. <https://doi.org/10.1038/s41591-023-02419-z>.
- Borovska, O., & Khokhlov, V. (2024). Climate data for Odesa, Ukraine in 2021–2050 based on EURO-CORDEX simulations. *Geoscience Data Journal*, **11**(2), 148–159. <https://doi.org/10.1002/gdj3.197>.
- Boychenko, S., & Maidanovych, N. (2024). A century-long tendency of change in surface air temperature on the territory of Ukraine. *Geophysical Journal*, **46**(2), 53–79. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i2.297227>.
- Climate change and its impact on the spheres of the economy of Ukraine. (2015). edited by S.M. Stepanenko, & A.M. Polyovoy. Odesa: Publishing house "TES". https://www.researchgate.net/profile/Sergiy-Stepanenko/publication/308526389_Klimaticni_zmini_ta_ih_vpliv_na_sferi_ekonomiki_Ukraini/links/57e654cf08ae9e5e45564d8a/Klimaticni-zmini-ta-ih-vpliv-na-sferi-ekonomiki-Ukraini.pdf. [in Ukrainian]

- Cornes, R.C., van der Schrier, G., van den Besselaar, E.J.M., & Jones, P.D. (2018). An ensemble version of the E-OBS temperature and precipitation data sets. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **123**(17), 9391–9409. <https://doi.org/10.1029/2017JD028200>.
- Czernecki, B., & Miętus, M. (2017). The thermal seasons variability in Poland, 1951–2010. *Theoretical and Applied Climatology*, **127**, 481–493. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1647-z>.
- Ebi, K.L., Capon, A., Berry, P., Broderick, C., de Dear, R., Havenith, G., ..., & Jay, O. (2021). Hot weather and heat extremes: health risks. *Lancet*, **398**(10301): 698–708. [https://doi.org/10.1016/S0140-6736\(21\)01208-3](https://doi.org/10.1016/S0140-6736(21)01208-3).
- EEA. (2021). Europe's changing climate hazards — an index-based interactive EEA report, 15/2021. European Environment Agency. <https://doi.org/10.2800/458052>.
- EEA. (2023). Portugal bathing water quality in the season of 2022. European Environment Agency. <https://www.eea.europa.eu/publications/european-bathing-water-quality-in-2022/portugal>.
- Flint, A., Howard, G., Nijhawan, A., Poudel, M., Geremew, A., Mu-lugeta, Y., ..., & Sharma S. (2024) Managing climate change challenges to water security: Community water governance in Ethiopia and Nepal. *Geo: Geography and Environment*, **11**, e00135. <https://doi.org/10.1002/geo2.135>.
- Gössling, S., & Scott, D. (2025). Tourist demand and destination development under climate change: complexities and perspectives. *Journal of Sustainable Tourism*, 1–32. <https://doi.org/10.1080/09669582.2025.2543953>.
- Government of Ukraine. (2025). Ukraine's Climate Change Adaptation Communication to UNFCCC. <https://unfccc.int/sites/default/files/2025-05/Ukraine%201st%20Adaptation%20Communication.pdf>.
- IPCC. (2015). Breakout group 3bis: Bias Correction. In: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner & M. Tignor (eds.) IPCC: Workshop Report on Regional Climate Projections and Their Use in Impacts and Risk Analysis Studies. IPCC Working Group I Technical Support Unit, (21–23). Bern, Switzerland, University of Bern. https://archive.ipcc.ch/pdf/supporting-material/RPW_WorkshopReport.pdf.
- IPCC. (2022a). Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Chapter 7 (Tourism). Cambridge: Cambridge University Press. URL: <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg2/>.
- IPCC. (2022b). Summary for Policymakers. In: Global Warming of 1.5°C: IPCC Special Report on Impacts of Global Warming of 1.5°C above Pre-Industrial Levels in Context of Strengthening Response to Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty. (1–24). Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157940.001>.
- IPCC. (2023). Technical Summary. In: Climate Change 2021 — The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (35–144). Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.002>.
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Bössing Christensen, O., Bouwer, L.M., ..., & Yiou, P. (2014). EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, **14**, 563–578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>.
- Jay, O., Capon, A., Berry, P., Broderick, C., de Dear, R., Havenith, G., ..., & Ebi, K.L. (2021). Reducing the health effects of hot weather. *The Lancet*, **398**(10301), 709–724. [https://doi.org/10.1016/S0140-6736\(21\)01209-5](https://doi.org/10.1016/S0140-6736(21)01209-5).
- Krakovska, S., Balabukh, V., Chyhareva, A., Shpytal, T., Pysarenko, L., Trofimova, I., & Krysh-top, L. (2023a). Assessment of climatic season changes in Ukraine during 21st century based on an ensemble of 34 RCM projections of Euro-CORDEX. EGU General Assembly 2023. (23–28 Apr 2023, Vienna, Austria). (EGU23–835). <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-835>.
- Krakovska, S.V., Gnatiuk, N.V., Shpytal, T.M., & Palamarchuk, L.V. (2016a). Projections of surface air temperature changes based on data of regional climate models' ensemble in the regions of Ukraine in the 21st century. *Science Proceedings of UHMI*, **268**, 33–44. https://old.uhmi.org.ua/pub/np/268/krakovska_gnatiuk_shpytal_palamarchuk.pdf. [In Ukrainian]
- Krakovska, S., Palamarchuk, L., Gnatiuk, N.V., & Shpytal, T. (2018a). Projections of surface temperature and relative humidity in the regions of Ukraine until the middle of the 21st century according to data from ensembles of regional climate models. *Geoinformatics*, **3**(67), 62–77. <https://www.geology.com.ua/UK/7514-2/>. [In Ukrainian]
- Krakovska, S.V., Palamarchuk, L.V., & Shpytal, T.M. (2019). Climatic projections of heating season in Ukraine up to the middle of the 21st century. *Geophysical Journal*, **41**(6), 144–164. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190072>. [In Ukrainian]
- Krakovska, S., Palamarchuk, L., & Shpytal, T. (2016b). Electronic databases and results of numerical simulations in defining specialized climate indices. *Hydrology, Hydrochemistry and Hydroecology*, **3**(42), 95–105. http://nbuv.gov.ua/UJRN/glghe_2016_3_12. [In Ukrainian]
- Krakovska, S., & Shpytal, T. (2018b). Dates of air temperature transition over 0, 5, 10 and 15°C and corresponding lengths of climatic seasons from the second part of the 20th to the middle of the 21st century in Ukraine. *Geoinformatics*, **4**(68), 74–92. <https://www.geology.com.ua/UK/7591-2/>. [In Ukrainian]
- Krakovska, S., Shpytal, T., Chyhareva, A., Pysarenko, L., & Krysh-top, L. (2023b). Climate characteristics of thermal periods in Ukraine until the end of the 21st century. Part I: warm period. *Meteorology. Hydrology. Environmental monitoring*, **2**(4), 35–50. <http://doi.org/10.15407/Meteorology2023.04.035>. [In Ukrainian]
- Krakovska, S., Shpytal, T., Chyhareva, A., Savchuk, S., & Krysh-top, L. (2024). Climatic characteristics of thermal periods in Ukraine until the end of the 21st century. Part II: growing season. *Meteorology. Hydrology. Environmental Monitoring*, **2**(6), 33–49. <https://doi.org/10.15407/Meteorology2024.06.033>. [In Ukrainian]
- Krakovska, S., Shpytal, T., Savchuk, S., Chyhareva, A., & Krysh-top, L. (2025). Climatic characteristics of thermal periods in Ukraine until the end of the 21st century. Part III: period of active vegetation. *Meteorology. Hydrology. Environmental monitoring*, **1**(7), 4–18. <http://doi.org/10.15407/Meteorology2025.07.004>. [In Ukrainian]
- Kryvobok, O.A. (1997). Methods of automated processing and interpretation of multispectral satellite data of agricultural crops in Ukraine. Author's abstract. dissertation candidate of geogr. sciences: 11.00.09. Odessa Hydrometeorological Institute, Odessa. https://irbis-nbuv.gov.ua/cgi-bin/irbis64r_81/cgiirbis_64.exe. [In Ukrainian]
- Malyska, L.V. (2019). Spatiotemporal variability of climatic comfort in Ukraine: Qualification scientific work in the form of a manuscript. Dissertation for the degree of Candidate of Geographical Sciences (Doctor of Philosophy): 11.00.09. UHMI of the SEService of Ukraine, NAS of Ukraine, Taras Shevchenko National University of Kyiv, MES of Ukraine, Kyiv. https://scc.knu.ua/upload/iblock/1af/dis_Malyska%20L.V..pdf?utm_source=chatgpt.com. [In Ukrainian]
- Malyska, L.V., & Balabukh, V.O. (2020). Probable changes in climatic conditions of Ukraine by the middle of the 21st century.

- Hydrology, Hydrochemistry and Hydroecology*, **1**(56), 94–100. <https://doi.org/10.17721/2306–5680.2020.1.10>. [In Ukrainian]
- Martazinova, V., Kykhtenko, Y., & Shpyg, V. (2025). Estimated monthly amounts of direct and total solar radiation in Ukraine during global warming of the early XXI century. *Geophysical Journal*, **47**(3). <https://doi.org/10.24028/gj.v47i3.321745>. [In Ukrainian]
- Martazinova, V., Stavnichuk V., & Kornienko, E. (2023). Modern climate in western Ukraine since the beginning of the 21st century. Odesa: Helvetica Publishing House. [In Ukrainian]
- On approval of the Concept of the National Target Program for Land Use and Protection. (2022). Order of the Cabinet of Ministers of Ukraine dated January 19. 2022. No. 70-p. <https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/70–2022-%D1%80#Text>. [In Ukrainian]
- Osadchy, V.I., Babichenko, V.M., Nabyvanets, Yu.B., & Skrynyk, O.Ya. (2013). Dynamics of air temperature in Ukraine during the period of instrumental meteorological observations: collective monograph. Kyiv: Nika-Center. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3609.8966>. [In Ukrainian]
- Palamarchuk, L.V., & Krakovska, S.V. (2018) Regional changes in the climate of Ukraine: Methodological guidelines for the study course for students of the faculty of geography majoring in “Meteorology and climatology”. Kyiv: Print-service. https://www.researchgate.net/publication/325653683_REGIONALNI_ZMINI_KLIMATU_UKRAINI_Metodicni_vkazivki_do_navcalnogo_kursu. [In Ukrainian]
- Rybchenko, L.S., & Savchuk, S.V. (2023). Components of the radiation regime of solar radiation during droughts for 1991–2020 in Ukraine. *Hydrology, Hydrochemistry and Hydroecology*, **2**(68), 63–74 <https://doi.org/10.17721/2306–5680.2023.2.7>. [In Ukrainian]
- Rybchenko, L., & Savchuk, S. (2024). Solar energy resources of Ukraine for 1990–2020. *Problems of Continuous Geographic Education and Cartography*, (40), 51–57. <https://doi.org/10.26565/2075–1893–2024–40–06>. [In Ukrainian]
- Savchuk, S.V., Timofeev, V.E., Shcheglov, O.A., Artemenko, V.A., & Kozlenko, I.L. (2020). Correlation communication between meteorological parameters at extreme values of maximum air temperatures. *Hydrology, Hydrochemistry and Hydroecology*, **1**(56), 101–112. <https://doi.org/10.17721/2306–5680.2020.1.11>. [In Ukrainian]
- Savchuk, S.V., Timofeev, V.E. & Yuvchenko, N.N., (2018). Regionalization of Ukraine based on the influence of extreme values of maximum air temperature during warm and cold periods of the year. *Ukrainian Hydrometeorological Journal*, (22), 46–56. <https://doi.org/10.31481/uhmj.22.2018.05>. [In Ukrainian]
- Schlader, Z.J., Tourula, E., & Lignier, M.J. (2024). Protecting vulnerable populations in extreme heat — a growing and pervasive health challenge. *EBioMedicine*, **109**, 105448. <https://doi.org/10.1016/j.ebiom.2024.105448>.
- Schulzweida, U. (2019). CDO User Guide (Version 1.9.8). <https://doi.org/10.5281/zenodo.3539275>.
- Schumacher, D.L., Singh, J., Hauser, M., Fischer, E.M., Wild, M., & Seneviratne, S.I. (2024). Exacerbated summer European warming not captured by climate models neglecting long-term aerosol changes. *Commun Earth Environ*, **5**, 182. <https://doi.org/10.1038/s43247–024–01332–8>.
- Shedemenko, I.P., Krakovska, S.V., & Gnatiuk, N.V. (2012). Verification of surface temperature and precipitation from European gridded data set E-OBS for administrative regions in Ukraine. *Science Proceedings of UHMI*, **262**, 71–90. https://old.uhmi.org.ua/pub/np/262/Shedemenko_Krakovska_et_al_262.pdf. [In Ukrainian]
- Shevchenko, O., Lee, H., Snizhko, S., & Mayer, H. (2014). Long-term analysis of heat waves in Ukraine. *International Journal of Climatology*. **34**(5), 1642–1650. <https://doi.org/10.1002/joc.3792>.
- Shevchenko, O., Snizhko, S., Gryniuk, O., & Matzarakis, A. (2023). A Comparison of the Tourist Potential of the Climates of the Coastal Resort at Odesa and the Inland Resort by Lake Svityaz. *Atmosphere*, **14**(3), 1–16. <https://doi.org/10.3390/atmos14030460>.
- Shpyg, V.M. (2016). Summer. In I.M. Dzyuba, A.I. Zhukovsky, & M.G. Zheleznyak [and et al] (Eds.) Encyclopedia of Modern Ukraine. Kyiv: Institute of Encyclopedic Research of NAS of Ukraine, National Research School of Science. <https://esu.com.ua/article–55840>. [In Ukrainian]
- Shumilova, O., Tockner, K., Sukhodolov, A., Khilchevskiy, V., De Meester, L., Stepanenko, S., ... & Peter Gleick (2023). Impact of the Russia-Ukraine armed conflict on water resources and water infrastructure. *Nature Sustainability*, **6**, 578–586. <https://doi.org/10.1038/s41893–023–01068–x>.
- Skrynyk, O., Aguilar, E., & Cimolai, C. (2025). The Sensitivity of Heat-wave Climatology to Input Gridded Datasets: A Case Study of Ukraine. *Atmosphere*, **16**(3), 289. <https://doi.org/10.3390/atmos16030289>.
- Snizhko, S., Didovets, I., & Bronstert, A. (2024). Ukraine's water security under pressure: Climate change and wartime. *Water Security*, **23**, 100182. <https://doi.org/10.1016/j.wasec.2024.100182>.
- Sparks, T.H., & Menzel, A. (2002). Observed changes in seasons: an overview. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, **22**(14), 1715–1725. <https://doi.org/10.1002/joc.821>.
- Szwed, M., & Wasielewska, K. (2024). Thermal and precipitation variability across four seasons in Poland (1951–2020). *Miscellanea geographica*, **28**(3), 140–151. <https://doi.org/10.2478/mgrsd–2023–0041>.
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J., & Meehl, G.A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**(4), 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D–11–00094.1>
- The WCRP Coupled Model Intercomparison Project — Phase 5 (CMIP5). (2011). *CLIVAR Exchanges — Special Issue*, **56**(16), 2. <https://www.clivar.org/sites/default/files/documents/Exchanges56.pdf>.
- Torma, C.Z., & Kis, A. (2022). Bias-adjustment of high-resolution temperature CORDEX data over the Carpathian region: Expected changes including the number of summer and frost days. *International Journal of Climatology*, **42**(12), 6631–6646. <https://doi.org/10.1002/joc.7654>.
- Turos, O. I., Petrosian, A., Brezitska, N., Maremuha, T., Davydenko, H., Mihina, L., & Tsarenok, T. (2022). Risk assessment for health of the population in Kyiv from atmospheric air pollution PM2.5. *Environment & Health*, **3**(104), 44–50. <https://doi.org/10.32402/dovkil2022.03.044>. [In Ukrainian]
- Turos, O, Petrosian, A, Tsarenok T, Brezitska, N, Morhulova, V, Davydenko, H, ... & Sidorenko, O. (2023). Ecological and hygienic analysis of air pollution by industrial enterprises and vehicles emissions in Ukraine (for 2015, 2018–2021). *Hygiene of Populated Places*, **73**, 17–30. <https://doi.org/10.32402/hygiene2023.73.017>. [In Ukrainian]
- UHMI of the SESU and NAS of Ukraine (2024). Development of updated scenarios of changes in climatic characteristics of thermal periods in Ukraine until the end of the 21st century. for the needs of the energy, agricultural and other sectors of the economy. Report on scientific research work (final). (State Registration № 0123U100461). Kyiv: UHMI. [In Ukrainian]

- UHMI of the SESU and NAS of Ukraine. (2021). Development of updated scenarios of changes in the characteristics of the regional climate of Ukraine by the end of the 21st century. Report on scientific research work (final). (State Registration № 0119U001123). Kyiv: UHMI. [in Ukrainian].
- Wei, X., Yukhymchuk Y., Danylevsky, V., Milinevsky, G., Goloub, Ph., Fesianov, I., ..., & Shi, Yu. (2025). Impact of military activity on atmospheric aerosol characteristics in Ukraine and Kyiv City. *Atmospheric Pollution Research*, **16**(6), 102496. <https://doi.org/10.1016/j.apr.2025.102496>.
- WHO. (2023). Heat and health fact sheet. In: Fact sheets WHO. Geneva: World Health Organization. <https://www.who.int/news-room/fact-sheets/detail/climate-change-heat-and-health>.
- WMO. (2017). WMO Guidelines on the Calculation of Climate Normals. In: WMO, 1203:574. Geneva: World Meteorological Organization.
- Xu, Y., Zhao, P., Kang, T., & Qin, K. (2025). Russia-Ukraine war has altered the pattern of carbon dioxide emissions from shipping in the Black Sea region. *Commun Earth Environ*, **6**, 558. <https://doi.org/10.1038/s43247-025-02537-1>.
- Zabolotska, T.M., Shpyg, V.M., & Tsila A.Yu. (2021). Circulation indexes and the cloud cover during of the global warming period. *Hydrology, Hydrochemistry and Hydroecology*, **1**(59), 76–91. <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2021.1.8> [in Ukrainian]

Svitlana KRAKOVSKA^{1*}

ORCID: 0000-0001-9972-0937

krasvit@ua.fm

Tetiana SHPYTAL¹

ORCID: 0009-0001-7731-4521

tetianashpytal@gmail.com

Lidiia KRYSHTOP^{1,2}

ORCID: 0009-0003-8863-9422

lidiia.kryshstop@gmail.com

Anastasia CHYHAREVA^{1,3}

ORCID: 0000-0003-0195-751X

achyhareva@gmail.com

Svitlana SAVCHUK¹

ORCID: 0009-0007-7861-9419

svetlanasvs120676@gmail.com

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

² UNIGIS, Vrije Universiteit Amsterdam, Netherlands

³ National Antarctic Scientific Center of the Ministry of Education and Science of Ukraine, Kyiv

CLIMATE CHARACTERISTICS OF THERMAL PERIODS IN UKRAINE UNTIL THE END OF THE 21ST CENTURY. PART IV: SUMMER SEASON

In the context of ongoing climate change and the rapid development of regional climate models, there is an increasing demand for detailed assessments of the duration, onset, and end dates of thermal periods, which are crucial for multiple sectors of the economy. Previous publications have examined changes in the warm period (mean daily air temperature $t > 0^{\circ}\text{C}$), the vegetation period ($t > 5^{\circ}\text{C}$), and the period of active vegetation ($t > 10^{\circ}\text{C}$). This article concludes a series of studies on thermal

periods in Ukraine and focuses on the characteristics of the climatic summer ($t > 15^{\circ}\text{C}$), a critical indicator for human health, recreation, tourism, energy supply, and agricultural activities. The main goal of the presented research was to analyze the spatial and temporal patterns of the summer season and evaluate how these characteristics may change under future climate scenarios. Using E-OBS observational data, the dates of onset, termination, and duration of the summer period were calculated for the standard climatological period **1961–1990**, along with observed changes during **1991–2010**. Projections for future changes were conducted for three periods — **2021–2040**, **2041–2060**, and **2081–2100** — under moderate (RCP 4.5) and high (RCP 8.5) greenhouse gas representative concentration pathways, based on an ensemble of 34 Euro-CORDEX regional climate models with a high spatial resolution of 12×12 km, covering over 7,300 grid points across Ukraine. The analysis revealed that during **1961–1990**, the summer season typically began between May 10 and 20 and ended between September 17 and 27. In **1991–2010**, the season lengthened by 5–15 days, with the onset occurring 2–5 days earlier. Future projections suggest further extension of the summer season by 7–60 days depending on the region and scenario. Under **RCP 8.5**, the maximum summer duration could reach 180–200 days in Crimea and southern regions by the end of the century. In contrast, the Carpathians may experience a climatic summer lasting 80–120 days, similar to the Pre-Carpathian region at the end of the twentieth century, while in the Polissya region, the summer may extend to 140–160 days, resembling current conditions in Crimea. The results presented in this and previous parts of the study have substantial practical significance. They can support agricultural planning, risk assessment for food security, energy demand forecasting, and the design of climate change adaptation strategies. In addition, these findings are essential for evaluating the impacts of climate change on human health, planning recreational activities, promoting sustainable tourism, and managing territorial resources effectively.

Keywords: thermal regime, climate change, RCP scenarios, climate characteristic projections, date of persistent air temperature transition, Euro CORDEX.



С.В. Кухтик¹,ORCID: 0000-0002-2738-5866
stan.kukhtyk@istu.edu.ua**В.О. Балабух²**ORCID: 0000-0003-3223-7531
Balabukh@uhmi.org.ua

УДК 37.013.42:551.58

DOI: <https://doi.org/ua/10.15407/Meteorology2025.08.081>

КЛІМАТИЧНА ОСВІТА ДЛЯ ЗЕЛЕНОЇ ВІДБУДОВИ: ВИКЛИКИ, МЕТОДИ ТА ПРАКТИЧНІ КЕЙСИ

¹ Міжнародний науково-технічний університет імені академіка Юрія Бугая, Київ, Україна

² Український гідрометеорологічний інститут ДСНС України та НАН України, Київ, Україна

Розвиток кліматичної освіти є ключовим чинником формування компетентностей, необхідних для реалізації зеленої відбудови України, адаптації до зміни клімату та досягнення кліматичної нейтральності. Обґрунтовано, що в умовах посилення кліматичних ризиків і трансформацій глобальної кліматичної політики освіта відіграє системоутворювальну роль у забезпеченні кліматичної стійкості суспільства та економіки. Показано, що для вирішення цих завдань необхідна системна інтеграція освітніх, наукових і практичних підходів, спрямованих на формування міждисциплінарних знань і навичок. Представлено результати досвіду реалізації літніх шкіл і воркшопів, організованих у межах проєктів UniCities та New European Bauhaus Academy, які апробували навчальні формати, засновані на методології challenge-based learning та концепції living labs. Ці формати забезпечують поєднання навчання, дослідження та практики, сприяючи розвитку компетентностей, передбачених Європейською системою GreenComp: системне мислення, співпраця, інноваційність і здатність діяти. Показано, що міждисциплінарні освітні практики, орієнтовані на реальні кейси зеленої відбудови, підвищують готовність майбутніх фахівців до розроблення та впровадження адаптаційних і природоорієнтованих рішень у місцевих громадах. Зазначено, що кліматична освіта виступає каталізатором для впровадження адаптаційних і природоорієнтованих рішень на місцевому рівні, посилюючи ефективність кліматичного обслуговування та управлінських практик. Доведено, що розвиток кліматичної освіти має стати стратегічним пріоритетом у процесі післявоєнної зеленої трансформації України та підвищення кліматичної стійкості держави. Наукова новизна дослідження полягає у визначенні кліматичної освіти як стратегічного інструменту післявоєнної зеленої трансформації України, що забезпечує синергію між наукою, освітою, культурою та практикою сталого розвитку.

Ключові слова: зміна клімату; кліматична освіта; Європейський зелений курс; компетентності сталого розвитку; зелена відбудова; адаптація до зміни клімату.

ВСТУП

Глобальне потепління упродовж останніх десятиліть демонструє стале прискорення, що підтверджується даними Всесвітньої метеорологічної організації та Міжурядової групи експертів зі зміни клімату (IPCC, 2023; WMO, 2025). За оцінками МГЕЗК, середня глобальна температура вже перевищила доіндустріальний рівень більш ніж на 1,1°C, а кількість та інтенсивність екстремальних явищ — хвиль спеки, посух, лісових пожеж, сильних опадів і повеней — постійно зростає в усьому світі, зокрема й у Європі (IPCC, 2023). У щорічному глобальному звіті ВМО за 2025–2029 роки (WMO, 2025) прогнозується, що глобальна температура залишатиметься на рекордних або близьких до них рівнях, підвищуючи кліматичні ризики для суспільства, економіки та сталого розвитку. За оцінками МГЕЗК, до кінця століття (2081–2100) глобальне потепління складе 1,0–1,8°C у сценаріях із дуже низькими викидами та 3,3–5,7°C у сценаріях із високими викидами порівняно з доіндустріальним періодом. Через інерцію кліматич-

ної системи, океанів і льодовиків підвищення температури та підйом рівня моря продовжаться і після 2100 року (IPCC, 2023), супроводжуючись зростанням частоти й інтенсивності хвиль спеки, опадів і посух навіть за помірною потепління.

У відповідь на посилення кліматичних загроз Європейський парламент у 2019 році оголосив надзвичайну ситуацію у сфері клімату та довкілля, визнавши необхідність термінових і системних дій для реалізації цілей Паризької угоди (European Parliament, 2019). У цьому ж контексті Європейська комісія представила Європейський зелений курс (European Green Deal) — стратегічну ініціативу, спрямовану на перехід до кліматично нейтральної економіки до 2050 року (European Commission, 2019).

Зростання масштабів кліматичної кризи актуалізує потребу в розвитку кліматичної освіти як ключового інструменту формування компетентностей для зеленої відбудови, адаптації до зміни клімату та досягнення кліматичної нейтральності. Понад чверть століття тому Рамкова конвенція ООН про

зміну клімату вперше визначила кліматичну освіту, громадську обізнаність, участь суспільства та міжнародне співробітництво як ключові напрями глобальної кліматичної політики (UNFCCC, 1992). Відповідно до Статті 6 Конвенції держави зобов'язалися сприяти формуванню знань про зміну клімату, розвитку необхідних навичок і розуміння кліматично орієнтованих дій, забезпеченню доступу до інформації та інтеграції відповідних положень у формальну, неформальну та інформальну освіту. Проте протягом понад двох десятиліть прогрес у реалізації цих зобов'язань залишався обмеженим, що стало одним із чинників ухвалення Паризької угоди 2015 року United Nations, 2015). Стаття 12 Паризької угоди повторно підкреслила важливість посилення освіти, навчання й участі громадськості у кліматичних діях та закріпила оновлений підхід до кліматичної освіти, відомий як ACE — Action for Climate Empowerment (UNFCCC, 2016). Ці підходи узгоджуються також із завданнями Цілі сталого розвитку 13.3, яка передбачає посилення освітнього компоненту в питаннях зміни клімату.

Сучасна кліматична освіта розвивається в умовах загострення глобальної кліматичної кризи та зростаючого суспільного запиту на трансформаційні зміни (Єврокомісія про кліматичну кризу). Навчальні курси, присвячені питанням зміни клімату, традиційно мають три ключові завдання: забезпечити науково обґрунтовані знання про кліматичні процеси, сформувати усвідомлення терміновості кліматичних дій та розвинути почуття особистої відповідальності й здатності впливати на кліматичні траєкторії (Field et al, 2024). Однак дослідження свідчать, що когнітивних знань недостатньо для забезпечення реальної зміни поведінки. Наголошується на важливості цілісних підходів, які включають соціально-емоційні, етичні та орієнтовані на дію компоненти, враховують різні освітні середовища та підтримують участь молоді у прийнятті рішень (Grewal et al., 2022; Hargis & McKenzie, 2020).

Попри поширення практик, спрямованих на формування кліматичної грамотності а також на аналізі кліматичних ризиків (Asshoff et al., 2021; Clary & Wandersee, 2012; Ratinen & Uusiautti, 2020), значна частина навчальних програм і надалі зосереджена переважно на передачі наукової інформації, а не на ефективних або орієнтованих на дії підходах (McKenzie, 2021). Ефективність таких програм здебільшого оцінюється за рівнем набутих знань, хоча емпіричні дані доводять, що підвищення поінформованості саме по собі рідко спричиняє зміну поведінки чи активну участь у кліматичних діях (Hornsey et al., 2016; Knutti, 2019). Це ставить під сумнів припущення про прямий зв'язок між знаннями і про-

екологічною поведінкою — припущення, яке давно критикується в екологічній педагогіці (Kollmuss & Agyeman, 2002). Науковці зазначають важливість орієнтованого на дії підходу (Mallon, 2015; Monroe et al, 2019), який залучає студентів до колективних дій (Berger et al, 2015; Lawrence et al, 2022). У центрі сучасних досліджень дедалі частіше перебувають емоції, почуття терміновості й надії, соціальна залученість та усвідомлення власної дієздатності — чинники, що істотно мотивують кліматично відповідальну поведінку (Verlie, 2022; Bednarek, 2019; Kretz, 2020; Deci et al., 1991).

Актуальність переосмислення підходів до кліматичної освіти посилюється із огляду на зростання кліматичної тривожності серед молоді (Maran & Begotti, 2021), а також на зростання суспільних вимог інтегрувати зміст кліматичної освіти в національні освітні стандарти. ЮНЕСКО (UNESCO, 2022b) та інші міжнародні організації підкреслюють необхідність системної інтеграції кліматичної освіти в шкільну та університетську підготовку як інструменту прискорення трансформаційних суспільних змін. Науковці також наголошують на важливості трансдисциплінарного підходу (Anderson, 2012; Long & Henderson, 2023; Stevenson et al, 2017), оскільки зміна клімату є комплексною проблемою, що охоплює природничі, технічні, соціальні, економічні та політичні системи (IPCC, 2023). Тому сучасна кліматична освіта має поєднувати знання з кліматології, енергетики, екологічного права, соціології, урбаністики, інформаційних технологій та публічного управління, що відповідає рамці ключових компетентностей сталого розвитку (Wiek et al, 2011). Такий підхід забезпечує підготовку фахівців, здатних інтегрувати наукові знання, технологічні інновації та управлінські інструменти для зміцнення кліматичної стійкості, важливою складовою якої є кліматичне обслуговування. ЮНЕСКО у програмі Освіта для сталого розвитку (Education for Sustainable Development, ESD) підкреслює, що навчальні програми мають бути міждисциплінарними та спрямованими на підготовку фахівців, здатних діяти в умовах кліматичних викликів (UNESCO, 2020).

Для України, що водночас долає наслідки війни, енергетичної кризи та зміни клімату, розвиток кліматичної освіти й формування компетенцій для зеленої трансформації, кліматичного обслуговування мають стратегічне значення. Вони становлять основу зеленої, кліматично стійкої відбудови, спрямованої на адаптацію, зниження ризиків і поступове досягнення кліматичної нейтральності. В Україні кліматична освіта має структурні передумови на університетському рівні, зокрема через наявність бакалаврських та магістерських програм у провід-

них закладах вищої освіти. Кафедра метеорології та кліматології Київського національного університету імені Тараса Шевченка пропонує освітню навчальну програму “Метеорологія”, що охоплює теоретичне вивчення атмосферних процесів, кліматології, прикладної кліматології і готує фахівців за цим напрямком. Одеський національний університет імені І. І. Мечникова реалізує магістерську програму “Метеорологія і кліматологія”, яка готує фахівців метеорологів та кліматологів. Крім спеціалізованих програм, дисципліни з метеорології та кліматології інтегруються в екологічні, географічні та природничі освітні програми інших закладів, таких як Львівський національний університет імені І. Франка, Національний університет біоресурсів і природокористування, Білоцерківський національний аграрний університет та Черкаський державний технологічний університет. Такі інтегровані курси забезпечують базову кліматологічну грамотність серед студентів різних спеціальностей, хоча глибина знань і практичних навичок у них зазвичай нижча, ніж у спеціалізованих програмах. У проєкті Erasmus+ “Багаторівнева освіта та навчання на місцевому, національному та регіональному рівнях у сфері кліматичного обслуговування, адаптації до зміни клімату та пом’якшення її наслідків — ClimED” здійснюється розробка академічної програми, що включає ступінь доктора філософії та магістра, яка адаптована до кліматичного обслуговування.

Університетські програми з метеорології та кліматології, що реалізуються у провідних закладах України, забезпечують системне освоєння теоретичних основ, практичних навичок і дослідницької компетентності, створюючи передумови для формування експертного потенціалу у сфері кліматичних наук та політики. Водночас існують виклики, пов’язані з недостатньою міждисциплінарністю, обмеженою кількістю магістерських програм у регіонах та необхідністю поглиблення співпраці з науковими та практичними установами. Розвиток міждисциплінарних освітніх програм, інтеграція знань з природничих, соціальних та прикладних наук, а також активне залучення студентів до практичних досліджень є ключовими умовами підготовки фахівців, здатних ефективно реагувати на виклики зміни клімату та сприяти формуванню кліматично стійкого суспільства.

Отже сучасний стан кліматичної освіти можна охарактеризувати як такий, що поєднує значний прогрес — розширення спектра освітніх ініціатив, курсів і досліджень — із суттєвими викликами, пов’язаними з необхідністю переходу від підходу, зосередженого переважно на знаннях, до інтегрованої моделі навчання, спрямованої на формування

дієвих компетентностей. Кліматична освіта сьогодні постає не лише академічною сферою, а стратегічним інструментом глобальної кліматичної політики, що є критично важливо для активізації суспільства, розвитку індивідуальної й колективної спроможності до дій та підготовки покоління, здатного сприяти системним змінам.

Мета роботи — розширити обґрунтування ролі кліматичної освіти як ключового інструменту формування компетентностей для зеленої відбудови України, адаптації до зміни клімату та досягнення кліматичної нейтральності, визначення ефективних методів, форматів та освітніх підходів, що поєднують міждисциплінарність, практичне навчання та участь стейкхолдерів.

МЕТОДОЛОГІЯ

Використано якісні методи педагогічних досліджень: аналіз освітніх програм і підходів до кліматичної освіти, контент-аналіз літератури, а також вивчення практичного досвіду літніх шкіл і воркшопів, реалізованих у межах проєктів UniCities (<https://www.unicities.org.ua/>) та New European Bauhaus Academy (<https://neb.academy/>). Визначення ефективних методів, форматів та підходів до кліматичної освіти, що поєднують міждисциплінарність, практичне навчання та участь стейкхолдерів, проводили в межах цих літніх шкіл та воркшопів.

Методологічну основу досліджень становить концепція навчання на основі викликів (challenge-based learning, CBL) і принципи університетських живих лабораторій (living labs). Це освітній підхід, у якому студенти навчаються через розв’язання реальних проблем і викликів, що мають практичне значення для суспільства, громади або професійної сфери. Основними рисами такого підходу є: міждисциплінарність; орієнтація на реальні кейси та сталий розвиток; активна співпраця студентів, викладачів і зацікавлених сторін; результатом є не лише знання, а й практичні рішення чи прототипи. Такий підхід дозволяє інтегрувати дослідження, навчання та практику.

РЕЗУЛЬТАТИ ТА ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

Європейський зелений курс слугує інтеграційною основою для багатьох політик і ініціатив, серед яких — адаптація до зміни клімату, зелена відбудова, Новий європейський Баухаус та розвиток кліматичної освіти. Разом ці напрями формують цілісну систему дій, що відображає різні виміри реалізації зеленої трансформації — від екологічного та економічного до культурного й освітнього.

Зелена відбудова (Green Reconstruction / Green Recovery) — це підхід до економічного та інфра-

структурного відновлення на засадах сталого розвитку. Для України поняття зеленої відбудови набуває особливого значення у контексті післявоєнного відновлення. Йдеться про відновлення енергетичної, транспортної та соціальної інфраструктури з урахуванням принципів енергоефективності, відновлюваної енергетики, циркулярної економіки та кліматичної стійкості. Зелена відбудова не є окремим напрямом політики, а радше механізмом практичного втілення принципів Європейського зеленого курсу у конкретних регіональних і національних умовах. Вона забезпечує поєднання короткострокових цілей відновлення з довгостроковими пріоритетами сталого розвитку, сприяє зниженню екологічних ризиків і підвищенню соціальної згуртованості.

Одним із ключових напрямів Європейського зеленого курсу є адаптація до зміни клімату (Vocasek, 2021). Її мета — зменшити вразливість суспільства, економіки й екосистем до наслідків глобального потепління. Для України адаптаційна політика має особливе значення у контексті забезпечення кліматичної безпеки об'єктів критичної інфраструктури, зокрема енергетичних систем і сільського господарства. Без урахування кліматичних ризиків інвестиції у відбудову можуть виявитися нестійкими або неефективними. Ефективна адаптація потребує наукового обґрунтування, прогнозних досліджень і підготовки фахівців, здатних оцінювати кліматичні ризики та розробляти стратегії реагування.

Інноваційний та культурний вимір Європейського зеленого курсу уособлює ініціатива Новий європейський Баухаус (New European Bauhaus), покликана зробити зелену трансформацію не лише ефективною, а й естетично привабливою, кліматично стійкою, інклюзивною та орієнтованою на людину (Bason et al., 2020). Ця ініціатива сприяє формуванню життєвого середовища, стійкого до зміни клімату, що поєднує енергоефективність, екологічність, комфорт людини та гармонію з природою, надаючи зеленій модернізації культурного, ціннісного та кліматостійкого виміру.

Сталий перехід до кліматично нейтрального суспільства неможливий без розвитку кліматичної освіти, яка формує екологічну компетентність, критичне мислення та здатність діяти у відповідь на кліматичні виклики. Особливої актуальності кліматична освіта набуває у контексті зеленої відбудови України, де необхідно поєднати технічну модернізацію з підвищенням кліматичної обізнаності населення, державних службовців і бізнесу. Освітні програми, засновані на міждисциплінарному підході та принципах навчання на основі викликів (CBL), дозволяють розвивати компетентності, передбаче-

ні Європейською системою компетентностей для сталого розвитку (GreenComp) (Bianchi et al., 2022). Відповідно до цієї системи компетентності для зеленої трансформації є системними та міждисциплінарними, вимагають уміння діяти на перетині наук, політики, економіки й технологій. Зелена відбудова та адаптація до зміни клімату передбачають тісну взаємодію державних інституцій, науковців, бізнесу, громад і міжнародних організацій. Тому вміння працювати в міждисциплінарних командах також є однією з ключових цілей кліматичної освіти.

Сучасні наукові дослідження засвідчують, що найвищу ефективність освітніх підходів забезпечує їхнє поєднання із локальним контекстом, використання активних і проєктно орієнтованих методів навчання, а також врахування емоційного залучення здобувачів освіти та їхньої спрямованості на практичні дії, які сприяють підвищенню готовності до поведінкових змін (Monroe et al., 2017). Одним із дієвих форматів таких підходів є літні школи та воркшопи, які забезпечують навчання через практичний досвід. Проведення таких заходів у регіонах із вираженими кліматичними викликами (посухи, повені, спека, деградація лісів) дає змогу студентам безпосередньо спостерігати наслідки зміни клімату, працювати з місцевими громадами, даними та екосистемами. Так знання набувають практичного й регіонального виміру.

Формат літніх шкіл ґрунтується на активному навчанні через дію — польових дослідженнях, групових проєктах, розробці адаптаційних рішень і моделей ризиків. Безпосередня взаємодія з природним середовищем та однодумцями сприяє глибшому усвідомленню кліматичних проблем, формує емоційний зв'язок і мотивацію до відповідальної поведінки. Учасники не лише аналізують проблеми, а й створюють практичні рішення — від адаптаційних проєктів до екопросвітницьких ініціатив. Завдяки цьому вони переходять від знань до дії, що є ключовою метою кліматичної освіти. Міждисциплінарний склад учасників — кліматологи, екологи, енергетики, економісти, соціологи, IT-фахівці — забезпечує спільний аналіз і розробку інтегрованих кліматичних рішень.

Літні школи "Формування міського середовища майбутнього (Shaping Urban Environments for Tomorrow)" (1–5 липня 2024 року, Чернігів; 7–11 квітня 2025 року, смт Славське), реалізовані в межах проєкту UniCities за підтримки освітньої платформи з архітектури та урбаністики CANactions, стали платформою для апробації нових форматів кліматичної освіти.

Перша літня школа (<https://www.unicities.org.ua/2024/07/06/litnia-shkola-shaping-urban->

environments-for-tomorrow-pidsumky-insajty/) була присвячена відновленню частково зруйнованого кампусу Національного університету "Чернігівська Політехніка" з переосмисленням ролі університету на локальному та регіональному рівнях; акцент зроблено на енергоефективності, зеленому відновленні, стійкості та безпечності будівель, якості проживання студентів і персоналу, естетиці простору тощо (рис. 1).

Друга літня школа зосереджувалася на сталому розвитку гірських рекреаційних комплексів України у контексті зміни клімату та їхньої інтеграції в місцеве соціально-економічне життя (<https://www.unicities.org.ua/2025/04/15/unicities-hrandioznyj-final-litnoi-shkoly-shaping-urban/>). Предметом дослідження став гірськолижний курорт Славсько у Львівській області, зокрема, навчально-оздоровча база "Політехнік-2" Національного університету "Львівська політехніка" (рис. 2).

Організаційна модель обох заходів включала:

- *мультиформатність* (лекції, дискусії, кейс-тури, мапування, дослідницькі сесії, групова проєктна робота, міні-хакатони, пітчинг);
- *мультистейкголдерність* (університети, місцева влада, менеджмент бази, бізнес, НГО, експерти з України та ЄС);
- *вбудовану рефлексію* (щоденні підсумки, наставництво, тестування ідей зі зворотним зв'язком);



а



а

Рис. 1. Проєкти зеленого відновлення кампусу Національного університету "Чернігівська Політехніка": а — об'єкти зеленого відновлення кампусу університету; б — проєкт відновлення студентського гуртожитку університету

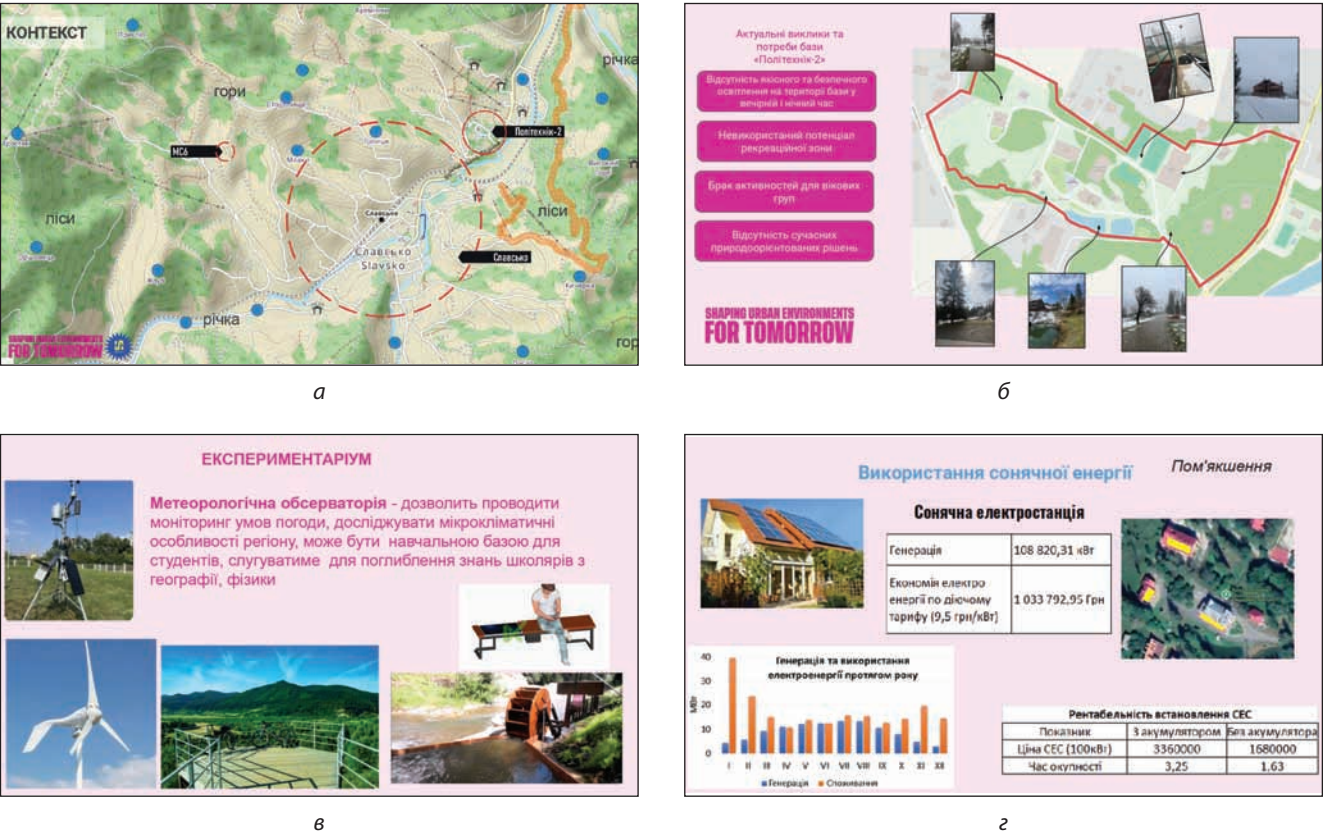


Рис. 2. Навчальний полігон літньої школи “Формування міського середовища майбутнього” у смт Славське (а) і (б) та запропоновані проекти кліматичної школи (в), частиною якої є Експериментаріум і сонячна електростанція (з): а — регіон досліджень; б — навчально-оздоровча база “Політехнік 2”; в — проект Експериментаріуму; з — проект сонячної електростанції

- просторове сталє відновлення кампусу Національного університету “Чернігівська Політехніка” з орієнтацією на стійкість та безпеку, та переосягнення ролі університету на локальному, регіональному та національному рівнях;
- екологічна модернізація та інтеграція навчально-оздоровчої бази “Політехнік-2” Національного університету “Львівська політехніка”.

Профіль учасників — студенти і викладачі чотирьох партнерських університетів, представники громади і НГО, експерти у сферах кліматології, енергетики, урбаністики, культурної політики, туризму, екологічного менеджменту та права. Така композиція дозволила випробувати формат спільного навчання (co-learning) і співтворення (co-creation).

Протягом проведення літніх шкіл учасники познайомились із тенденціями зміни клімату в регіонах та наслідками які вони зумовлюють, опанували мапування, польове дослідження, інтерв'ювання та багатокритеріальний аналіз; засвоїли підходи енергоефективної реконструкції, управління водою та відходами, природоорієнтовані рішення і принципи циркулярності; підготували та захистили

проекти перед журі. Обрана логіка навчання на базі роботи з викликами (CBL) узгоджується з поточними дослідженнями: CBL підсилює міждисциплінарну взаємодію, співпрацю зі стейкхолдерами і здатність до дії (Höffken and Lazendic-Galloway, 2024; Bilbao-Goyoaga et al., 2023).

Експертні сесії охоплювали наступні теми:

- Технологічні рішення для забезпечення кліматичної нейтральності міст. Досвід Швеції (Олексій Пасічний);
- Кліматичні ризики та природоорієнтовані рішення (Віра Балабух): фактичні та ймовірні зміни клімату в Україні, локальні прояви зміни клімату в Карпатському регіоні, вразливість рекреаційних територій, роль природоорієнтованих рішень у зменшенні ризиків та адаптації до зміни клімату;
- Університети як драйвери трансформації (Станіслав Кухтик): моделі взаємодії “університет-містогромада”, інституційні платформи та навчальні продукти UniCities;
- Сталій розвиток, міські дані та Viable Cities (Ольга Кордас): програмна рамка міських трансформацій, дані як основа кліматичних бюджетів, розра-

хунків і прийняття рішень; Новий Європейський Баухаус та інші стратегічні документи ЄС у контексті адаптації до зміни клімату;

- Енергоефективність та відновлювальні джерела енергії (Володимир Волощук), еко-модернізація будівель (Максим Кривошеєв);
- Залучення стейкхолдерів (Jaime Moreno);
- Біомімікрія та дизайн-мислення (Оксана Удовік);
- Взаємодія між університетом та містом. Досвід Іспанії (Jaime Moreno, Оксана Удовік);
- Міжнародний підхід створення проєктів, які варті сталого розвитку (архітектор Олександр Кучерявий);
- Просторове планування й інтеграція громадських функцій (команда CANactions).

Сумарно ці блоки створили “сходи компетентностей” від розуміння кліматичних процесів до пошуку та впровадження інженерних, соціальних і управлінських рішень.

Робота десяти змішаних команд (онлайн та офлайн — Київ, Чернігів, Славськ) була сфокусована на:

1. Відновлення гуртожитку, навчальних приміщень на території Національного університету “Чернігівська Політехніка”: стійкість та безпека, комфортне середовище, зелені технології та енергоефективність.

2. Соціальна інтеграція та інклюзія — перетворення навчально-оздоровчої бази бази “Політехнік-2” Національного університету “Львівська Політехніка” на точку взаємодії з громадою, доступність, програми спільного користування просторами, партнерства з місцевими НГО й бізнесом.

3. Академічний хаб та автономність — модель навчально-оздоровчої бази як платформи для резиденцій, польових курсів, експериментальних модулів і досліджень із елементами енергетичної самодостатності (рис. 2).

4. Клімато-екологічний центр — моніторинг та просвіта, демонстраційні пілоти природоорієнтованих рішень (затримання стоку, зменшення ерозії, біорізноманіття), еко-стежки й громадська наука (рис. 2).

5. Культурно-туристичний кластер — гастрономія, фестивалі, зимові активності, робота з локальною ідентичністю та пам’яттю місця.

Наставництво та цикли швидкого тестування відображають підходи університетського кампусу / урбаністичних живих лабораторій (campus/urban living labs), які довели ефективність як середовища співтворення знань, спільного прототипування та управління переходами до сталості (Evans et al., 2015). Застосування таких підходів із залученням українських та європейських експертів забезпечу-

вало регулярний фідбек-цикл: гіпотеза → швидке тестування → корекція рішення → пітчінг.

Команди напрацювали шість сценаріїв відновлення кампусу й прилеглих територій Національного університету “Чернігівська Політехніка” та чотири сценарії екомодернізації навчально-оздоровчої бази “Політехніка-2” із рекомендаціями щодо: поетапної енергоефективної реновації, управління водою (дощові сади, локальні очисні рішення, лінійні парки, що утримують вологу), поводження з відходами та компостування, природоорієнтованих інтервенцій (озеленення як кліматичний сервіс: тінь, охолодження, поглинання вуглецю, стабілізація схилів), програм співпраці з громадами м. Чернігова й смт Славськ (освіта, коворкінг/майстерні, волонтерство, маршрути сталого туризму), а також цифрових інструментів (карти ризиків, спільні дані, базові IT-рішення для моніторингу енерговитрат і мікроклімату).

Концепція воркшопу в м.Ржищів, який проводився із 6 по 26 вересня (гібридний формат) у межах проєкту Crafting Futures: Ukraine’s NEB Academy for Green Reconstruction полягала в застосуванні принципів NEB — естетика, сталість і інклюзивність — та природоорієнтованих рішень для трансформації набережної та річкового порту як реального міського кейсу (<https://istu.edu.ua/%d0%be%d1%81%d0%b2%d1%96%d1%82%d0%b0-%d1%8f%d0%ba-%d1%80%d1%83%d1%88%d1%96%d0%b9-%d0%b7%d0%bc%d1%96%d0%bd-%d0%bc%d0%bd%d1%82%d1%83-%d1%83%d1%81%d0%bf%d1%96%d1%88%d0%bd%d0%be-%d0%b7%d0%b0%d0%b2%d0%b5/>).

Організаційна модель воркшопу включала наступне:

- виїзне занурення на локації до м.Ржищів (польові заміри, мапування, інтерв’ю зі стейкхолдерами);
- онлайн-спринти з лекціями (NEB, природоорієнтовані рішення, кліматична адаптація міст, які розташовані біля води, і менторськими консультаціями);
- змішані мультидисциплінарні команди (архітектура/урбаністика, клімат/екологія, менеджмент/соціальні науки);
- вбудовану рефлексію (щотижневі підсумки, наставництво, тестування ідей зі зворотним зв’язком);
- орієнтацію на реальний кейс — стала та природоорієнтована реконструкція річкового вокзалу та набережної м. Ржищів.

До участі у воркшопі були залучені студенти та викладачі партнерських університетів, а також представники місцевої громади, фахівці з кліматології, урбаністики, архітектури, дизайну, публічного управління та екологічного менеджменту. Така між-

дисциплінарна й мультистейкхолдерна структура учасників дала змогу апробувати формат спільного навчання та колективного творення знань і рішень.

Тематичні блоки лекцій та практичних занять, які були охоплені в межах воркшопу, включали наступне:

- Принципи New European Bauhaus (краса–сталість–інклюзивність) і як їх операціоналізувати у міських проєктах;
- Зміна клімату та її вплив на міське середовище. Наслідки зміни клімату в містах для здоров'я, добробуту населення, інфраструктури, економіки. Кліматичні ризики для міст біля води;
- Кліматоорієнтоване планування та New European Bauhaus. Точки перетину та інтеграція у Європейський Зелений курс;
- Природоорієнтовані рішення, блакитно-зелена інфраструктура та кліматично орієнтоване просторове планування для набережних і прибережних територій.
- Універсальний дизайн та інклюзивність публічних просторів: маршрути доступності, сценарії користувачів, безбар'єрність;
- Локальна ідентичність і культурна спадщина (зокрема трипільський контекст) як драйвер формотворення та наративів місця;
- Методи польових досліджень: мапування, заміри, фотофіксація, інтерв'ювання стейкхолдерів, робота з даними.

Учасники воркшопу працювали у трьох командах та представили свої рішення (рис. 3), наступних проблем:

- Ревіталізація річкового вокзалу та набережної: прогулянковий поміст, терасовані зони відпочинку, інтегрований доступ до води;
- Дитячий і молодіжний простір із локальною ай-дентикою (трипільські мотиви, інтерактивні зони, освітні елементи й ігрові інсталяції);
- Блакитно-зелена інфраструктура та природоорієнтовані рішення: дощові сади, біосмуги, водонепроникні покриття, укріплення схилів, боротьба з інвазивними видами рослин та цвітінням води в водоймах;
- Туристично-культурний кластер біля води: майданчики для подій, маршрути ідентичності (Трипільля, "церква на воді"), еко-рекреаційні зони, освітні павільйони;
- Безбар'єрність та універсальний дизайн: доступні маршрути, навігація, тактильні елементи, безпечне вечірнє освітлення;
- Дренаж і водовідведення з міського центру та благоустрій пляжу: очищення та відновлення дренажу, локальні рішення для зливових вод, упорядкування пляжної інфраструктури;
- Зона активного відпочинку та спорт на набережній: стежки, майданчики, водні активності;
- Енергомодернізація прибережної забудови: утеплення, реконструкція фасадів, базові рішення енергоменеджменту.



Рис. 3. Проєкт кліматоорієнтованих рішень, направлених на зелене відновлення річкового вокзалу та набережної м. Ржищів

Освітній ефект, які отримали учасники літніх шкіл та воркшопу, полягав в опануванні повного циклу роботи з реальними кейсами: від польового дослідження до виваженої пропозиції з дорожньою картою й первинною оцінкою впливу; формат двомовних пітчінгів підвищив якість комунікації. Соціальний ефект відбувся через налагодження взаємодії між університетами, адміністрацією кампусу/бази та громадами Чернігова, Славського, Ржищева, зростання довіри та залучення, необхідних для подальшої імплементації пілотних кейсів. Інституційно результати стали підставою для оновлення навчальних модулів UniCities (зокрема з кліматичного права в кризових умовах, енергоменеджменту, природоорієнтованих рішеннях) і формування портфеля пілотних проєктів Центрами університетів-партнерів.

Після отримання результатів проведення літніх шкіл, воркшопу та їхнього аналізу нами були ідентифіковані наступні корисні методики для врахування при розробці подібних ініціатив: баланс “теорія ↔ польове дослідження ↔ прототипування” підвищує засвоєння та мотивацію; наставництво з різних доменів (клімат, енергія, право, культура) критично скорочує шлях від ідеї до життєздатного рішення; публічний пітчінг із місцевими стейкгольдерами створює символічне “вікно легітимації” для подальшої імплементації.

ВИСНОВКИ

Розвиток кліматичної освіти та кліматичних сервісів — стратегічний пріоритет зеленої відбудови й досягнення кліматичної нейтральності України. Сформовані компетентності дозволяють фахівцям діяти в умовах невизначеності, управляти ризиками та створювати стійкі рішення для громад. Досвід літніх шкіл UniCities у м. Чернігові, м. Києві, смт Славсько та гібридного воркшопу Академії NEB у м. Ржищів демонструє, що поєднання міждисциплінарності, співпраці з місцевими стейкгольдерами та орієнтації на дію формує нову культуру взаємодії універси-

тетів, науки й суспільства. Такі формати ефективно з’єднують теорію із практикою та розвивають критичне мислення, креативність, комунікацію й командну роботу. Саме така комбінація забезпечує формування цілісного розуміння кліматичних змін, їхніх проявів на локальному рівні та можливих шляхів адаптації й пом’якшення наслідків у конкретних соціально-економічних та природних умовах.

Застосування міждисциплінарного інструментарію сприяє поєднанню знань із кліматології, екології, соціальних наук, управління ризиками та комунікацій, що дозволяє учасникам літніх шкіл і воркшопів усвідомити складність кліматичних викликів і багатогранність рішень. Співпраця з місцевими органами влади, освітніми установами, громадськими організаціями та представниками бізнесу посилює практичну значущість освітнього процесу та забезпечує доступ до локально релевантних даних, сценаріїв ризиків і ресурсів для спільного планування адаптаційних заходів.

Практична орієнтація освітніх заходів, зокрема моделювання ризиків, розроблення адаптаційних сценаріїв та виконання командних проєктів, підвищує рівень залучення учасників і сприяє розвитку компетентностей, необхідних для ухвалення рішень у сфері кліматичної політики та управління ризиками. Такий підхід формує у здобувачів кліматичної освіти почуття відповідальності й здатності до дії, що є ключовою передумовою формування ефективної системи кліматичної стійкості на місцевому та регіональному рівнях.

Таким чином, використання комплексу взаємодоповнювальних методик у поєднанні з активною участю стейкгольдерів та практичною спрямованістю навчального процесу може вважатися перспективною моделлю удосконалення кліматичної освіти. Її впровадження в рамках літніх шкіл і воркшопів сприяє формуванню компетентних фахівців, здатних ефективно реагувати на сучасні та майбутні кліматичні виклики.

REFERENCES

- Anderson, A. (2012). Climate change education for mitigation and adaptation. *Journal of Education for Sustainable Development*, 6(2), 191–206. [https://doi.org/10.1177/0973408212475199] (https://doi.org/10.1177/0973408212475199)
- Asshoff, R., Konnemann, C., Tramowsky, N., & Rieß, W. (2021). Applying the Global Change App in different instruction settings to foster climate change knowledge among student teachers. *Sustainability*, 13(16), 9208. [https://doi.org/10.3390/su13169208] (https://doi.org/10.3390/su13169208)
- Bason, C., Conway, R., Hill, D., & Mazzucato, M. (2020). A new Bauhaus for a Green Deal. University College London. [https://ucl.ac.uk/bartlett/public-purpose/sites/public-purpose/files/new_bauhaus_cb_rc_dh_mm_0.pdf] (https://ucl.ac.uk/bartlett/public-purpose/sites/public-purpose/files/new_bauhaus_cb_rc_dh_mm_0.pdf)
- Bednarek, S. (2019). Is there a therapy for climate-change anxiety? *Therapy Today*, 30(5), 36–39.
- Berger, P., Gerum, N., & Moon, M. (2015). “Roll-up your sleeves and get at it!” Climate change education in teacher education. *Canadian Journal of Environmental Education*, 20, 154–172. [https://files.eric.ed.gov/fulltext/EJ1141982.pdf] (https://files.eric.ed.gov/fulltext/EJ1141982.pdf)
- Bianchi, G., Pisiotis, U., & Cabrera Giraldez, M. (2022). GreenComp: The European sustainability competence framework.

- Publications Office of the European Union. https://doi.org/10.2760/71066
- Bilbao-Goyoaga, A., González-Lasquibar, X., Barrenechea-Ayesta, M., & Barandiaran-Galdós, M. (2023). Sustainability and challenge-based learning in higher education. *Journal of Management and Business Education*, **6** (Special), 548–571. https://doi.org/10.35564/jmbe.2023.0029
- Clary, R. M., & Wandersee, J. H. (2012). Mandatory climate change discussions in online classrooms: Promoting students' climate literacy and understanding of the nature of science. *Journal of College Science Teaching*, **41**(5), 70–79.
- Deci, E. L., Vallerand, R. J., Pelletier, L. G., & Ryan, R. M. (1991). Motivation and education: The self-determination perspective. *Educational Psychologist*, **26**(3–4), 325–346. https://doi.org/10.1080/00461520.1991.9653137
- Evans, J., Jones, R., Karvonen, A., Millard, L., & Wendler, J. (2015). Living labs and co-production: University campuses as platforms for sustainability science. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, **16**, 1–6.
- European Commission. (2019). Communication on the European Green Deal (COM(2019) 640 final). https://commission.europa.eu/publications/communication-european-green-deal_en
- Field, E., Berger, P., Lee, D., Strutt, C., & Nguyen, A. T. (2024). Knowledge, urgency and agency: Reflections on climate change course outcomes. *Environmental Education Research*, **30**(11), 2108–2130. https://doi.org/10.1080/13504622.2023.2296359
- Grewal, R. K., Field, E., & Berger, P. (2022). Bringing climate injustices to the forefront: Learning from the youth climate justice movement. In *Justice and equity in climate change education* (pp. 41–70). Routledge.
- Hargis, K., & McKenzie, M. (2020). Responding to climate change education: A primer for K-12 education. Sustainability and Education Policy Network. https://sepn.ca/wp-content/uploads/2021/01/SEPN-CCEd-Primer-January-11-2021.pdf
- Hess, D. J., & Collins, B. M. (2018). Climate change and higher education: Assessing factors that affect curriculum requirements. *Journal of Cleaner Production*, **170**, 1451–1458. https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2017.09.215
- Höffken, J., & Lazendic-Galloway, J. (2024). Engaging for the future: Challenge-based learning and stakeholder partnerships in sustainability education. *Sustain Earth Reviews*, **7**, 20. https://doi.org/10.1186/s42055-024-00087-6
- Hornsey, M. J., Harris, E. A., Bain, P. G., & Fielding, K. S. (2016). Meta-analyses of the determinants and outcomes of belief in climate change. *Nature Climate Change*, **6**(6), 622–626. https://doi.org/10.1038/nclimate2943
- IPCC. (2023). Climate change 2023: Synthesis report. Summary for policymakers. https://www.ipcc.ch/report/ar6/syr/
- Knutti, R. (2019). Closing the knowledge–action gap in climate change. *One Earth*, **1**(1), 21–23. https://doi.org/10.1016/j.oneear.2019.09.001
- Kollmuss, A., & Agyeman, J. (2002). Mind the gap: Why do people act environmentally and what are the barriers to pro-environmental behavior? *Environmental Education Research*, **8** (3), 239–260. https://doi.org/10.1080/13504620220145401
- Kretz, L. (2020). Bridging theory to action: Hope and climate change [Video]. TEDx Talks. https://www.youtube.com/watch?v=tkgVir5Rt-k
- Lawrence, B. C., Skuce, T., & Breen, R. E. H. (2022). Hope in action as a pedagogical response to climate crisis and youth anxiety. In A. J. Farrell et al. (Eds.), *Teaching in the Anthropocene* (pp. 108–115). Canadian Scholars.
- Lee, H., et al. (2023). Climate change 2023: Synthesis report. IPCC.
- Long, D., & Henderson, J. (2023). Climate change as superordinate curriculum? *Research in Education*, **117**(1), 73–87. https://doi.org/10.1177/00345237231160080
- Mallon, B. (2015). A development education perspective on the challenges and possibilities of climate change in initial teacher education. *Policy & Practice: A Development Education Review*, **21**, 126–136.
- Maran, D. A., & Begotti, T. (2021). Media exposure to climate change, anxiety, and efficacy beliefs among Italian university students. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, **18**(17), 9358. https://doi.org/10.3390/ijerph18179358
- McKenzie, M. (2021). Climate change education and communication in global review. *Environmental Education Research*, **27** (5), 631–651. https://doi.org/10.1080/13504622.2021.1903838
- Monroe, M. C., Plate, R. R., Oxarart, A., Bowers, A., & Chaves, W. A. (2017). Identifying effective climate change education strategies. *Environmental Education Research*, **25**(6), 791–812. https://doi.org/10.1080/13504622.2017.1360842
- Ratinen, I., & Uusiautti, S. (2020). Finnish students' knowledge of climate change mitigation and its connection to hope. *Sustainability*, **12**(6), 2181. https://doi.org/10.3390/su12062181
- Reid, A. (2019). Climate change education and research: Possibilities and potentials versus problems and perils? *Environmental Education Research*, **25**(6), 767–790. https://doi.org/10.1080/13504622.2019.1664075
- Shields, R. (2019). The sustainability of international higher education. *Journal of Cleaner Production*, **217**, 594–602. https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2019.01.291
- Stevenson, R. B., Nicholls, J., & Whitehouse, H. (2017). What is climate change education? *Curriculum Perspectives*, **37**, 67–71. https://doi.org/10.1007/s41297-017-0015-9
- Teichler, U. (2015). Changing perspectives: The professional relevance of higher education. *European Journal of Education*, **50**(4), 461–477. https://doi.org/10.1111/ejed.12146
- UNESCO. (2021). UNESCO urges making environmental education a core curriculum component in all countries by 2025. https://en.unesco.org/news
- UNESCO. (2022a). Berlin Declaration on Education for Sustainable Development. https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000381228
- UNESCO. (2022b). Youth demands for quality climate change education. [https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/

- pf0000383615](https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000383615)
- United Nations (2015). The Paris Agreement. https://unfccc.int/sites/default/files/english_paris_agreement.pdf
- Verlie, B. (2022). Learning to live with climate change: From anxiety to transformation. Taylor & Francis.
- Vocasek, T. (2021). New EU strategy on adaptation to climate change.
- Wiek, A., Withycombe, L., & Redman, C. L. (2011). Key competencies in sustainability. *Sustainability Science*, **6**, 203–218.
- World Meteorological Organization. (2025). WMO global annual to decadal climate update (2025–2029). https://wmo.int/publication-series

Stanislav Kukhtyk¹,
ORCID: 0000-0002-2738-5866
stan.kukhtyk@istu.edu.ua

Vira Balabukh²,
ORCID: 0000-0003-3223-7531
Balabukh@uhmi.org.ua

¹ Higher Education Institution “Academician Yuriy Bugay International Scientific and Technical University”, Kyiv, Ukraine

² Ukrainian Research Hydrometeorological Institute of the State Emergency Service of Ukraine and the National Academy of Science of Ukraine, Kyiv, Ukraine

CLIMATE EDUCATION FOR GREEN RECONSTRUCTION: CHALLENGES, METHODS AND PRACTICAL CASES

The development of climate education is a crucial factor in shaping the competencies required for implementing Ukraine's green reconstruction, adapting to climate change, and achieving climate neutrality. It is substantiated that, in the context of increasing climate risks and transformations in global climate policy, education plays a system-forming role in ensuring the climate resilience of society and the economy. It is demonstrated that solving these tasks necessitates the systematic integration

of educational, scientific, and practical approaches to foster interdisciplinary knowledge and skills. The results of implementing summer schools and workshops within the framework of the UniCities and New European Bauhaus Academy projects, which tested educational formats based on the challenge-based learning methodology and the living labs concept, are presented. These formats provide a combination of learning, research, and practice, contributing to the development of competencies provided by the European GreenComp system: systems thinking, cooperation, innovation, and the ability to act. It is demonstrated that interdisciplinary educational practices centered on real-world cases of green reconstruction enhance the readiness of future specialists to develop and implement adaptive, nature-oriented solutions in local communities. It is noted that climate education acts as a catalyst for the implementation of adaptive and nature-oriented solutions at the local level, enhancing the effectiveness of climate services and management practices. It has been proven that the development of climate education should become a strategic priority in the post-war green transformation of Ukraine and in increasing the state's climate resilience. The scientific novelty of the study lies in identifying climate education as a strategic tool for post-war green transformation in Ukraine, which ensures synergy between science, education, culture, and the practice of sustainable development.

Keywords: climate change; climate education; European Green Deal; sustainable development competencies; green recovery; climate change adaptation.



ЧИСЛОВІ МЕТОДИ ТА МОДЕЛІ В ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЇ

Oleksandr Kryvoshein

ORCID: 0000-0001-5029-4228
krivoshein@uhmi.org.ua

Oleksii Kryvobok

ORCID: 0000-0002-1730-1809
kryvobok@uhmi.org.ua

Olena Zabolotna

ORCID: 0009-0009-6338-7672
zabolotnaolena@ukr.net

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

УДК 551.509.313:004.942(477)

DOI: [https://doi.org/ua/10.15407/
Meteorology2025.08.092](https://doi.org/ua/10.15407/Meteorology2025.08.092)

VERIFICATION OF THE ICON NUMERICAL WEATHER PREDICTION MODEL IN UKRAINE

This study presents a comprehensive verification of the ICON numerical weather prediction model over Ukraine for the year 2024. The evaluation covers key meteorological parameters — air temperature, wind speed, relative humidity, precipitation, and cloud cover — at 24-, 48-, and 72-hour forecast lead times. Both continuous metrics (correlation, mean absolute error, root mean square error, bias) and categorical metrics (POD, FAR, CSI) were applied, along with seasonal and spatial analyses. The model demonstrated high accuracy in forecasting mean temperature, with a correlation coefficient of $r = 0.95$ at 24 hours, low RMSE ($\approx 2.6^\circ\text{C}$), and near-zero bias. Cloud cover forecasts also showed excellent performance, with POD > 0.94 and CSI up to 0.86 at a 10% threshold, maintaining stability across regions and seasons. By contrast, wind speed forecasts were less reliable, with lower correlations ($r = 0.40$ at 24 h), RMSE ~ 1.75 m/s, and consistent overestimation. Forecasts of relative humidity were moderately accurate ($r = 0.88$), although a persistent negative bias ($\approx -4.2\%$) was observed. Precipitation forecasts exhibited the lowest skill, especially at longer lead times and higher thresholds. At a 0.1 mm threshold and 24-hour forecast, POD reached 0.61, but FAR remained high (> 0.50), particularly in southern regions with frequent convective activity. Seasonal analysis indicated the best model performance in autumn and winter, with reduced accuracy in summer, especially for humidity and precipitation. Spatial verification at 24-hour lead time revealed regional differences: the lowest RMSE for mean temperature was found in Kherson (2.29°C), while the highest wind speed error occurred in Donetsk (4.88 m/s). Overall, the ICON model provides robust forecasts for temperature and cloud cover, acceptable performance for humidity, and highlights the need for further refinement in wind and precipitation prediction. These findings offer valuable guidance for improving regional forecast applications and adjusting physical parameterizations under Ukrainian climate and topography conditions.

Keywords: ICON model, verification, weather prediction, forecast accuracy.

INTRODUCTION

Numerical Weather Prediction (NWP) models are fundamental tools in modern meteorology, providing critical forecasts that support public safety, economic activities, and environmental management worldwide (Kalnay, 2003; Bauer et al., 2015). The ICON (ICOSahedral Nonhydrostatic) model, developed by the German Weather Service (Deutscher Wetterdienst, DWD), represents a state-of-the-art global and regional forecasting system that leverages advanced grid structures and physics parameterizations to improve forecast accuracy across scales (Zängl et al., 2015; Dipankar et al., 2015).

In recent years, the ICON model has been used for operational regional forecasting in Ukraine, a country characterized by complex orography, significant climatic variability, and transitional weather regimes between continental and maritime influences (Shyian et al., 2018; Holoborodko et al., 2020). Previous studies have examined the application and verification of re-

gional NWP models in Ukraine, highlighting methods for forecast evaluation and interpolation (Shpyg & Budak, 2015; Doroshenko et al., 2020). These factors pose unique challenges for NWP, requiring rigorous model verification to ensure reliable weather predictions, especially under extreme and high-impact weather events such as severe storms, heatwaves, and winter weather (Ebert et al., 2016).

Moreover, ongoing geopolitical and logistical issues have impacted the density and quality of observational data in certain Ukrainian regions, complicating the data assimilation process and verification efforts (Ukrainian Hydrometeorological Center, 2023). Against this backdrop, an in-depth assessment of the ICON model's forecast skill over Ukraine for 2024 is essential. This study aims to systematically evaluate the ICON model's performance across multiple meteorological parameters, temporal scales, and spatial domains, providing insights into its strengths, limitations, and opportunities for further development.

By comparing ICON forecasts with extensive observational datasets from 133 meteorological stations, this work contributes to enhancing NWP reliability in Ukraine and serves as a reference for similar mid-latitude regions with diverse climatic and topographic settings. The results also provide a foundation for targeted model improvements, bias correction strategies, and informed decision-making in operational meteorology.

METHODOLOGY

Data and Parameters. Forecast verification was based on daily observations from 133 surface meteorological stations across Ukraine (Fig. 1). The ICON-EU configuration was applied with a horizontal resolution of 6.5×6.5 km. The computational domain covered the territory of Ukraine, approximately between 44° – 53° N and 22° – 41° E. The model data were obtained from the DWD open data portal (<https://opendata.dwd.de/>). The parameters verified included: minimum, maximum, and mean 2 m air temperature (Tmin, Tmax, Tmean); 10 m wind speed; relative humidity at 2 m; total cloud cover; daily precipitation totals.

Verification Framework. Forecasts at 24, 48, and 72-hour lead times were evaluated using continuous and categorical metrics depending on parameters (in

this research, metrics applied to continuous variables are referred to as *continuous metrics*, while those applied to categorical variables are referred to as *categorical metrics*).

To evaluate the accuracy of temperature, wind speed, and humidity forecast, the following metrics were employed.

Pearson Correlation Coefficient (r)

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})^2 \sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}},$$

where N is the number of observations; P_i — the predicted value; O_i — the observed value; $\bar{P}$ — the mean of predictions; $\bar{O}$ — the mean of observations.

Mean Absolute Error (MAE)

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |P_i - O_i|,$$

where N is the number of observations; O_i — the observed value; P_i — the predicted value.

Root Mean Square Error (RMSE)

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2},$$

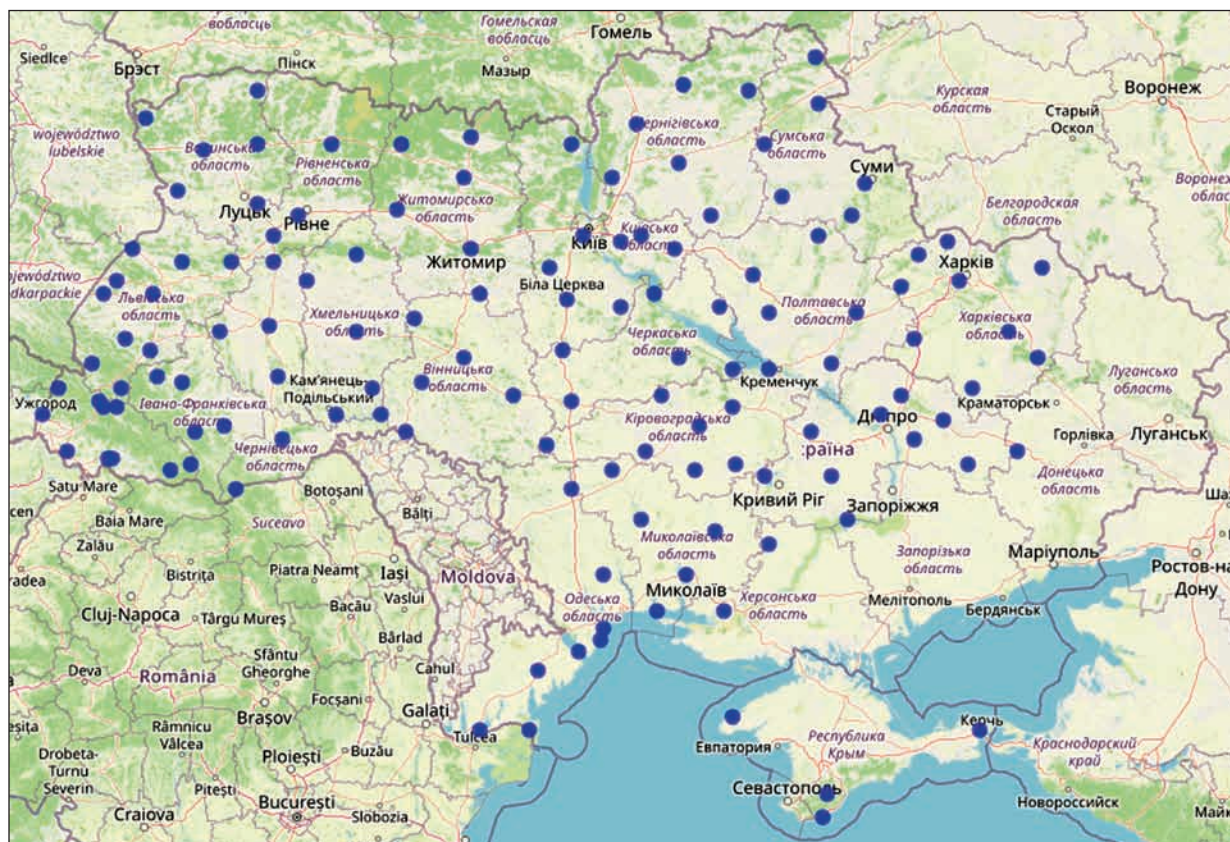


Fig. 1. Locations of meteorological network stations used for the verification of the ICON model data

where N is the number of observations; O_i — the observed value; P_i — the predicted value.

Bias

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i),$$

where N is the number of observations; P_i — the predicted value; O_i — the observed value.

For assessing the quality of forecasts of binary event variables, such as the presence or absence of precipitation or cloud cover, a set of metrics based on the confusion matrix were applied. These metrics include:

- *Probability of Detection (POD)*: Measures the likelihood of correctly forecasting the occurrence of an event.
- *False Alarm Ratio (FAR)*: Represents the proportion of false alarms among all forecasted events.
- *Critical Success Index (CSI)*: An integrated metric accounting for both correct and incorrect forecasts, providing a comprehensive measure of forecast performance.

To clarify, the confusion matrix elements for binary classification are:

- *True Positives (TP)*: Number of cases where the event occurred and was correctly forecasted.
- *False Positives (FP)*: Number of cases where the event did not occur but was incorrectly forecasted.
- *True Negatives (TN)*: Number of cases where the event did not occur and was correctly forecasted as such.
- *False Negatives (FN)*: Number of cases where the event occurred but was not forecasted.

The metrics are calculated as follows:

$$POD = \frac{TP}{TP + FN}.$$

Values range from 0 to 1, where 1 indicates a perfect forecast.

$$FAR = \frac{FP}{FP + TP}.$$

Values range from 0 to 1, where 0 indicates a perfect forecast (no false alarms).

$$CSI = \frac{TP}{TP + FP + FN}.$$

Values range from 0 to 1, with 1 indicating a perfect forecast. CSI is a more stringent measure than POD as it accounts for all three types of errors related to event forecasting.

Verification was performed:

- For all meteorological stations collectively (overall)
- By seasons (spring, summer, autumn, winter)
- By regions of Ukraine (spatial verification)

RESULTS AND DISCUSSION

Overall verification results.

Continuous variables. For each forecast horizon (24 hours, 48 hours, 72 hours), the average values of the accuracy metrics were calculated. *Table 1* presents the verification results for temperature, wind speed, and relative humidity.

The model demonstrated generally high accuracy in forecasting temperature indicators. For mean temperature, the correlation between forecasted and actual values was $r=0.95$ at the 24-hour horizon and decreased to $r=0.90$ at 72 hours. The mean absolute error (MAE) remained within 2–3°C, and the bias was close to zero (ranging from –0.1 to –0.01°C), indicating minimal systematic error.

Similar results were obtained for maximum temperature, where the correlation also declined from $r=0.95$ (24 hours) to $r=0.90$ (72 hours), although the bias tended toward underestimation (up to –0.21°C).

For minimum temperature, the correlation was slightly lower ($r=0.85$ at 72 hours), and the bias was positive, meaning the model tended to slightly overestimate minimum values.

In the case of wind speed, forecast quality was significantly lower: the correlation coefficient dropped from $r=0.40$ at 24 hours to $r=0.18$ at 72 hours, indicating a weak relationship between forecast and observation. Meanwhile, the MAE was approximately 1.3–1.5 m/s, and the bias remained consistently positive (around +0.68 m/s), pointing to a systematic overestimation of wind speed.

The forecast for relative humidity showed fairly stable performance: the correlation decreased from $r=0.88$ to $r=0.78$ over the 72-hour horizon, and the MAE remained steady at about 6.3% across all time ranges. However, a persistent negative bias (approximately –4.2%) was observed, indicating a tendency to underpredict humidity levels.

Discrete (event-based) variables. Since for event-based variables such as precipitation and cloud cover, threshold values must be defined to distinguish the occurrence of an event (“yes”/“no”) before evaluating forecast accuracy, a sensitivity analysis was conducted to assess the model’s response to different threshold selections. Specifically, for precipitation, three threshold values were tested: 0.1 mm, 0.5 mm, and 1.0 mm. For cloud cover, the tested thresholds were: 10%, 30%, and 50%. These thresholds were chosen to evaluate the model’s ability to detect the presence of cloudiness across different levels of intensity. Each threshold represents a separate binary classification task: 10% serves to test whether the model can capture any cloud formation, 30% corresponds to moderate cloudiness, and 50% targets the detection of dense

Table 1. Overall accuracy rating for temperature, wind, and humidity

Variable	Metric	24 h	48 h	72 h
Temperature (min), °C	<i>r</i>	0.92	0.88	0.85
	<i>MAE</i>	2.34	2.94	3.25
	<i>RMSE</i>	3.11	3.84	4.23
	<i>Bias</i>	0.32	0.26	0.23
Temperature (max), °C	<i>r</i>	0.95	0.92	0.9
	<i>MAE</i>	2.35	3.2	3.59
	<i>RMSE</i>	3.18	4.16	4.62
	<i>Bias</i>	-0.12	-0.17	-0.21
Temperature (avg), °C	<i>r</i>	0.95	0.92	0.9
	<i>MAE</i>	1.97	2.68	3.03
	<i>RMSE</i>	2.61	3.49	3.92
	<i>Bias</i>	0.1	0.04	0.01
Wind (м/с)	<i>r</i>	0.4	0.25	0.18
	<i>MAE</i>	1.33	1.45	1.49
	<i>RMSE</i>	1.75	1.91	1.97
	<i>Bias</i>	0.69	0.68	0.67
Humidity (%)	<i>r</i>	0.88	0.82	0.78
	<i>MAE</i>	6.29	6.31	6.3
	<i>RMSE</i>	7.88	7.91	7.92
	<i>Bias</i>	-4.22	-4.22	-4.21

or overcast conditions. This approach is more robust than multiclass classification, where even small differences between observed and forecasted values (e.g., 40% vs. 50%) may be penalized as errors. Instead, the threshold-based binary evaluation better reflects practical needs in real-world applications, where users are

typically interested in general sky conditions rather than exact numerical cloud cover percentages. Based on *Table 2*, it is evident that for precipitation forecasts at all thresholds, there is a decline in the Probability of Detection (POD) and the Critical Success Index (CSI) with increasing forecast lead time, indicating

Table 2. Overall accuracy rating for precipitation and cloudiness

Variable	Threshold	Metric	24 h	48 h	72 h
Precipitation	0.1 mm	POD	0.61	0.53	0.49
		FAR	0.52	0.58	0.60
		CSI	0.36	0.30	0.28
	0.5 mm	POD	0.50	0.41	0.38
		FAR	0.56	0.64	0.66
		CSI	0.30	0.23	0.21
	1.0 mm	POD	0.43	0.33	0.31
		FAR	0.64	0.71	0.73
		CSI	0.24	0.18	0.16
Cloudiness	10%	POD	0.94	0.93	0.92
		FAR	0.09	0.10	0.11
		CSI	0.86	0.83	0.82
	30%	POD	0.88	0.84	0.84
		FAR	0.19	0.22	0.22
		CSI	0.73	0.68	0.67
	50%	POD	0.8	0.74	0.72
		FAR	0.31	0.35	0.37
		CSI	0.58	0.52	0.50

a reduction in accuracy over time. The highest POD (0.61) and CSI (0.36) values were observed at the 0.1 mm threshold for the 24-hour forecast. However, even at this lowest threshold, the False Alarm Ratio (FAR) remained relatively high (ranging from 0.52 to 0.60), suggesting low quality of precipitation occurrence estimation. As the threshold increased to 0.5 mm and 1.0 mm, POD and CSI gradually decreased, while FAR increased, indicating a reduced ability of the model to detect precipitation, when the value of threshold increased.

For cloud cover forecasts, three threshold values were used — 10%, 30%, and 50% — to define the event "cloudy" which was considered to occur when the corresponding threshold was exceeded (Table 2). At all thresholds, the model demonstrated high POD values, indicating a good ability to detect cloudy conditions, with the highest value (0.94) recorded at the 10% threshold for the 24-hour forecast. The FAR remained low — between 0.09 and 0.11 for the lowest threshold — gradually increasing to 0.37 at the 50% threshold for the 72-hour forecast. The CSI was also highest at the 10% threshold, reaching up to 0.86 for the 24-hour forecast, with only a slight decline over time. Overall, the model performs best in forecasting even minimal cloud cover, while accuracy decreases somewhat for higher cloud density. The model predicts cloudiness more accurately at lower thresholds—for example, when detecting as little as 10% cloud cover. However, its predictive accuracy decreases as the threshold increases, with noticeably reduced performance at higher levels such as 50% cloud cover.

Compared to precipitation forecasts, the model demonstrates significantly higher accuracy for cloud cover prediction. Notably, the POD values for cloud cover are considerably higher (up to 0.94 at a 24-hour lead time and a 10% threshold), and FAR values are lower (ranging from 0.09 to 0.37), indicating a strong ability to detect cloud presence with a relatively low rate of false alarms. CSI values for cloud cover remain high even at longer forecast horizons — for instance, up to 0.82 at 72 hours with a 10% threshold — whereas for precipitation, CSI did not exceed 0.36 even at the most favorable threshold (0.1 mm) and the shortest forecast horizon (24 hours). This discrepancy can be explained by more complex physical processes responsible for precipitation formation in clouds than cloud formation itself. Generally, the higher uncertainty in precipitation forecasts compared to cloud forecasts stems from a combination of factors: the extreme sensitivity of precipitation formation to tiny-scale microphysical processes, the inherent difficulty of representing sub-grid convection and the highly localized nature of precipitation events. The Icon model

for cloud forecast uses well-known and widely-used diagnostic cloud cover scheme (Sundqvist et al., 1989), its fundamental purpose is to determine the fractional cloud cover within a grid cell based on the specifically relative humidity. Our results show that relative humidity is forecasted quite well at the surface level (Tab. 1), and we therefore assume a similar accuracy at higher levels; however, this interpretation should be regarded as a reasonable assumption rather than a verified relationship. Forecasting precipitation with the ICON model is a more complex process that relies on a combination of the model's high-resolution dynamical core and sophisticated physical parameterizations, including cloud condensation and ice nucleation, evaporation, melting and sedimentation (Giorgetta et al., 2018). Thus, cloud cover forecasts are more reliable and consistent, whereas precipitation forecasts remain more challenging due to the complex and localized nature of rainfall events.

Seasonal Verification. Seasonal verification of the ICON model forecasts revealed that forecast accuracy strongly depends on both the type of meteorological parameter and the time of year. The highest forecast quality was observed at shorter lead times (24 hours), while errors increased and correlations with observed values decreased as the lead time extended.

Temperature-related parameters ($T_{\min}$, T_{mean} , $T_{\max}$) exhibited the greatest stability and accuracy, particularly in autumn. However, the model showed a tendency to overestimate temperatures during the cold season and to underestimate them in autumn.

Wind speed forecasts demonstrated the lowest predictive skill, with correlation coefficients significantly lower than for other parameters. The model systematically overestimated wind speed across all seasons.

Relative humidity was reproduced with acceptable accuracy during spring, autumn, and winter, but showed significant underestimation in summer (Bias up to +12.5%), indicating a need for additional model correction in this season.

The evaluation of event-based parameters revealed substantial seasonal differences. For precipitation, the model performed best in winter (POD up to 0.71, CSI up to 0.48) and worst in autumn. Warm seasons were characterized by a high rate of false alarms ($\text{FAR} > 0.6$), reducing the reliability of precipitation forecasts. A single threshold of 0.1 mm was used in this analysis, as it yielded the best results during overall verification.

In contrast, cloud cover forecasts showed the highest consistency and accuracy among all parameters. POD values exceeded 0.89 across all seasons, FAR remained low (especially in winter, down to 0.03), and CSI reached 0.94. These results indicate a very high capability of the ICON model to reliably predict

cloud cover, with no significant degradation at longer lead times.

Overall, the ICON model demonstrated high accuracy in forecasting temperature and cloud cover, satisfactory performance for humidity (except in summer), limited skill for wind, and seasonally dependent performance for precipitation. These findings provide a foundation for further spatial analysis of forecast errors, enabling a more detailed assessment of the model's regional behavior.

Spatial Verification (24-hour Forecasts). To identify the spatial characteristics of forecast accuracy in the ICON model, a regional evaluation of verification metrics was performed by grouping observational stations at the oblast (regional) level. This approach makes it possible to pinpoint geographic areas with the highest and lowest forecast quality. For ease of visual analysis, the results are presented as thematic maps (fig.2), where each oblast is characterized by the average values of RMSE metric computed from all stations within its territory.

This spatial approach is particularly important given the heterogeneous climatic and topographic conditions that can significantly influence forecast accuracy. Furthermore, based on findings from previous verification stages — which showed a consistent decline in forecast quality with increasing lead time (notably, accuracy was lower for the 48-hour forecast compared to 24 hours, and even lower for 72 hours) — the spatial analysis was limited to the 24-hour lead time. This decision allows the focus to remain on the most reliable forecast interval, where the model exhibits the highest predictive skill.

It should also be noted that due to the absence of ground-based meteorological observations in the Zaporizhzhia and Luhansk regions as a result of ongoing hostilities, these areas were excluded from the spatial verification.

Temperature. The spatial verification of minimum temperature forecasts produced by the ICON model revealed certain regional differences in prediction accuracy. Overall, the model demonstrates a high level of consistency in forecast quality across most of Ukraine, with a few regional exceptions. The root mean square error (RMSE) values for the majority of regions range between 2.8°C and 3.3°C, indicating reasonably good forecast accuracy. The lowest RMSE values were recorded in Poltava (2.65°C), Kherson (2.78°C), and Khmelnytskyi (2.83°C) oblasts, suggesting stable conditions for minimum temperatures and a relatively good adaptation of the model to local climatic features. The highest RMSE values were observed in Donetsk (5.69°C) and Crimea (4.28°C). These elevated errors may be attributed not only to more complex synoptic conditions

(particularly over Crimea) but also to the limited availability of observational data (only one station in the Donetsk region) resulting from the ongoing military situation in these areas.

For the maximum temperature the results indicate stable and relatively high forecast accuracy by the ICON model across most regions of Ukraine. RMSE values generally range from 2.8°C to 3.4°C, which can be considered a favorable outcome for short-term forecasting. The lowest RMSE values were found in Mykolaiv (2.76°C), Kherson (2.80°C), and Cherkasy (2.88°C) oblasts, reflecting a high degree of consistency between model forecasts and actual observations under predominantly flat terrain and lower diurnal temperature variability. In contrast, higher RMSE values were recorded in Donetsk (3.54°C), Ivano-Frankivsk (3.71°C), and Crimea (3.69°C). For Donetsk, as previously noted, the limited number of observations (with only one meteorological station operational in the region) complicates verification. In the cases of Crimea and Ivano-Frankivsk, the increased errors may result from complex topographic features, where the model may not fully account for localized thermal processes.

The verification of mean temperature forecasts shows the highest stability among all temperature parameters. RMSE values predominantly range from 2.4°C to 2.7°C, indicating a strong agreement between model outputs and observed data. The lowest RMSE values were observed in Kherson (2.29°C), Mykolaiv (2.37°C), and Kirovohrad (2.42°C) oblasts, reflecting high forecast accuracy under conditions of lower thermal variability. Similar values were also recorded in Odesa, Poltava, Cherkasy, and Chernivtsi oblasts. Higher RMSE values were found in Crimea (3.70°C) and Donetsk (3.52°C). In Crimea, this may be attributed to complex marine circulation, local breezes, and increased temperature variability in coastal zones.

Since mean temperature is typically the most useful and representative parameter, only this type of temperature is illustrated on the accompanying map (Fig. 2a). It also demonstrates the best overall model performance. To avoid overloading the article with graphics, maps for minimum and maximum temperatures have been omitted.

Wind. The results of spatial verification indicate that wind speed forecasting is one of the least accurate components of the ICON model. In most regions, the root mean square error (RMSE) exceeds 1.5 m/s (Fig. 2b), and the mean bias is consistently positive, suggesting a systematic overestimation of actual wind speeds by the model. This indicates a tendency of the model to overestimate wind speed, which is a common issue among many global and regional models that do not always accurately represent the effects of surface fric-

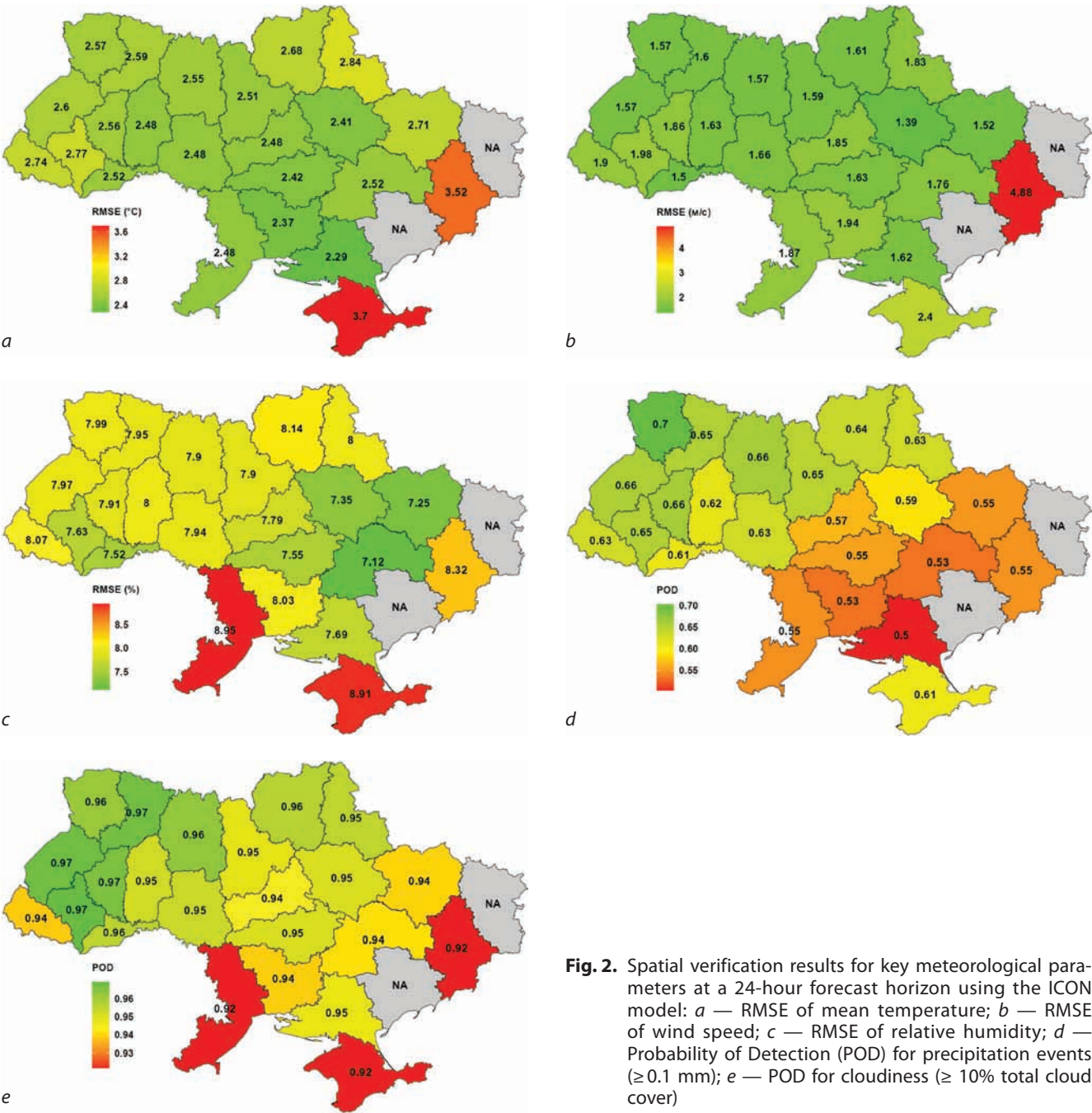


Fig. 2. Spatial verification results for key meteorological parameters at a 24-hour forecast horizon using the ICON model: *a* — RMSE of mean temperature; *b* — RMSE of wind speed; *c* — RMSE of relative humidity; *d* — Probability of Detection (POD) for precipitation events (≥ 0.1 mm); *e* — POD for cloudiness ($\geq 10\%$ total cloud cover)

tion, complex terrain, or local inversions (Hoffmann, Wilms, Blank, & Ludwig, 2022). The highest RMSE values were recorded in Donetsk (4.88 m/s) and Crimea (2.40 m/s), representing significant deviations compared to other regions. As with previous parameters, the limited availability of observational data remains a key factor for Donetsk. In the case of Crimea, the elevated errors are likely due to complex marine and coastal circulations, which may not be adequately captured by the model. The lowest RMSE values were found in Dnipropetrovsk Oblast (7.12%), while the highest values were observed in Odesa (8.95%) and Crimea (8.91%). These elevated errors may be attributed to

ly high local stability of wind fields, which facilitates more accurate modeling in those regions.

Relative humidity. The spatial verification of relative humidity forecasts from the ICON model at a 24-hour lead time demonstrates a high degree of consistency across regions. In most oblasts, the RMSE falls within the range of 7.1% to 8.9% (Fig. 2c), which represents an acceptable level of accuracy for synoptic-scale forecasting. The lowest RMSE was recorded in Dnipropetrovsk Oblast (7.12%), while the highest values were observed in Odesa (8.95%) and Crimea (8.91%). These elevated errors may be attributed to

coastal circulation features, marine moisture transport, or insufficient observational coverage in shoreline areas. Overall, the results of spatial verification confirm that the ICON model provides relatively stable performance in forecasting relative humidity, though with a consistent negative bias. This effect has also been noted in other studies, which report overestimation of near-surface humidity by atmospheric models, particularly in the lowest atmospheric layers (Bastin et al., 2019; Liu et al., 2021).

Precipitation. The Probability of Detection (POD) values for precipitation forecasts by the ICON model indicate a moderate level of accuracy in identifying precipitation events at a 24-hour lead time. Across most oblasts, POD values range from 0.53 to 0.66 (Fig. 2d), reflecting the model's reasonable ability to capture precipitation events, albeit with certain regional variations. For this spatial analysis, an event was defined as the occurrence of precipitation ≥ 0.1 mm, which, according to the results of the overall verification, provided the optimal balance between detection and false alarms. The highest POD values were recorded in Volyn (0.70), Ternopil (0.66), Lviv (0.66), Kyiv (0.65), and Rivne (0.65) oblasts—primarily located in the western and northwestern regions of Ukraine. This may be attributed to higher precipitation frequency in these areas and better model alignment with frontal activity in this sector. In contrast, the lowest values were observed in Kherson (0.50), Dnipropetrovsk (0.53), and Odesa (0.55) oblasts, indicating reduced model efficiency in detecting precipitation in southern and southeastern regions. This could be due to both lower overall precipitation frequency and greater variability in convective processes, which the model may not always adequately capture. In Crimea, the POD value was 0.61, which can be considered an average level of detection performance. Overall, the results of spatial verification suggest that the ICON model exhibits stable, though not optimal, skill in detecting precipitation events, with noticeable regional variation. Forecast accuracy tends to be higher in areas dominated by large-scale (frontal) precipitation systems, while performance declines in regions with a greater prevalence of localized or convective events.

Cloudiness. The results of spatial verification demonstrate a high capability of the ICON model to detect cloud cover across nearly all regions of Ukraine, with Probability of Detection (POD) values ranging from 0.92 to 0.97 (Fig. 2e). This reflects the model's consistent performance in forecasting this parameter, regardless of geographic location or climatic conditions. For the purpose of defining a "cloudiness event", a threshold value of 10% total cloud cover was used. The highest POD values were observed in Ivano-Fran-

kivsk (0.97), Lviv (0.97), Rivne (0.97), Ternopil (0.97), Volyn (0.96), and Zhytomyr (0.96) oblasts. These regions are characterized by high annual cloud cover and frequent cyclonic activity, which likely contributes to improved detection of extensive cloud systems by the model. Slightly lower (but still high) POD values were recorded in Odesa (0.92), Donetsk (0.92), Crimea (0.92), and Zakarpattia (0.94). In the southern regions, this may be related to the more frequent occurrence of localized, thin, or fragmented cloud structures, which are more difficult to model accurately within a global forecasting system—particularly under conditions of high turbulence or thermal inversions. Overall, the ICON model demonstrates strong performance in short-term cloudiness forecasting, delivering a high probability of correct cloud detection across all regions of Ukraine. This is a valuable feature for the model's further application in various operational domains, including aviation, agrometeorology, and energy planning.

CONCLUSIONS

This study presents a detailed verification of the ICON numerical weather prediction model over Ukraine for the year 2024, covering forecasts of temperature, wind speed, relative humidity, precipitation, and cloud cover at 24-, 48-, and 72-hour lead times. The results confirm the model's overall strong performance in forecasting temperature and cloudiness, with correlation coefficients for mean temperature reaching $r = 0.95$ at 24 hours and Probability of Detection (POD) for cloud cover exceeding 0.94 at a 10% threshold. Temperature forecasts showed low root mean square errors (e.g., 2.61°C for mean temperature at 24 h) and minimal bias, indicating high reliability.

The ICON model also showed moderate accuracy for relative humidity forecasts ($r = 0.88$, $\text{MAE} \approx 6.3\%$), although a consistent underestimation of about -4.2% was observed. Wind forecasts were the least accurate, with weak correlations ($r = 0.40$ at 24 h, dropping to 0.18 at 72 h) and a systematic overestimation of wind speed by ≈ 0.68 m/s.

For precipitation, the model demonstrated limited predictive skill, with POD values around 0.61 and Critical Success Index (CSI) of 0.36 at a 0.1 mm threshold for 24-hour forecasts, declining steadily with increased lead time and intensity threshold. Precipitation detection was more effective in western and northwestern oblasts (e.g., $\text{POD} = 0.70$ in Volyn), but performance dropped in southern regions (e.g., $\text{POD} = 0.50$ in Kherson), reflecting challenges in modeling convective activity.

Cloud cover forecasts were consistently strong across all regions and seasons, with CSI values up to

0.86 and FAR as low as 0.09, making this parameter one of the model's most reliable outputs.

Spatial verification further highlighted regional differences: ICON achieved the lowest RMSE for mean temperature in Kherson (2.29°C) and highest wind RMSE in Donetsk (4.88 m/s). Seasonal trends also revealed best overall performance in autumn and winter, while summer posed greater challenges, particularly for humidity and precipitation.

In summary, the ICON model shows excellent capability in forecasting temperature and cloudiness, reasonable accuracy for humidity, and room for im-

provement in wind and precipitation forecasts. These insights support ongoing refinement of model physics and post-processing techniques, especially for high-impact weather events in topographically and climatologically complex regions of Ukraine.

Acknowledgments. The authors acknowledge the Ukrainian Hydrometeorological Center and national observation network staff for maintaining the observational infrastructure under challenging conditions. We also thank DWD for the availability to download the data of the ICON model.

REFERENCES

- Bastin, S., Bock, O., Chazette, P., et al. (2019). Modeling and observations of lower tropospheric humidity profiles in the Mediterranean. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **19**(5), 3155–3178. <https://doi.org/10.5194/acp-19-3155-2019>
- Bauer, P., Thorpe, A., & Brunet, G. (2015). The quiet revolution of numerical weather prediction. *Nature*, **525**(7567), 47–55. <https://doi.org/10.1038/nature14956>
- Dipankar, A., Schlemmer, L., Gorges, K., et al. (2015). ICON — a novel approach for global modeling of atmospheric dynamics: first results and future perspectives. *Geoscientific Model Development*, **8**(7), 2489–2511. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2489-2015>
- Doroshenko, A., Shpyg, V., Budak I., Huda K. (2020). Numerical atmospheric models and their application in different areas of economics [In: Kvasniy L. and Tatomyr I. (eds) Ukraine in the context of global and national modern servisation processes and digital economy]: monograph. Praha: Oktan Print, 155–171. doi: 10.46489/uitcog0909
- Ebert, E.E., Janowiak, J.E. & Kidd, C. (2016). Comparison of near-real-time precipitation estimates from satellite observations and numerical models over global land areas. *Journal of Hydrometeorology*, **17**(8), 2453–2470. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0010.1>
- Giorgetta, M. A., Brokopf, R., Crueger, T., Esch, M., Fiedler, S., Hermert, J., et al. (2018). ICON-A, the atmosphere component of the ICON Earth system model: I. Model description. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **10**. <https://doi.org/10.1029/2017MS001242>
- Hoffmann, P., Wilms, H., Blank, L., & Ludwig, P. (2022). Benchmarking high-resolution regional climate models over complex terrain: A case study for wind simulations in the Alps. *Frontiers in Earth Science*, **10**, 789332. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.789332>
- Holoborodko, P., Lykhovyd, O., & Fedirko, V. (2020). Regional climatology and atmospheric dynamics of Ukraine: challenges for numerical weather prediction. *Ukrainian Hydrometeorological Journal*, **12**(1), 45–59.
- Kalnay, E. (2003). Atmospheric modeling, data assimilation and predictability. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511802270>
- Liu, L., Huang, X., Chen, F., et al. (2021). Evaluation of relative humidity in weather and climate models over complex terrain. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **126**(12), e2020JD034123. <https://doi.org/10.1029/2020JD034123>
- Shpyg, V., Budak, I. (2015). WRF reflectivity simulation and verification of thunderstorm forecast by radar and surface observation. 16th International Radar Symposium. Symposium Materials (24–26 June 2015, Dresden, Germany). 610–615. doi: 10.1109/irs.2015.7226388
- Shyian, S., Dudnik, I. & Makarenko, A. (2018). Climatic conditions of Ukraine and their variability: implications for weather prediction. *Geographical Review of Ukraine*, **11**(2), 33–42.
- Sundqvist, H., Berge, E. & Kristjánsson, J.E. (1989). Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *Monthly Weather Review*, **117**(8), 1641–1657.
- Ukrainian Hydrometeorological Center. (2023). Annual report on meteorological observations and challenges. Kyiv: State Hydrometeorological Service of Ukraine.
- Zängl, G., Reinert, D., Rípodas, P. & Baldauf, M. (2015). The ICON (ICOsahedral Nonhydrostatic) modelling framework of DWD and MPI-M: description of the nonhydrostatic dynamical core. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **141**(687), 563–579. <https://doi.org/10.1002/qj.2378>

Кривошеїн О.О.*

ORCID: 0000-0001-5029-4228

krivoshein@uhmi.org.ua

Кривобок О.А.

ORCID: 0000-0002-1730-1809

kryvobok@uhmi.org.ua

Заболотна О.С.

ORCID: 0009-0009-6338-7672

zabolotnaolena@ukr.net

ВЕРИФІКАЦІЯ ЧИСЕЛЬНОЇ МОДЕЛІ ПРОГНОЗУ ПОГОДИ ICON В УКРАЇНІ

Український гідрометеорологічний інститут
Державної служби України з надзвичайних ситуацій
та Національної академії наук України, Київ

У статті представлено комплексну верифікацію глобальної моделі чисельного прогнозування погоди ICON над територією України за 2024 рік. Оцінювання охоплювало ключові метеорологічні параметри: температуру по-

вітря, швидкість вітру, відносну вологість, кількість опадів та хмарність — на горизонтах прогнозу 24, 48 та 72 години. Для аналізу точності були застосовані як неперервні (кореляція, середня абсолютна похибка, середньоквадратична похибка, зміщення), так і категоріальні метрики (POD, FAR, CSI), з урахуванням просторового та сезонного розподілу. Результати показали високу точність прогнозу температури: коефіцієнт кореляції для середньої температури досягав $r = 0.95$ на горизонті 24 годин, при низьких значеннях RMSE ($\approx 2.6^\circ\text{C}$) та мінімальному зміщенні. Прогноз хмарності також продемонстрував високу якість: POD > 0.94 та CSI до 0.86 на низькому порозі (10% хмарності), з незначним зниженням точності при зростанні горизонту прогнозу. Водночас модель продемонструвала обмежену точність у прогнозуванні швидкості вітру ($r = 0.40$ при 24 год, $\text{RMSE} \approx 1.75 \text{ м/с}$), що супроводжувалось систематичним завищенням. Прогноз відносної вологості був задовільним ($r = 0.88$), хоча спостерігалось стабільне негативне зміщення (близько -4.2%). Найнижча точність зафіксована у прогнозі опадів: при порозі 0.1 мм POD становив 0.61, але FAR залишався

високим (> 0.50), особливо в південних регіонах, де переважає конвективний характер опадів. Сезонна верифікація показала найвищу точність у холодний період року, зокрема восени та взимку, а також виявила погіршення прогнозу вологості та опадів улітку. Просторовий аналіз на горизонті 24 години дозволив виявити регіональні особливості прогнозовної точності. Наприклад, найменше RMSE для середньої температури зафіксовано в Херсонській області (2.29°C), тоді як найбільше — для вітру в Донецькій області (4.88 м/с). Загалом модель ICON продемонструвала високу надійність у прогнозуванні температури та хмарності, задовільні результати для вологості та значний потенціал для покращення точності прогнозів опадів і вітру. Отримані результати можуть бути використані для підвищення ефективності регіонального прогнозування та адаптації фізичних параметризацій моделі до кліматичних і топографічних особливостей України.

Ключові слова: модель ICON, верифікація, прогноз погоди, точність прогнозування.



Д.В. Чарний¹ORCID: 0000-0001-6150-6433
dmitriych10@gmail.com**О.Л. Шевченко²**ORCID: 0000-0002-5791-5354
shevch62@gmail.com

УДК 556.332.5:556.043:556.06

DOI: <https://doi.org/ua/10.15407/Meteorology2025.08.102>

ПРОГНОЗУВАННЯ СЕРЕДНЬО- І ДОВГО-СТРОКОВИХ КОМПОНЕНТ КОЛИВАНЬ РІВНІВ ПІДЗЕМНИХ ВОД МЕТОДОМ ШТУЧНИХ НЕЙРОННИХ МЕРЕЖ

¹ ДУ Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України, Київ² Український гідрометеорологічний інститут ДСНС України та НАН України, Київ

Припинення регулярних моніторингових спостережень за рівнями підземних вод на території України спонукає до пошуку методів відтворення та прогнозування рівня, що дозволить оцінювати витрати підземного стоку, створювати моделі формування ресурсів ґрунтових вод і балансу вологи на водозборах. Це необхідно для визначення характеру змін водного балансу та ресурсів підземних вод в умовах тривалих кліматичних змін. У якості інструменту відновлення даних для подальшого моделювання водних ресурсів розглянуто штучні нейронні мережі (ШНМ) різної архітектури. З метою визначення оптимальної архітектури ШНМ, яка може імітувати тенденцію рівня підземних вод (РПВ) та надавати прогнози, досліджено ефективність різних нейронних мереж (RBF і MLP) у прогнозуванні середньомісячного РПВ. Для вибору оптимальної конфігурації ШНМ і оцінки ефективності кожної мережі та її здатності робити точні прогнози використано такі методи та критерії: множинний кореляційний аналіз, спектральний аналіз перетворень Фур'є, вейвлет-аналіз, виділення компонент за тривалістю коливальних циклів. Прогнозування виконано для середньомісячного рівня підземних вод по одній із небагатьох свердловин у басейні р. Західний Буг, по якій спостереження були припинені ще в червні 2011 р. Найреалістичніші результати за допомогою ШНМ вдалось отримати після виділення коротко-, середньо- і довгострокових компонент у коливаннях РПВ та виконання прогнозів за двома останніми компонентами, що є піонерним кроком для гідрогеологічних спостережень в Україні. Якщо для повного (нерозділеного) ряду вхідних даних вдається отримати прогноз/відновлення даних невисокої точності до 4–5 років, то за середньо- і довгостроковою компонентами — точніший прогноз з достатньо вірогідним трендом до 11–12 років.

Ключові слова: відновлення даних, рівень підземних вод, штучні нейронні мережі, часовий ряд значень, часові компоненти коливань рівня, вейвлет-аналіз, прогнозування, цикл.

ВСТУП

У час коли людство поставлене перед загрозою вичерпання ресурсів доступних прісних вод, можливості регіональних та басейнових оцінок цих ресурсів на території України практично зведені до мінімуму внаслідок поступового скорочення моніторингової мережі та припинення у 2022 р. гідрогеологічних спостережень. Допомогти в цьому могли б дистанційні методи, зокрема супутникова зйомка (Śliwińska et al., 2019; Solovey et al., 2025), проте навіть для таких наближених оцінок та їх верифікації необхідні спостереження за рівнями ґрунтових/підземних вод *in situ*. Зараз гідрогеологічні спостереження продовжуються хіба що у Чорнобильській зоні відчуження, а також на локальних ділянках приватних і державних підприємств, що проводять геолого-економічну оцінку запасів підземних вод у межах контуру їх експлуатаційних ділянок або родовищ. Проте, у другому випадку це спостереження за рівнями підземних вод щонайменше других від поверхні, захищених водоносних горизонтів із питною водою, для визначення рівнів

яких космічні знімки неефективні. На території басейну р. Західний Буг на Львівщині такий водоносний горизонт міститься у верхньокрейдових відкладах і лише у верхній, східній частині басейну — у відкладах девону. Спостереження за рівнями неглибоких ґрунтових вод першого від поверхні горизонту у четвертинних відкладах, які найбільш вразливі до змін клімату, тут не проводяться вже тривалий час (щонайменше з 2017 р.). Проте проблеми водозабезпечення в умовах воєнної агресії РФ та аридизації клімату лише загострюються (Лотоцька-Дудик & Лабойко, 2022; Шестопалов та ін., 2024; Руденко та ін., 2024), що вимагає контролю та обліку ресурсів питних підземних вод.

У країнах, що мають спільні кордони, різний рівень забезпеченості оперативною інформацією щодо запасів та якісного стану підземних вод транскордонного водозбірного басейну створює проблеми в розумінні ситуації з водозабезпечення та в узгодженості управлінських рішень щодо використання спільних водних ресурсів. У той час як на території суміжної Польщі достатньо точно врахо-

вуються зміни вологи на поверхні Землі, у приповерхневому шарі та у водоносних горизонтах (Solovey et al., 2025a), на українській частині басейну р. Західний Буг контролюється лише поверхневий стік по річках та видобуток і використання підземних вод. Завдяки густій мережі моніторингових свердловин вдалось зафіксувати тенденцію до зменшення ресурсів природних вод на значній частині території Польщі, що можна пояснити змінами клімату. У той же час на території України *природні* зміни ресурсів неглибоких ґрунтових вод не контролюються. Отже, ми можемо пропустити гідрогеологічну посуху та фазу виснаження запасів ґрунтових вод. Наразі ми не можемо визначити, чи відбувається регіональне зниження рівнів підземних вод і якщо так, то чим воно спричинене: водовідбором чи змінами клімату? Розв'язання останнього питання можливе за допомогою сучасних технологій машинного навчання та використання штучних нейронних мереж.

Мета роботи: оцінити можливості відтворення та прогнозування рівнів підземних вод (РПВ) на поточний період на території транскордонного басейну за наявними рядами гідрогеологічних спостережень (до 2011–2021 рр.). Також потребує вирішення проблема невизначеності водоносного горизонту, для якого аналізуються дані спостережень. Відтворені та прогнозні значення РПВ потрібні для створення просторової сталої та гідродинамічної моделей басейну р. Західний Буг, оцінки напрямку змін водного балансу водозбору.

МЕТОДИ ТА ЕТАПИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Моделі прогнозування ресурсів або рівня води у водних об'єктах можна загалом розділити на дві категорії: моделі, керовані фізикою, та моделі, керовані даними (Wagena et al., 2020). Моделі керовані даними (статистичні моделі та моделі машинного навчання (ML)), дають задовільні результати прогнозування шляхом підбору лінійних або нелінійних залежностей між вхідними та вихідними змінними без урахування складних фізичних процесів (Adnan et al., 2022; Guo et al., 2022). Отже, якщо ми маємо ряди тривалих спостережень за показниками режиму підземних вод цілком можливо використати їх для прогнозування на основі автокореляції.

На першому етапі було виконано відтворення середньомісячних РПВ за *часовим рядом* для свердловини з найдовшою тривалістю спостережень (1972–2011). Для відбракування недостовірних значень була застосована програма тестування даних за критеріями Mann-Kendall. Під час перевірки коротких рядів середньомісячних даних із 2000 (крайній рік по узгодженій з партнерами проєкту бази

даних) по 2011 рр. природні аномально високі середньомісячні значення РПВ, спричинені високою повінню 2003 року, були сприйняті програмою як помилкові і відбраковані, у зв'язку із чим середньорічне значення РПВ виявилось дещо нижчим за фактичне. Під час обробки повного ряду за 1972–2011 рр. аномальні природні значення вже не сприймалися як помилкові, програма виявила лише справжні помилки в даних РПВ, які були нами виправлені. У тому числі довелось відбракувати дані за перший рік спостережень (1972).

Відкоригований ряд значень РПВ був використаний для прогнозування за часовими рядами методом автокореляції (виявленням ступеню зв'язку між послідовними елементами часового ряду даних) із застосуванням штучних нейронних мереж (ШНМ). У нашому випадку ми планували отримати інформацію щодо закономірностей мінливості змінної (РПВ) у минулому (до 2011 року), щоб зменшити невизначеність її стану в наступні роки та наш час і, за можливості, у майбутньому. Тобто, у задачах із часовими рядами прогнозування полягає у передбаченні значень змінної на основі попереднього ряду значень тієї самої змінної. Такий підхід було обрано після того, як множинна кореляція коливань РПВ, для кількох різних лагів запізнення, не виявила достатньо значущої кореляції між РПВ та метеорологічними показниками — сумою місячних опадів та середньомісячною температурою.

Обчислювальні моделі на основі ШНМ мають 3 основні компоненти: вузли/нейрони, ваги та функцію активації/передачі. Кожен нейрон з'єднаний із іншими нейронами за допомогою прямих зв'язків. Через функцію активації вхідні дані обробляються нейроном для створення перетвореного вихідного сигналу (Yadav et al., 2015). Базова структура ШНМ зазвичай складається з трьох шарів: вхідного шару, де дані вводяться у мережу; прихованого шару або шарів, де обробляються дані; та вихідного шару, де отримують результати заданих виходів (Poonia et al., 2018).

Для визначення ступеню та характеру впорядкованості коливань РПВ нами було виконано спектральний аналіз перетворень Фур'є для рядів вхідних даних. За результатами аналізу підібрано і спроєктовано найбільш вдалі (продуктивні) архітектури ШНМ. Для одного з об'єктів такою виявилась ШНМ, що використовує радіальні базисні функції: RBF 1-17-1 та RBF 1-21-1 (RBF — радіально базисна функція з одним вхідним персептроном; 17 та 21 прихованими нейронами і одним вихідним нейроном). Для об'єктів із вираженими трендами та циклами застосовувались ШНМ на багатшарових персептронах (MLP), які продемонстрували свою високу

ефективність для вирішення подібних завдань у попередніх дослідженнях (Шевченко та ін., 2023).

Оскільки у наших попередніх дослідженнях (Шевченко та ін., 2021) було виявлено кілька одночасних ритмів у коливаннях рівнів ґрунтових вод, ми припустили, що розділення коливань на короткострокові, середньої тривалості та довготривалі допоможе виділити коливання, які найкраще відображають зміни РПВ на період прогнозу. Для виділення таких компонент був застосований вейвлет-аналіз (Grossmann & Morlet, 1984). Після виокремлення найбільш хаотичних короткострокових коливань, було виконано прогнозування середньомісячного РПВ за допомогою MLP за середньо- і довгостроковими компонентами.

РЕЗУЛЬТАТИ ТА ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

Найбільше спостережень за ґрунтовими водами проводилось гідрогеолого-меліоративними експедиціями на еталонних осушувальних системах починаючи з 70-х років минулого сторіччя. Проте у Львівській ГГМЕ Держводагенства України в елек-

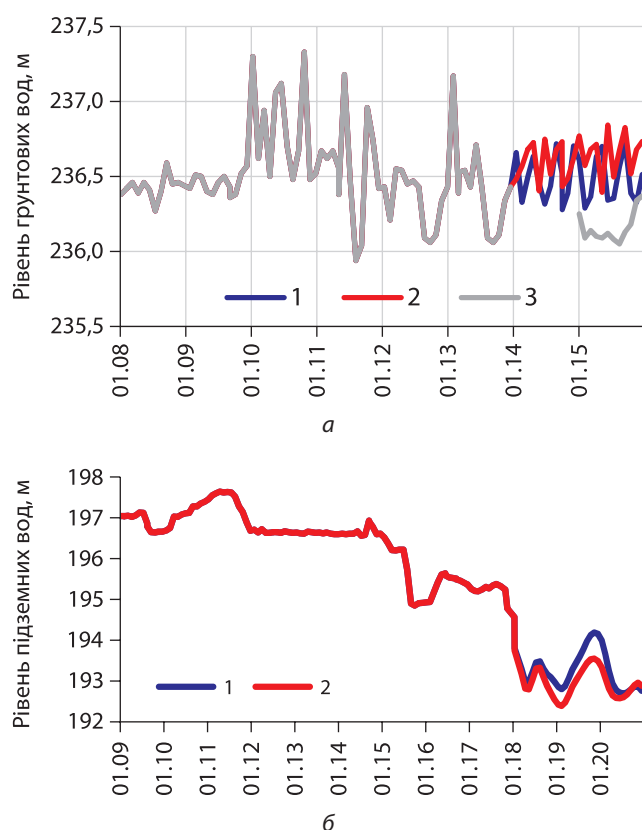


Рис. 1. Графіки фактичних (а — до 2014 р., б — до 2018 р.) і прогнозних рівнів підземних вод, відповідно на 2014–2015 і 2018–2020 рр. на ділянках: а — Недільчинської осушувальної системи; б — водозабору м. Сокаль. Застосовані нейронні мережі різної архітектури: а — 1 — RBF 1-17-1, 2 — RBF 1-21-1; б — 1 — MLP 36-22-1, 2 — MLP 36-34-1

тронному вигляді збереглися лише ряди даних із 2008 року по 2017 рік.

У спостережній мережі ДП Держгеонадра в межах басейну р. Західний Буг у Львівській області після 2007 р. моніторинг проводився лише по одній свердловині на ґрунтові води та по 16–18 свердловинах на верхньокрейдовий горизонт. Проте, вже у 2011 р. спостереження по єдиній свердловині на ґрунтові води припинились. Причому, наразі виникла проблема із ідентифікацією цієї свердловини: згідно каталогу ДНВП “Геоінформ” України зазначено, що це свердловина № 249 510005 на безнапірний водоносний горизонт в алювіальних відкладах, у той час як згідно довідки, отриманої від безпосередніх спостерігачів (гідрогеологічна експедиція ДП ЗахідУкргеологія), свердловина із схожим номером (520005), однаковим розташуванням та здебільшого ідентичними значеннями РГВ контролює водоносний горизонт верхньокрейдових відкладів.

Прогнозування за повним часовим рядом.

Спочатку для відтворення даних було взято ряд спостережень по свердловині № 2 Недільчинської осушувальної системи в басейні р. Полтва (слабопорушений режим), по якій на момент розрахунків були середньомісячні рівні за період 2008–2013 рр. Згідно хронологічного графіку коливань РГВ у свердловині № 2, для них не характерний певний тренд та витримана періодичність коливань рівня. Для цього випадку екстраполяцію доцільно виконувати за допомогою ШНМ, які використовують радіальні базисні функції RBF. Проте, після того, як нам були передані дані за 2015 рік, стало зрозуміло, що відтворені дані погано співпадають із фактичними значеннями (рис. 1а). Шестирічний період навчання для прогнозування за фактичними середньомісячними значеннями РГВ виявився недостатнім для точного прогнозування.

Ряд даних середньомісячних РПВ за 9 років (2009–2017) у свердловині №7 на водозабір м. Сокаль (порушений режим) має візуально визначений тренд і чітко виражений цикл у коливаннях тривалістю 36 місяців, що підтверджено спектральним аналізом перетворень Фур'є. Тому для цього випадку була застосована ШНМ, яка ґрунтується на багатоперцептронних (MLP) (рис. 1б). У останньому випадку результат виявився більш обнадійливим та реалістичним, зважаючи на відображення рецесії РПВ у маловодний 2019 рік (рис. 1б).

Наступним об'єктом для відновлення значень РПВ була обрана свердловина №UA SMS 51-5а (номер адаптований до бази даних проекту GRANDE-U) із мережі ДП Держгеонадра в басейні р. Західний Буг, у селі Руда-Колтівська Золочівського району Львівської області (рис. 2).



Рис. 2. Карта річкових басейнів України з місцем розташування свердловини № UA SMS 51-5a — у верхів'ї басейну р. Західний Буг (с. Руда Колтівська)

Спектральний аналіз ряду середньомісячних значень РПВ у цій свердловині за перетвореннями Фур'є засвідчив чітку періодичність із циклом у 153 місяці (12,75 років), що свідчить про доцільність застосування MLP для прогнозних екстраполяцій.

Якщо шифри архітектури позначаються як MLP 153- n -1, де n — єдина змінна, це означає, що мережа має 153 вхідні нейрони (персептрони введення) у вигляді ряду фактичних даних, один прихований шар з n нейронів та один вихідний нейрон. При цьому дотримано вимогу щодо довжини ряду для навчання: вона є не меншою за тривалість найдовшого та найкраще вираженого циклу. З великої кількості (близько 5000 варіантів) побудованих на основі багатшарових персептронів нейронних мереж вибрано п'ять найкращих (табл. 1). Для усіх

у якості функції помилки використана сума квадратів, а логістична функція — як функція активації прихованих нейронів.

За експертною оцінкою з найбільшою вірогідністю ходу реальних рівнів відповідають дані, відтворені за допомогою моделей MLP 153-5-1 і MLP 153-10-1 (рис. 3а, 4), які мають одні із найвищих показників продуктивності навчання, проте за тестовою продуктивністю виявились найгіршими (табл. 1). Прогноз за MLP 153-10-1 відобразив зниження рівня у маловодний 2016 рік, яке було насправді. Проте, даний метод приховує істотні недоліки, пов'язані з тим, що машинне навчання охоплює період до 1986 р., для якого були характерні інші, ніж у 1989–2020 рр. (охоплює у т.ч. період відновлення даних) закономірності формування рівневого режиму, за

Таблиця 1. Характеристики найкращих мереж MLP різної архітектури, що застосовувались для відновлення середньомісячних значень рівнів підземних вод у свердловині № UA SMS 51-5a

№	Архітектура	Продуктивність навчання	Контрольна продуктивність	Тестова продуктивність	Помилка навчання	Контрольна помилка	Тестова помилка	Алгоритм навчання	Функція активації вихідних нейронів
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	MLP 153-11-1	0,922	0,662	0,903	0,0007	0,0047	0,0016	BFGS 22	Тотожна
2	MLP 153-17-1	0,921	0,671	0,903	0,0008	0,0044	0,0016	BFGS 24	Тотожна
3	MLP 153-5-1	0,921	0,699	0,902	0,0008	0,0036	0,0016	BFGS 34	Логістична
4	MLP 153-21-1	0,912	0,683	0,906	0,0011	0,0042	0,0017	BFGS 21	Тотожна
5	MLP 153-19-1	0,911	0,676	0,903	0,0012	0,0045	0,00165	BFGS 19	Тотожна
6	MLP 153-10-1	0,932	0,670	0,892	0,0004	0,0045	0,00186	BFGS 44	Логістична

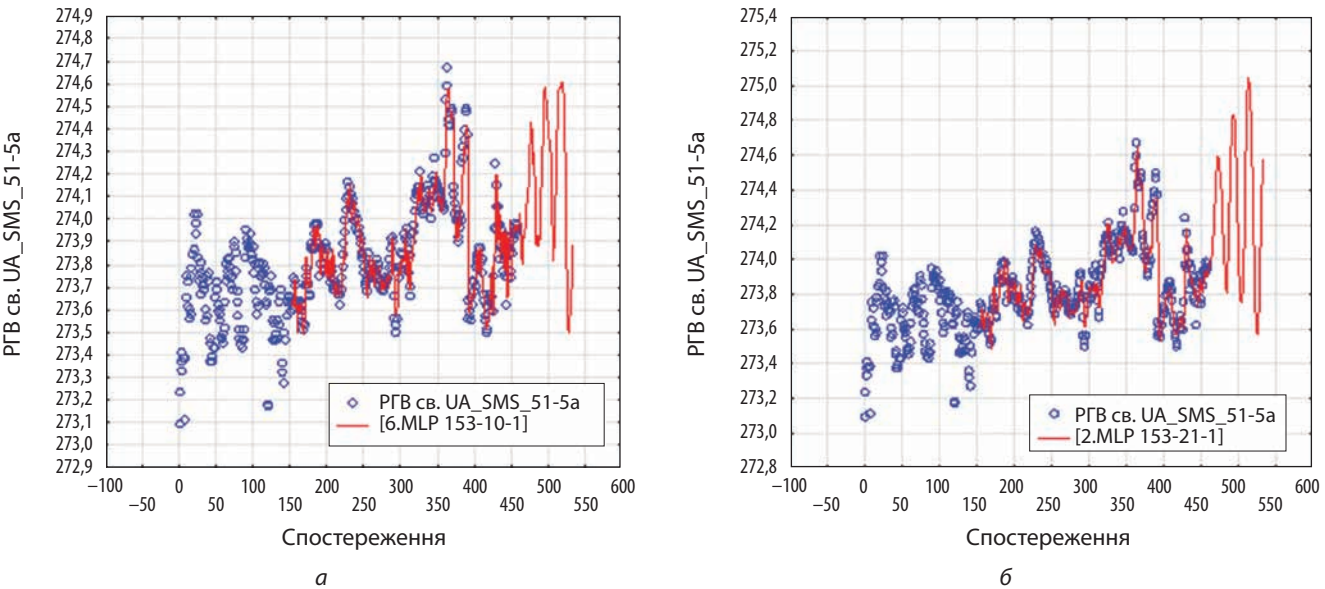


Рис. 3. Результат відтворення рівня підземних вод у свердловині UA SMS 51-5a на період 2012–2017 рр. за повним часовим рядом, за допомогою MLP: а — 153-10-1; б — 153-21-1. У якості “вхідних” використані 153 спостереження — один повний цикл (сині кружечки в лівій частині — етап навчання або “training”), червона лінія із синіми маркерами — етап валідації, червона лінія без маркерів — етап прогнозу або “testing”)

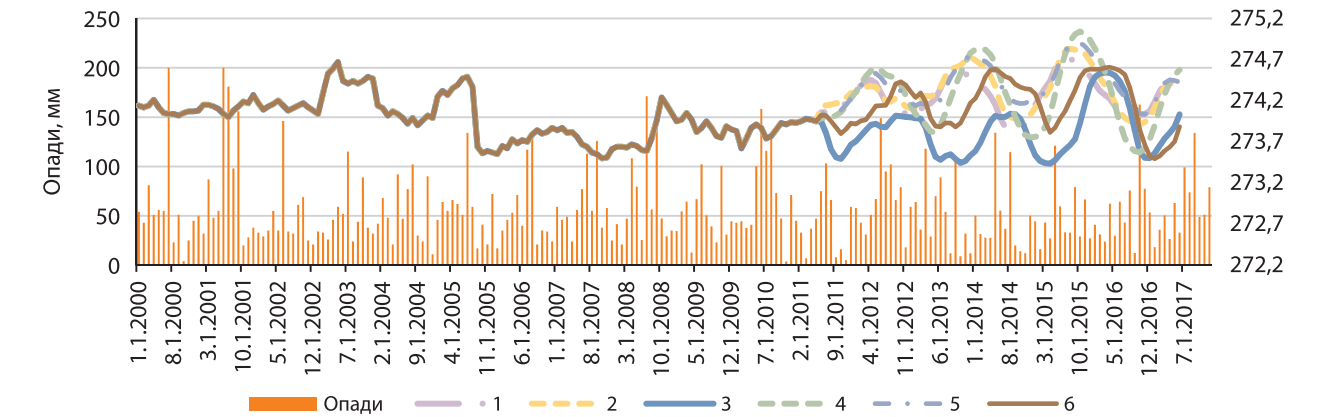


Рис. 4. Графіки фактичних (до травня 2011 р.) і відтворених середньомісячних значень рівнів підземних вод (м) для свердловини UA SMS 51-5a, розташованої у верхів'ях р. Західний Буг (с.Руда Колтівська) за моделями: 1 — MLP 153-11-1; 2 — MLP 153-17-1; 3 — MLP 153-5-1; 4 — MLP 153-21-1; 5 — MLP 153-19-1; 6 — MLP 153-10-1

можливо іншого розподілу рівнів впливу режимоформуючих чинників (Шевченко та ін., 2019).

Слід відмітити, що прогнози коливання РПВ більш менш вдало відображають хід опадів до 2015 р., надалі ж реакція РПВ на високі значення опадів не простежується або явно не співпадає. Звідси випливає, що прогнози середньомісячних РПВ за допомогою MLP, за *повним часовим рядом даних (без розділення)*, терміном більше 4 років є ненадійними.

Результати прогнозування за *повним рядом* показали, що коефіцієнт детермінації R^2 дорівнює $-0,07$, тобто модель не краща за просте середнє, MAE (середня абсолютна помилка) = $0,12$ м здається непоганою, але це за амплітуди РПВ лише $1,58$ м ($274,67$ – $273,09$). Показник середнього розміру помилок у сукупності прогнозів без урахування їхнього напрямку (MAE) вимірюється як середня абсолютна різниця між прогнозованими та фактичними значеннями і використовується для оцінки ефективності регресійної моделі. Досить великою є відносна помилка — $7,6\%$ від діапазону. Вірогідно, що коли MLP намагається навчитися на всьому ряді одночасно, виникають проблеми для нейромережі:

- вона змушена "балансувати" між відтворенням незначущих для прогнозування короткотермінових коливань (шуму) та провідного сигналу, який визначає загальний тренд;
- короткострокові флуктуації заважають навчитися довгостроковим закономірностям;
- регуляризація ($L2=0.1$) призводить до "розрідження" моделі і придушує ваги (зазвичай, регуляризація збільшує рівень узагальнюваності за рахунок незначного зниження точності навчання), але це погіршує здатність ШМ вловити довгі періоди;
- на етапі тестування модель зупинилася дуже швидко через шум у валідаційній вибірці.

Після цього була виконана спроба обґрунтування можливості застосування імітаційного моделювання РПВ за відомими значеннями режимоформуючих чинників: сумарної кількості опадів за місяць та середньомісячної температури. Проте, згідно множинного кореляційного аналізу отримано надто низькі значення коефіцієнтів кореляції, навіть за умов зсування ряду РПВ вперед (запізнення) на різний термін часу.

Для покращення прогнозування, тобто виділення головних трендів, було виконано розділення даних РГВ за компонентами у часових коливаннях.

Виділенням різноперіодичних компонент у змінах РПВ. Достатньо ефективним інструментом для виокремлення часових компонент у коливаннях РПВ є **вейвлет-аналіз**. Завдяки його застосу-

ванню були виділені частоти (цикли) різної тривалості (рис. 5) та природної підпорядкованості:

- **короткострокові коливання** (<12 міс) внаслідок реакції РПВ на поточні погодні та метеорологічні зміни в приземному шарі атмосфери, сприймаються як "шум";
- **середньострокові коливання** (12 – 48 міс) — обумовлені сезонними змінами або кліматичними циклами;
- **довгострокові коливання** (>48 міс) — найкраще проявляються цикли тривалістю $11,5$ років — це добре відома сонячна циклічність. Ці коливання обумовлюють багаторічні тренди змін РГВ.

За вейвлет розкладом витримана річна циклічність, як це властиво для неглибокого водоносного горизонту, не простежується; виділяються невитриманий у часі ряд *середньострокової* ритмічності в $1,8$ років, якому не вистачає енергії для прояву у вигляді піка на кривій праворуч від періодограми. Невеличку "хвилю" на цьому графіку створює перша *довгострокова* циклічність майже у 5 років ($4,93$). Вона має високу яскравість на початку (1972 – 1980 рр.), але швидко "згасає". Перший чітко виражений пік на графіку відповідає циклічності в $11,5$ років (проходить у вигляді 7 плям через всю періодограму). Такі ритми здебільшого ототожнюють із сонячною циклічністю. Дві яскраві плями в нижній

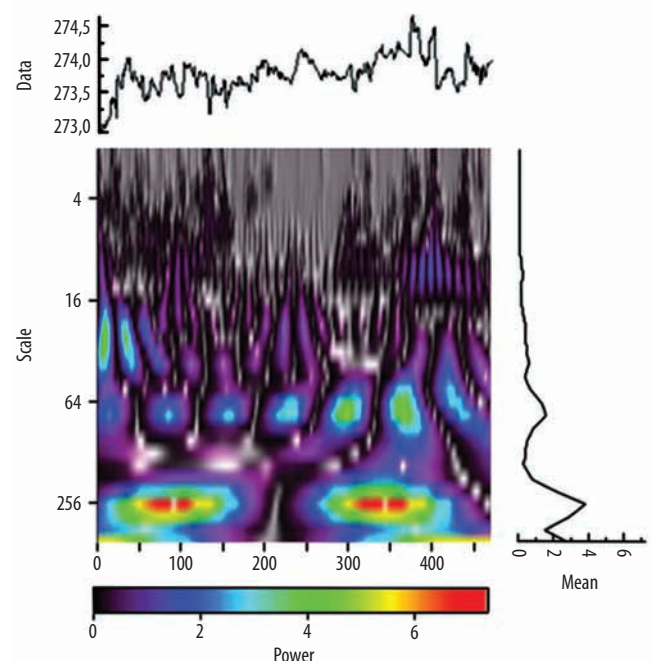


Рис. 5. Вейвлет-періодограма для ряду значень РПВ у свердловині № UA SMS 51–5а за період 1972–2011 рр. Вгорі — хронологічний ряд фактичних середньомісячних значень; праворуч від періодограми — графік, що відображає середньобогаторічну силу прояву циклічності

частині періодограми, що мають найвищу силу (червоний колір), відповідають 42-річній циклічності. На відміну від вже звичних вейвлет-періодограм для неглибоких ґрунтових вод (Шевченко та ін., 2021), у нашому випадку (рис. 5) зовсім не проявляється річна циклічність, що дає підстави для сумнівів, що ми маємо справу з першим від поверхні водоносним горизонтом із вільною поверхнею (безнапірним). Такі ознаки характерні для глибших РГВ або для захищених водотривом напірних горизонтів. У нашому випадку такий горизонт приурочений до верхньокрейдових тріщинуватих мергелів та ізольований із поверхні шаром глини кори їх вивітрювання. Це може бути також перший від поверхні складний субнапірний чи безнапірний водоносний горизонт чи комплекс, що складається із двох шарів — алювіальних пісків та тріщинуватих мергелів, із невитриманим по розрізу шаром мергелястої глини незначної потужності (до 3 м) між ними. Про субнапірний характер горизонту можна судити з доволі різких короткострокових коливань рівня. Другий варіант відповідає описанню свердловини № 520005 із реєстру ДП “ЗахідУкргеологія”, натомість не узгоджується із характеристиками свердловини з тими ж даними спостережень із архіву ДНВП “Геоінформ України”.

Реконструкція сигналу. Було виконано зворотне до вейвлета перетворення з урахуванням відповідного масштабування. Як бачимо (рис. 6) лінія фактичних даних та відновлений за вейвлетом ряд майже збігаються, що вказує на дуже добру відтворюваність сигналу моделлю (кореляція $\approx 0,95$). Висока кореляція та незначна похибка підтверджують адекватність реконструкції та виділення основних коливальних компонент.

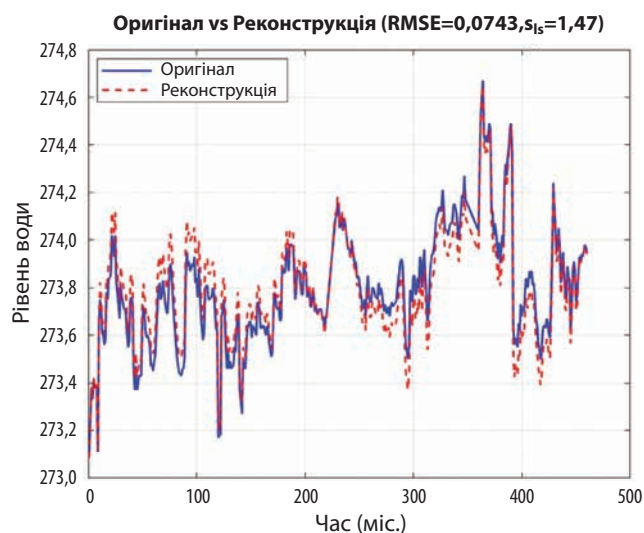


Рис. 6. Реконструкція сигналу. Синя лінія — оригінальні дані РГВ; червона — відновлений за вейвлет-розкладом ряд. $s_{15} = 1,47$ — масштабний коефіцієнт

Фактична крива демонструє коливання з багаторічною амплітудою $\approx 1,5$ м та річною близько 0,5 м, реконструкція добре відтворює основні піки та провали. Це свідчить про те, що вейвлет-аналіз ефективно відтворює основні патерни, проте незначна частина короткострокових флуктуацій втрачається. Тобто модель добре описує середньо- та довгострокові зміни, але подекуди ігнорує дрібні піки, в т.ч. ті, що виникли внаслідок вимірювальних похибок.

Середньоквадратична помилка (RMSE — корінь квадратний від середньої квадратичної помилки — MSE) невелика, а відношення енергій “реконструкція/оригінал” = 0,90 (90% відновленої енергії). Це свідчить, що модель адекватно описує структуру ряду.

Компонентний аналіз (декомпозиція за періодами). На рис. 7 представлені окремі компоненти ряду спостережень за РГВ, виділені за допомогою вейвлет-аналізу. Короткострокова компонента (<12 міс.) має високу частоту, або багато вузьких та дрібних “зубців”. Середньострокова компонента РГВ (12–48 міс.) представлена ритмами більшої тривалості (2–4-х річними). Довгострокова компонента являє собою повільні “коливання рівня” із циклами у 7–11 років. Саме довгі й середні компоненти можуть відображати докорінні зміни в режимі рівня.

Короткострокові або короткоперіодичні коливання мають слабкий внесок ($\approx 14\%$), середньострокові охоплюють $\approx 31\%$ даних, тоді як довгоперіодичні формують головну частину варіацій рівнів води ($\approx 45\%$). Це багаторічні тренди, які можуть відоб-

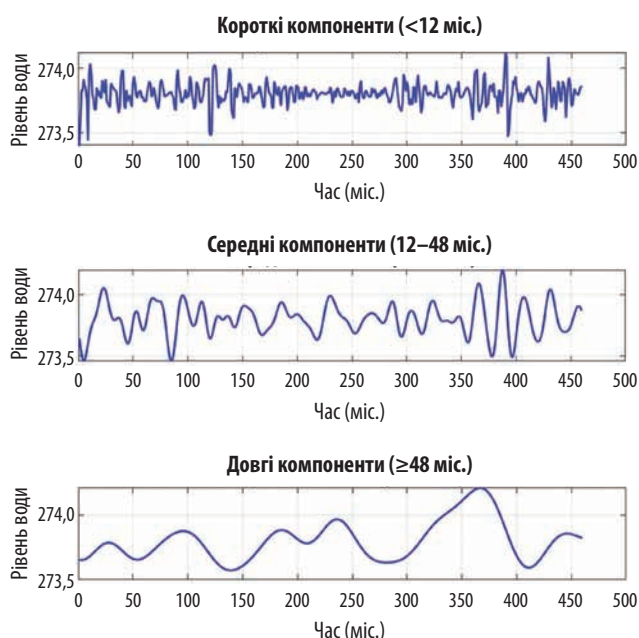


Рис. 7. Компонентний склад сигналу рівня підземних вод за 38 років спостережень

ражати: зміни клімату, регіональні гідрогеологічні цикли. Сумарний внесок трьох компонент $\approx 89,6\%$; решта енергії припадає на шум або неklasифіковані флуктуації. Перевірка суми компонент vs. реконструкції дала похибку на рівні 10^{-16} , тобто розкладання абсолютно узгоджене. Реконструкція підтвердила, що виділені компоненти добре відтворюють поведінку ряду ($R \approx 0.95$).

Таким чином, динаміка РГВ у свердловині визначається поєднанням багаторічних трендів і річних-чотирирічних циклів. Це свідчить про певну підпорядкованість режиму рівня ґрунтових вод сонячній циклічності, Північно-Атлантичному та іншим термобаричним коливанням.

Прогноз (відтворення) коливань середньострокових компонент. Виділена середньострокова компонента має плавні коливання з амплітудою близько 0,5 м та квазіперіодичну структуру. При навчанні мереж було використано алгоритми оптимізації: метод масштабованих сполучених градієнтів, метод градієнтного спуску та квазіньютонівський метод. Побудовано і проаналізовано понад

500 нейронних мереж на базі MLP. У якості функцій активації вихідних та прихованих нейронів була використана тотожна функція. Продуктивність навчання в усіх випадках близька до 1, контрольна продуктивність — 0,9934, тестова продуктивність — майже 1, функція помилки — сума квадратів, інші показники представлені в табл. 2.

На графіку (рис. 8) виділяються етапи навчання (48 даних) і валідації (412 даних) — всього до 460-го середньомісячного значення (2011 рік); та етап прогнозу — до 600-го значення (2023 р.), тобто на 142 місяці або на 11,8 років, що було неможливо для повного часового ряду.

Прогноз (відтворення) коливань довгострокових компонент. Обробка довгострокової компоненти часового ряду включала етапи навчання та валідації (460 фактичних середньомісячних значень) (об'єднаний на рис.9) і етап прогнозу — до 600-го значення (прогноз на 140 місяців, або на 11,7 р.) — для довгострокової компоненти коливань РГВ. Відтворення даних виконано до 2023 року (рис. 9).

Таблиця 2. **Характеристики найкращих мереж MLP різної архітектури, що застосовувались для відновлення значень РГВ за коливаннями середньострокових компонент**

N	Архітектура	Алгоритм навчання	Помилка навчання	Контрольна помилка	Тестова помилка
1	MLP 48-16-1	BFGS 10000	2,9355E-11	3,1215E-11	2,7442E-11
2	MLP 48-16-1	BFGS 5635	2,9425E-11	3,1104E-11	2,7523E-11
3	MLP 48-16-1	BFGS 5444	2,9290E-11	3,1144E-11	2,7385E-11
4	MLP 48-14-1	BFGS 10000	2,9247E-11	3,1008E-11	2,7392E-11
5	MLP 48-20-1	BFGS 4257	2,9345E-11	3,1228E-11	2,7422E-11

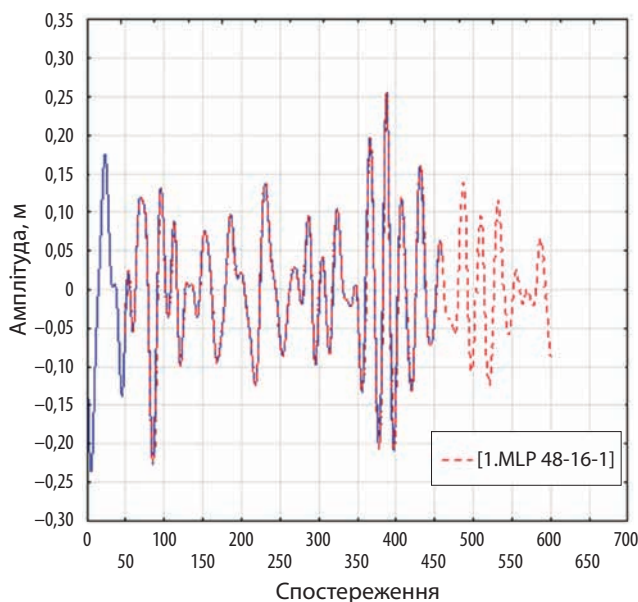


Рис. 8. Часовий ряд проєкції 1MLP 48-16-1 для середньострокової компоненти

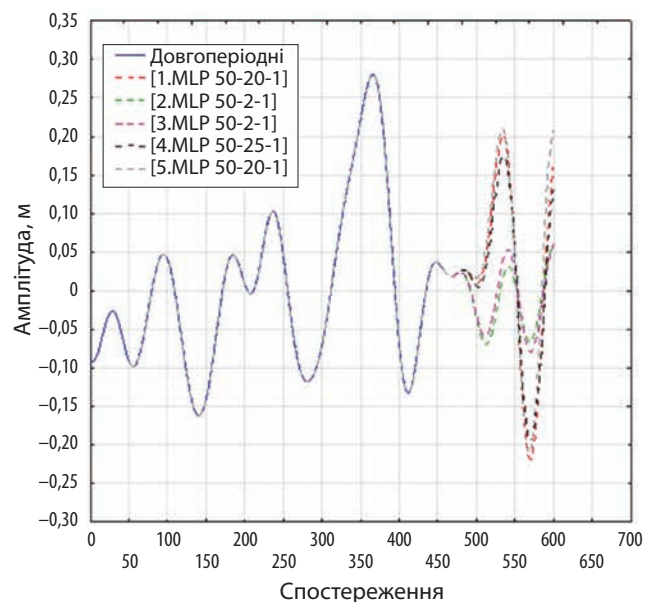


Рис. 9. Часовий ряд проєкцій MLP для довгострокової компоненти

Таблиця 3. **Характеристики найкращих мереж MLP, що застосовувались для відновлення значень РГВ за коливаннями довгострокових компонент**

N	Архітектура	Алгоритм навчання	Помилка навчання	Контрольна помилка	Тестова помилка
1	MLP 50-20-1	BFGS 7220	3,6500E-13	4,9821E-13	3,3714E-13
2	MLP 50-2-1	BFGS 9999	2,0282E-14	2,7576E-14	1,6389E-14
3	MLP 50-2-1	BFGS 9999	2,5135E-14	3,4249E-14	2,0642E-14
4	MLP 50-25-1	BFGS 10000	4,0049E-13	5,5654E-13	3,6485E-13
5	MLP 50-20-1	BFGS 1190	3,6917E-13	4,4914E-13	3,5454E-13

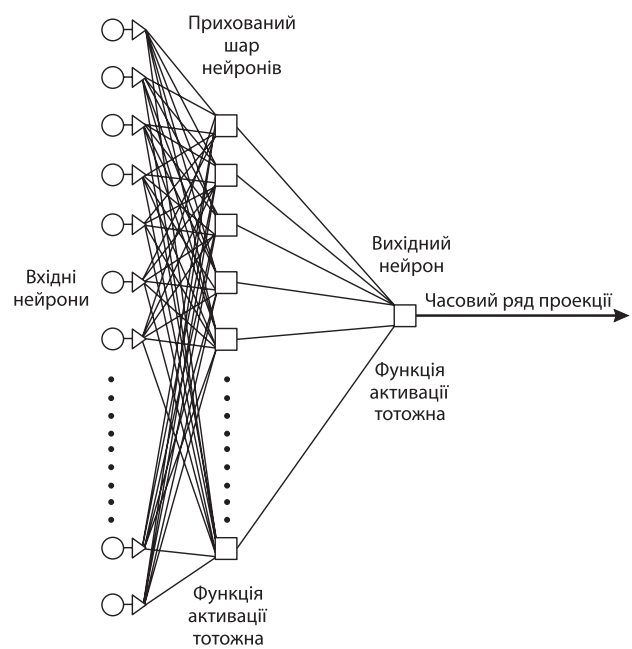


Рис. 10. Принципова схема архітектури ШНМ типу MLP.

Для усіх варіантів архітектури MLP (табл. 3) характерна принципова схема, зображена на рис. 10. Функції активації, як і для середньострокової компоненти — тотожні, функція помилки — сума квадратів, продуктивність навчання та контрольна продуктивність — 0,998, тестова продуктивність для всіх випадків — 0,996. За довгостроковою компонентою відтворюються майже синхронні коливання із незначним зміщенням у проміжку між 500 і 550-м значеннями (див. рис. 9). Отже довгострокова компонента є найстабільнішою і прогнозування по ній дозволяє отримати основний тренд змін показника на значний період часу (144 місяці).

Найвдалішими можна визнати проєкції MLP з архітектурою MLP 50-20-1 і MLP 50-25-1 (рис. 11), які демонструють зниження загального багаторічного тренду амплітуди після 2003 р. (360-й місяць від початку спостережень у 1973 р.). Також дуже чітко відбивається багаторічний мінімум, або максимальна від’ємна амплітуда, яка припадає на 570-й місяць, або на другу половину 2020 р. — коли у вересні за-

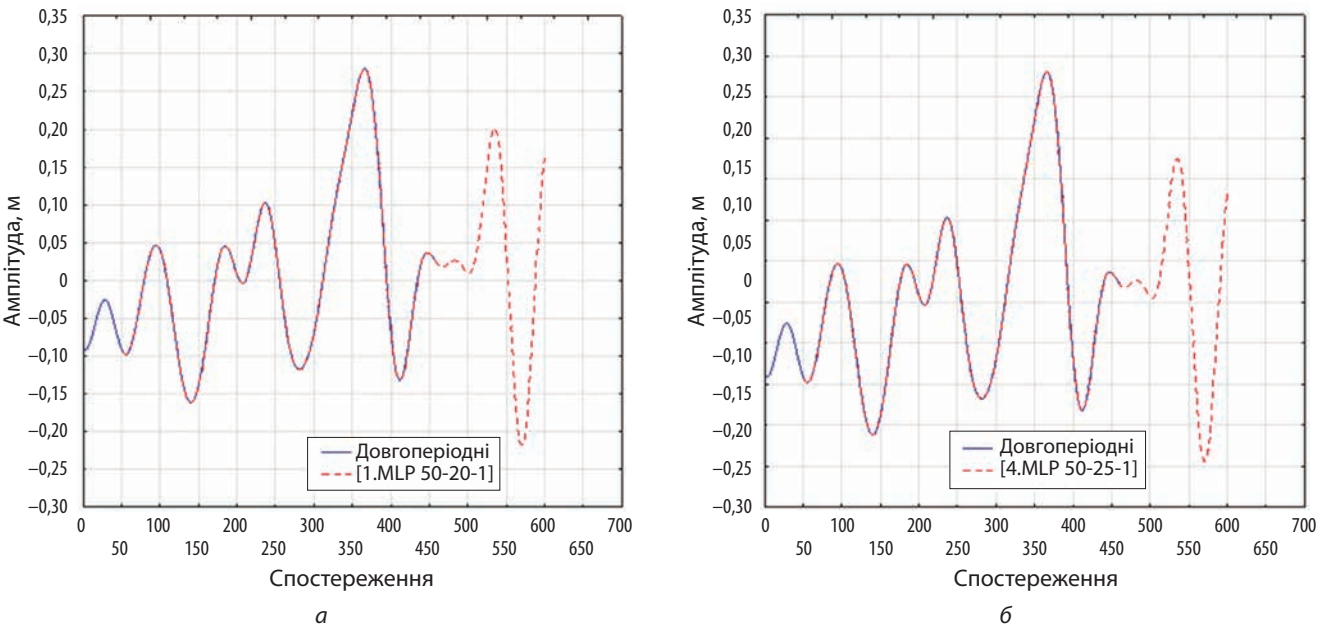


Рис. 11. Часові ряди проєкцій MLP із двома різними архітектурами для довгострокової компоненти: а — MLP 50-20-1; б — MLP 50-25-1

вершився 11-річний сонячний цикл високої активності, що обумовив посуху, і почався цикл низької активності, що сприяло збільшенню водності та відновленню РГВ після рецесії.

Для виявлення ролі всіх компонент у формуванні коливань повного ряду даних, а також підпорядкованості середньострокових та довгострокових коливань РПВ метеорологічним чинникам було проведено множинну кореляцію. Виявилось, що згідно параметричної кореляції Пірсона та Спірмена, середньострокові та довгострокові коливання значно краще корелюють із загальними коливаннями повного ряду (відповідно, $R = 0,68$ для обох компонент за Пірсоном і $0,66$ для середньострокових та $0,71$ для довгострокових — за Спірменом), ніж короткострокові (відповідно $0,485$ та $0,4$). У той же час короткострокові коливання мають найвищу кореляцію із температурою (більшу ніж повний ряд), а з опадами не має кореляції жодна з виділених компонент, як і повний часовий ряд РГВ.

Дослідження (Solovey et al., 2025) продемонстрували найвищу узгодженість між супутниковими та *in situ* оцінками запасів підземних вод у водоносних системах зі швидким водообміном. Це може свідчити про можливість використання виділеної нами короткострокової компоненти в коливаннях РГВ для верифікації спостережень GRACE/GRACE-FO. У той час як компоненти коливань середньої та довгої тривалості можуть бути використані як для прогнозування РГВ та підземного стоку до річок за часовими рядами, так і для імітаційного прогнозування РГВ за фактичними рядами спостережень за рівнями напірних підземних вод другого від поверхні водоносного горизонту у верхньокрейдових відкладах (РПВ2), якщо між ними спостерігатиметься значуща кореляція. У нашому випадку, коливання рівнів у розташованих недалеко свердловинах в с. Руда-Колтівська на перший та другий від поверхні водоносні горизонти відбувається з коефіцієнтом парної кореляції $0,83$. Оскільки спостережень за РПВ другого горизонту на досліджуваній території басейну р. Західний Буг значно більше, це може допомогти відновити значення РГВ і виконувати їх прогнозування. Визначення просторових закономірностей співвідношення напорів ґрунтових та напірних вод верхньокрейдових відкладів і часових залежностей між їх коливаннями може вирішити питання дешифрування сучасних даних космічних зйомок та оцінки змін водних ресурсів на даній території. Оскільки другий від поверхні горизонт ізольований водотривом, то коливання його рівня (РПВ2) значно меншою мірою залежать від погодних умов, ніж рівень безнапірних ґрунтових вод (РГВ), що підтверджують дані моніторингових спостере-

жень. Зміни в режимі РГВ лише із певним запізненням можуть відобразитись у режимі РПВ2. Отже, за відомих значень РПВ2, ми зможемо або скласти епігнозний (ретроспективний) хід РГВ, або спробувати виділити спільні для РГВ та РПВ2 коливання, відокремивши різкіші короткотермінові коливання РГВ. Для цього необхідно проводити одночасні спостереження по свердловинах на різні горизонти в одному куші (на одній локації).

Отримані результати з відновлення абсолютних (БС висот) положень РПВ відкривають шлях до реконструкції даних за періоди відсутності моніторингових спостережень і можуть бути використані під час створення усталених гідрогеологічних моделей для маловодних і багатоводних років, що є одним із завдань проєкту GRANDE-U.

ВИСНОВКИ

У ході обробки даних було виявлено, що ряд даних до 150 значень із рідкісними аномальними подіями може бути закоротким для об'єктивної статистичної оцінки за допомогою програми Mann-Kendall, що накладає обмеження у її застосуванні. Відповідно, надійність побудованих трендів покращується при подовженні часових рядів, що дозволяє правильно інтерпретувати природні аномальні явища, такі як високі повені.

За допомогою вейвлет-аналізу виділено три типи ритмічності в коливаннях РПВ. Це допомогло оптимізувати і покращити якість прогнозів шляхом відбракування короткоперіодичних коливань. У коливаннях РГВ домінують довгоперіодичні (багаторічні) коливання (5, 7–8, 11 років і більше), що відбирають майже половину загальної енергії — 45% . Важливий внесок мають також середньоперіодичні цикли (2–4 роки) — 31% . Тобто основні тренди в коливаннях рівнів підземних вод продиктовані глобальними чинниками — сонячною циклічністю (або чергуванням маловодних і багатоводних циклів) тощо і значно меншою мірою — регіональними та локальними змінами погодних умов.

При прогнозуванні за допомогою мереж MLP без розділення, тобто за повним часовим рядом, найкращі результати отримано на період до 4 років. Довготривалі прогнози (або відновлені ряди) на 5-й і тим більше наступні роки значно поступаються у точності “ближнім” прогнозам, — до 4-х років.

Після розділення даних за допомогою вейвлет-аналізу на короткострокові (короткоперіодичні), середньострокові і довгострокові коливальні компоненти вдалось скласти прогноз середньомісячних значень РПВ на термін близько 12 років, що було неможливо при прогнозуванні за повним часовим рядом. Реконструкція фактичного часового ряду

РПВ шляхом зворотного від вейвлету перетворення дозволила отримати криву РПВ, яка добре співпадає з фактичною. За набором циклічностей, в якому відсутня характерна для мілких ґрунтових вод річна циклічність, можна стверджувати, що свердловина представляє водоносний комплекс в алювіальних та верхньокрейдових водоносних відкладах, де коливання рівня води у верхньому шарі підпорядковані змінам напору нижнього шару.

Виконані прогнози за допомогою MLP для середньострокових та довгострокових коливальних компонент відповідають відомим на сьогодні трендам РГВ та динаміці річної суми атмосферних опадів.

Подяка. Дослідження виконано за міжнародним проєктом GRANDE-U №7129 завдяки фінансуванню U.S. NAS i Office of Naval Research Global (ONRG), USA.

ЛІТЕРАТУРА

- Лотоцька-Дудик, У. Б., & Лабойко, В. В. (2022). Якість питної води та стан водозабезпечення населення України в умовах воєнного стану. *Актуальні проблеми профілактичної медицини*, (24), 5–14.
- Руденко, Ю. Ф., Юркова, Н. А., Гураль, О. В., & Саприкін, В. Ю. (2024). Деякі питання локального питного водопостачання населення під час воєнного стану (на прикладі міст України з населенням понад 100 тис. осіб). Частина 1. *Мінеральні ресурси України*, (4), 64–70.
- Шевченко А. Л., Осадчий В. И., Чарный Д.В. (2019). Изменения режима, баланса и ресурсов подземных вод Полесья и лесостепи Украины под влиянием глобального потепления. *Вучонья записки Бресцакага університэта*. **15**(2). 117–128.
- Шевченко О.Л., Скорбун А.Д., Осадчий В.И., Чарний Д.В. (2021). Мінливі ритми в режимі ґрунтових вод та їхній зв'язок з кліматичними чинниками. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка (Геологія)*. **2**(93). 71–82. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.93.08>
- Шевченко О.Л., Чарний Д.В., Рудоман М.М. (2022). Прогнозування стоку ґрунтових вод до р. Південний Буг статистичним методом та з використанням штучних нейронних мереж. *Метеорологія, гідрологія, моніторинг довкілля*, **2**. 43–53.
- Adnan, R.M., Mostafa, R.R., Elbeltagi, A., Yaseen, Z.M., Shahid, S., Kisi, O., (2022). Development of new machine learning model for streamflow prediction: case studies in Pakistan. *Stoch. Env. Res. Risk A*. **36**, 999–1033. <https://doi.org/10.1007/s00477-021-02111-z>.
- Grossmann, A. and Morlet, J. (1984). Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape. *SIAM J. Math. Anal.* **15**. 723–736.
- Guo, T., Song, S., Yan, Y. (2022). A time-varying autoregressive model for groundwater depth prediction. *J. Hydrol.* **613**, 128394 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128394>.
- Javadinejad, S., Dara, R. and Jafary, F. (2020). How groundwater level can predict under the effect of climate change by using artificial neural networks of NARX. *Resources Environment and Information Engineering*. <https://doi.org/10.25082/REIE.2020.01.005>
- Poonia V., Tiwari H. L., Mishra S. (2018). Hydrological Analysis by Artificial Neural Network: A Review. *International Journal of Advance Research, Ideas and Innovations in Technology*. **4**(3). 265–270.
- Shestopalov, V., Rudenko, Y., Koliabina, I., Stetsenko, B., & Yaroshenko, K. (2024). Groundwater for urban water supply in Ukraine: a case study of Mykolaiv (Military challenges and lessons for the future). *Acque Sotterranee-Italian Journal of Groundwater*, **13**(3).
- Śliwińska, J., Birylo, M., Rzepecka, Z., & Nastula, J. (2019). Analysis of groundwater and total water storage changes in Poland using GRACE observations, in-situ data, and various assimilation and climate models. *Remote Sensing*, **11**(24), 2949. <https://doi.org/10.3390/rs11242949>
- Solovey, T., Śliwińska-Bronowicz, J., Janica, R., Brzezińska, A. (2025). Assessment of the effectiveness of GRACE observations in monitoring groundwater storage in Poland. *Water Resources Research*, **61**(8), <https://doi.org/10.1029/2024WR038888>
- Solovey, T., Śliwińska-Bronowicz, J., Janica, R., Brzezińska, A., Stradczuk, A. (2025a). Fusing GRACE data into terrestrial water budgets to improve their predictive performance: a case study of the Bug River Transboundary Catchment, Polish-Ukrainian-Belarusian Borderland. *Geological Quarterly*, **69**(16), <https://doi.org/10.7306/gq.1789>
- Wagena, M.B., Goering, D., Collick, A.S., Bock, E., Fuka, D.R., Buda, A., Easton, Z.M. (2020). Comparison of short-term streamflow forecasting using stochastic time series, neural networks, process-based and Bayesian models. *Environ. Model. Softw.* **126**, 104669, <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2020.104669>
- Yadav, N., Yadav, A., and Kumar, M. (2015). An introduction to Neural Network methods for Differential equations. Springer briefs in applied science and technology. 17–42.
- Adnan, R.M., Mostafa, R.R., Elbeltagi, A., Yaseen, Z.M., Shahid, S., Kisi, O., (2022). Development of new machine learning model for streamflow prediction: case studies in Pakistan. *Stoch. Env. Res. Risk A*. **36**, 999–1033. <https://doi.org/10.1007/s00477-021-02111-z>.
- Grossmann, A. and Morlet, J. (1984). Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape. *SIAM J. Math. Anal.* **15**. 723–736.
- Guo, T., Song, S., Yan, Y. (2022). A time-varying autoregressive model for groundwater depth prediction. *J. Hydrol.* **613**, 128394 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128394>.
- Javadinejad, S., Dara, R. and Jafary, F. (2020). How groundwater level can predict under the effect of climate change by using artificial neural networks of NARX. *Resources Environment and Information Engineering*. <https://doi.org/10.25082/REIE.2020.01.005>
- Lototska-Dudyk, U. B., & Laboyko, V. V. (2022). Quality of drinking water and the state of water supply of the population of Ukraine under martial law. *Current problems of preventive medicine*. (24), 5–14. [In Ukrainian]
- Poonia V., Tiwari H. L., Mishra S. (2018). Hydrological Analysis by Artificial Neural Network: A Review. *International Journal of Advance Research, Ideas and Innovations in Technology*. **4**(3). 265–270.
- Rudenko, Yu. F., Yurkova, N. A., Gural, O. V., & Saprykin, V. Yu. (2024). Some issues of local drinking water supply of the population

- during martial law (on the example of Ukrainian cities with a population of over 100 thousand people). Part 1. *Mineral resources of Ukraine*, (4), 64–70. [In Ukrainian]
- Shestopalov, V., Rudenko, Y., Koliabina, I., Stetsenko, B., & Yaroshenko, K. (2024). Groundwater for urban water supply in Ukraine: a case study of Mykolaiv (Military challenges and lessons for the future). *Acque Sotterranee-Italian Journal of Groundwater*, **13**(3).
- Shevchenko A.L., Osadchyi V.I., Charnyi D.V. (2019). Changes in the regime, balance and resources of underground waters of Polissya and the Forest-steppe of Ukraine under the influence of global warming. *Academic notes of Brest University*. **15**(2). 117–128. [In russian]
- Shevchenko O.L., Skoribun A.D., Osadchyi V.I., Charnyi D.V. (2021). Changing rhythms in the groundwater regime and their relationship with climatic factors. *Bulletin of the Taras Shevchenko National University of Kyiv (Geology)*. **2**(93). 71–82. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.93.08> [In Ukrainian]
- Shevchenko O.L., Charnyi D.V., Rudoman M.M. (2022). Forecasting groundwater flow to the Southern Bug River by statistical methods and using artificial neural networks. *Meteorology, Hydrology, Environmental Monitoring*, **2**. 43–53. [In Ukrainian]
- Śliwińska, J., Birylo, M., Rzepecka, Z., & Nastula, J. (2019). Analysis of groundwater and total water storage changes in Poland using GRACE observations, in-situ data, and various assimilation and climate models. *Remote Sensing*, **11**(24), 2949. <https://doi.org/10.3390/rs11242949>
- Solovey, T., Śliwińska-Bronowicz, J., Janica, R., Brzezińska, A. (2025). Assessment of the effectiveness of GRACE observations in monitoring groundwater storage in Poland. *Water Resources Research*, **61**(8), <https://doi.org/10.1029/2024WR038888>
- Solovey, T., Śliwińska-Bronowicz, J., Janica, R., Brzezińska, A., Stradczuk, A. (2025a). Fusing GRACE data into terrestrial water budgets to improve their predictive performance: a case study of the Bug River Transboundary Catchment, Polish-Ukrainian-Belarusian Borderland. *Geological Quarterly*, **69**(16), <https://doi.org/10.7306/gq.1789>
- Wagena, M.B., Goering, D., Collick, A.S., Bock, E., Fuka, D.R., Buda, A., Easton, Z.M. (2020). Comparison of short-term streamflow forecasting using stochastic time series, neural networks, process-based and Bayesian models. *Environ. Model. Softw.* **126**, 104669, <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2020.104669>
- Yadav, N., Yadav, A., and Kumar, M. (2015). "An introduction to Neural Network methods for Differential equations. Springer briefs in applied science and technology. 17–42.

Dmytro Charnyi¹

ORCID: 0000-0001-6150-6433

dmitriych10@gmail.com

Oleksii Shevchenko²

ORCID: 0000-0002-5791-5354

shevch62@gmail.com

¹ The institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine

² Ukrainian Hydrometeorological Institute of the State Emergency Service of Ukraine and the National Academy of Sciences of Ukraine

FORECASTING OF MEDIUM AND LONG-TERM COMPONENTS OF GROUNDWATER LEVEL FLUCTUATIONS USING ARTIFICIAL NEURAL NETWORKS METHOD

The cessation of regular monitoring of groundwater levels in Ukraine prompts the search for methods for reproducing and predicting the level, which will allow estimating groundwater flow rates, creating models of groundwater resource formation and moisture balance in watersheds. Artificial neural networks (ANN) of various architectures are considered as a data

recovery tool for further modeling of water resources. In order to determine the optimal ANN architecture that can simulate the groundwater level (GWL) trend and provide forecasts, the effectiveness of different neural networks (RBF and MLP) in predicting the monthly average GWL was investigated. To select the optimal ANN configuration and assess the effectiveness of each network and its ability to make accurate predictions, the following methods and criteria were used: multiple correlation analysis, spectral analysis of Fourier transforms, wavelet analysis, and component separation by the duration of oscillation cycles. The forecast was made for the average monthly groundwater level from one of the few wells in the Western Bug River basin, for which observations were stopped back in June 2011. The most realistic results using ANN were obtained after isolating short-, medium-, and long-term components in the GWL fluctuations and performing forecasts for the last two components, which is a pioneering step for hydrogeological observations in Ukraine. If for the full (undivided) series of input data it is possible to obtain a forecast/recovery of data with low accuracy up to 4–5 years, then for the medium and long-term components — a more accurate forecast with a sufficiently probable trend up to 11–12 years. Wavelet analysis was used to determine the type of aquifer.

Keywords: data recovery, groundwater level, artificial neural networks, time series of values, time components of level fluctuations, wavelet analysis, forecasting, cycle.



МОНІТОРИНГ І ПРОБЛЕМИ ЗАБРУДНЕННЯ ДОВКІЛЛЯ

Л.М. Надточій

ORCID: 0000-0003-3038-5960
onoslyuda@uhmi.org.ua

Н.С. Жемера

ORCID: 0009-0001-9350-4915
zemerda@ukr.net

М.В. Савенець

ORCID: 0000-0001-9429-6209
savenets@uhmi.org.ua

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

УДК 551.510.42

DOI: <https://doi.org/10.15407/Meteorology2025.08.114>

ЗМІНИ СТАТИСТИЧНОЇ СТРУКТУРИ ТА ВАРІАТИВНОСТІ ЗАГАЛЬНОГО ВМІСТУ ЗАБРУДНЮЮЧИХ РЕЧОВИН В АТМОСФЕРНОМУ ПОВІТРІ УРБАНІЗОВАНИХ РАЙОНІВ ВНАСЛІДОК ПОВНОМАСШТАБНОГО РОСІЙСЬКОГО ВТОРГНЕННЯ

Повномасштабне російське вторгнення призвело до численних змін стану атмосферного повітря. Наявність оцінок усереднених змін вмісту забруднюючих речовин часто не дозволяє ідентифікувати характерні наслідки воєнних дій через накладання протилежних за впливом факторів. У даній статті на основі супутникових спостережень Sentinel-5 Precursor за 2019–2024 рр. проведено аналіз статистичної структури та варіативності загального вмісту діоксиду азоту (NO_2), монооксиду вуглецю (CO), діоксиду сірки (SO_2) та формальдегіду (HCHO) в атмосферному повітрі урбанізованих районів. За три роки війни встановлено переважне зменшення вмісту NO_2 та CO , зростання SO_2 , та різні зміни HCHO , що відображають як наслідок руйнування промисловості, так і появу додаткової емісії через перехід на менш екологічні типи палива та роботу дизель-генераторів. На фоні зміни середніх показників, статистична структура розподілу значень залишилася без суттєвих змін для NO_2 та CO , проте із незначним зростанням повторюваності додатних відхилень CO в інтервалі до $+1\sigma$. Вміст SO_2 зазнав зменшення повторюваності додатних і від'ємних відхилень, що чітко вказує на зменшення варіативності в атмосфері. HCHO став менш варіативним у діапазоні значних відхилень від середнього з більшою повторюваністю незначних варіацій близьких до середніх значень. Отримані результати доповнюють простежувані зміни загального вмісту забруднюючих речовин у містах за час повномасштабного російського вторгнення, що є важливим для фіксації наслідків воєнних дій в умовах накладання різних за впливом факторів.

Ключові слова: забруднення атмосфери, діоксид азоту, монооксид вуглецю, діоксид сірки, формальдегід, статистичний розподіл

ВСТУП

Повномасштабне російське вторгнення на територію України стало найбільш руйнівною війною на території Європи з часів Другої світової з огляду на наявні руйнування, економічні та соціальні наслідки (Liadze et al., 2023; Scher and van den Hoek, 2025). Довкілля також опинилося під катастрофічним впливом воєнних дій, і вже зараз виявлені та проаналізовані наслідки для усіх його компонентів, включаючи внутрішні та морські води (Jiang et al. 2025; Shumilova et al. 2023), ґрунти (Filho et al., 2024), атмосферне повітря (Malytska et al., 2024; Savenets et al., 2023) та біорізноманіття (Gallo-Cajiao et al., 2023).

Атмосферне повітря через свою динамічну природу є однією із найважливіших для аналізу компонент

екосистем з метою виявлення наслідків воєнних дій. Складність фіксації наслідків пов'язана з двома причинами. Перша — недостатнє покриття наземного моніторингу через загалом недостатньо щільну мережу спостережень за забрудненням атмосферного повітря та руйнування інфраструктури у безпосередній близькості до лінії фронту. Друга — наявність лише полярно-орбітальних супутників, які надають інформацію про хімічні складові атмосферного повітря один раз на добу. До відносно епізодичних супутникових спостережень додається ще й вплив хмарності, коли отримання показників стає взагалі неможливим. Ці два фактори призводять до того, що переважна кількість наслідків воєнних дій для атмосферного повітря не може бути зафіксованою.

Найперші зміни, які вдалося виявити у початковій місяці повномасштабного вторгнення, здійснені виключно на даних супутникових спостережень (Radomska et al., 2023; Zalakeviciute et al. 2022; Zhang et al. 2023), і переважно аналіз стосувався діоксиду азоту (NO_2) як найбільш надійного індикатора. Через деякий час з'явилися перші узагальнення наслідків, що охоплювали періоди до 1–2 років повномасштабного вторгнення, зокрема у працях Davybida (2023), Ialongo et al., (2023), Jiadan et al., (2023); Malytska et al., (2024); Phan and Fukui, (2024) Savenets et al., (2023). Тоді ж стало зрозумілим, що найголовнішим наслідком повномасштабного вторгнення для атмосферного повітря стало зростання повторюваності високих концентрацій одразу після ракетних ударів на фоні загального зменшення викидів, зумовлених руйнуванням промислових підприємств та зменшення кількості автотранспорту у містах із наближенням до лінії фронту. Розширився і розгляд забруднюючих речовин, зокрема охопленням монооксиду вуглецю (CO), аерозолів, непрямо відновлених даних твердих часток й приземного озону (Jiadan et al. 2023; Malytska et al., 2024; Meng et al., 2023; Savenets et al., 2023), а також парникових газів (Bun et al., 2024).

Незважаючи на наявні оцінки середніх змін, вплив воєнних дій не завжди можна ідентифікувати лише за цими показниками. Як приклад, часто спостерігається накладання протилежних за впливом чинників. Наприклад, можуть зростати пожежі в екосистемах внаслідок обстрілів (особливо поблизу лінії фронту), що зумовлюють збільшення викидів забруднюючих речовин. При цьому, наслідком руйнування промислових підприємств є зменшення викидів. На ці різносторонні ефекти накладаються зростання викидів від використання дизель-генераторів та перехід на менш екологічні види палива, проте зменшення викидів від автотранспорту. При цьому це все може відбуватися у межах одного міста чи промислового кластеру. Як наслідок, часто оцінка середніх змін без аналізу загальної статистичної варіативності не дозволяє чітко досягнути наслідки воєнних дій для забруднення атмосферного повітря.

З урахуванням недостатньої уваги до варіативності забруднюючих речовин, **метою даної роботи** є встановлення закономірностей зміни статистичної структури та варіативності загального вмісту забруднюючих речовин в атмосфері над містами та великими теплоелектростанціями (ТЕС). Це дозволить виявити ті інтервали у загальному розподілі забруднення, які зазнають найсуттєвіших змін та зможуть доповнити аналіз змін середніх значень.

МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Дослідження проводились на основі даних супутникових спостережень приладом Tropospheric Monitoring Instrument (TROPOMI) супутника Sentinel-5 Precursor (Sentinel-5P) завантажені із Copernicus Data Space Ecosystem (<https://dataspace.copernicus.eu/explore-data/data-collections/sentinel-data/sentinel-5p>, дата звернення: 23.09.2025). Охоплено два періоди: 1 січня 2019 року – 31 грудня 2021 року (як базовий період до повномасштабного вторгнення) та 24 лютого 2022 року – 31 грудня 2024 року (як період після повномасштабного вторгнення). Аналіз здійснено для діоксиду азоту (NO_2), монооксиду вуглецю (CO), діоксиду сірки (SO_2) та формальдегіду (HCHO).

Для проведення аналізу початкові супутникові дані другого рівня архівації (англ.: Level-2) завантажені як продукти режиму офлайн (англ.: offline (OFFL)) у оригінальній просторовій роздільній здатності $3,5 \times 5,5$ км було перераховано у регулярну сітку координат з кроком $0,1^\circ \times 0,1^\circ$. Це дозволило створити часові ряди і порівнювати дані над однаковими комірками. Фільтрування вихідних даних здійснено із індексом якості даних (англ.: quality assurance value) на рівні 0.75.

У межах дослідження проаналізовано дані для 32 міст, серед яких — усі обласні центри України, включно з тимчасово окупованими територіями, 7 інших промислових міст, а також 8 потужних теплових електростанцій (ТЕС), розташованих на території України поза великими містами (для можливості ідентифікувати ТЕС як єдине потужне джерело викидів). Для подальшого аналізу всі міста були класифіковані на групи. Класифікація об'єктів дослідження (міст та ТЕС) здійснена на основі просторової близькості до зони бойових дій, інтенсивності обстрілів, а також адміністративних та енергетичних характеристик. Усього виокремлено шість груп:

Група 1 — міста, що впродовж повномасштабної війни зазнали найменшого безпосереднього впливу з боку бойових дій. До цієї категорії віднесено населені пункти, які не перебували під окупацією та не зазнавали систематичних обстрілів (Вінниця, Житомир, Івано-Франківськ, Луцьк, Львів, Рівне, Тернопіль, Чернівці, Хмельницький, Ужгород).

Група 2 — міста, в яких зафіксовано епізодичні випадки обстрілів, але загальна інтенсивність воєнного впливу є нижчою порівняно з групою 3. Сюди належать: Кропивницький, Полтава, Горішні Плавні, Черкаси, Чернігів.

Група 3 — міста, що регулярно зазнають обстрілів із боку російських військ, попри те, що безпосе-

редньо не прилягають до лінії фронту. До цієї групи включено: Дніпро, Київ, Кривий Ріг, Кам'янське.

Група 4 — населені пункти, розташовані в безпосередній близькості до зони активних бойових дій, що зумовлює високий рівень загроз для мирного населення та інфраструктури. До цієї групи віднесено: Запоріжжя, Миколаїв, Одеса, Суми, Харків, Херсон, Слов'янськ, Краматорськ.

Група 5 — тимчасово окуповані міста України, що протягом значного часу перебувають під контролем збройних сил російської федерації. До цієї категорії належать: Донецьк, Луганськ, Енергодар, Маріуполь, Сімферополь.

Група 6 — теплові електростанції України, які становлять критичну енергетичну інфраструктуру та є важливими об'єктами для аналізу в контексті впливу воєнних дій на атмосферне забруднення повітря. До цієї групи входять: Зміївська ТЕС, Вуглегірська ТЕС, Бурштинська ТЕС, Добротвірська ТЕС, Ладизинська ТЕС, Старобешівська ТЕС, Трипільська ТЕС, Курахівська ТЕС.

РЕЗУЛЬТАТИ ТА ОБГОВОРЕННЯ

1. Зміни загального вмісту забруднюючих речовин над містами

Аналіз вмісту NO_2 у період, що передував повномасштабному вторгненню, дав змогу сформулювати уявлення про типовий базовий стан якості атмосферного повітря на території України. Середні значення вмісту NO_2 у досліджуваній період коливалися в межах від $2,9\text{--}3,2 \times 10^{-5}$ моль/м³ (для таких міст, як Сімферополь, Херсон, Миколаїв) до $6,4\text{--}6,8 \times 10^{-5}$ моль/м³ (Краматорськ, Донецьк, Київ, Вуглегірська ТЕС, Старобешівська ТЕС, Курахівська ТЕС). Найвищі концентрації спостерігалися у великих містах та у районах розміщення потужних теплових електростанцій, що свідчить про їх значний внесок у загальне антропогенне навантаження на атмосферне повітря.

Середній вміст СО варіювався в діапазоні від $0,327$ моль/м³ (Сімферополь) до $0,362$ моль/м³ (Маріуполь). У більшості досліджуваних міст концентрації СО перебували в межах $0,332\text{--}0,345$ моль/м³, що вказує на відносно однорідний розподіл через довгий час існування СО в атмосферному повітрі. Загальний вміст SO_2 змінювався в широкому діапазоні — від $7,7 \times 10^{-5}$ моль/м³ (Одеса) до $4,7\text{--}4,8 \times 10^{-4}$ моль/м³ у районах розташування найбільших теплових електростанцій: Вуглегірської ТЕС, Старобешівської ТЕС та Курахівської ТЕС, що чітко відображає внесок великих енергогенеруючих підприємств у загальний рівень забруднення атмосферного повітря. Середній вміст НСНО коливався в межах від $6,3 \times 10^{-5}$ моль/м³ (Тернопіль) до

$9,1\text{--}9,4 \times 10^{-5}$ моль/м³ (міста Сімферополь, Херсон, Енергодар).

Після повномасштабного вторгнення, загальний просторовий розподіл вмісту забруднюючих речовин дещо змінився. Тепер серед досліджуваних міст, середній вміст NO_2 коливався у межах від $2,8\text{--}2,9 \times 10^{-5}$ моль/м³ (Херсон, Миколаїв) до $5,9\text{--}6,0 \times 10^{-5}$ моль/м³ (м. Донецьк, м. Київ, район розташування Старобешівської ТЕС). Вміст СО у повітрі становив від $0,318$ моль/м³ (Сімферополь) до $0,339\text{--}0,340$ моль/м³ (Запоріжжя, Енергодар, Дніпро). Загальний вміст SO_2 варіювався у межах від $5,8 \times 10^{-4}$ моль/м³ (Сімферополь) до $3,8\text{--}3,9 \times 10^{-4}$ моль/м³ (Івано-Франківськ, Бурштинська ТЕС), тоді як для НСНО становив від $6,8\text{--}6,9 \times 10^{-5}$ моль/м³ (Луцьк, Тернопіль) до $9,6 \times 10^{-5}$ моль/м³ (Одеса).

Для розуміння просторових змін середнього вмісту забруднюючих речовин в атмосферному повітрі, було проаналізовано відносні зміни показників за час повномасштабного вторгнення у 2022–2024 рр. відносно періоду 2019–2021 (рис. 1). Загалом, зміна середніх значень забруднюючих речовин в урбанізованих районах за час повномасштабного вторгнення показала переважне зменшення вмісту NO_2 та СО, переважне зростання SO_2 , та відсутність однонаправлених змін НСНО.

В умовах роботи з даними супутникового зондування, NO_2 є найточнішим показником, що використовується у практиці як основний індикатор зміни стану якості атмосферного повітря. Вже типовим і наголошеним у попередніх дослідженнях наслідком повномасштабного вторгнення стало зменшення вмісту NO_2 до 25% з найбільш інтенсивними змінами у Києві, Харкові, містах поблизу лінії фронту та найбільш віддаленому від воєнних дій Ужгороді (рис. 1а). Зменшення NO_2 відображає чіткий наслідок руйнування промислових підприємств, а у прифронтових міст — ще й зменшення викидів від автотранспорту. На цьому фоні виникають питання щодо інтенсивного зменшення NO_2 в Ужгороді, де ймовірніше за все має місце фактор не пов'язаний із воєнними діями. Незначне зростання NO_2 спостерігалось у окупованих Луганську та Сімферополі, у Черкасах, Житомирі, Хмельницькому, Луцьку, та, найінтенсивніше у Сумах. Зростання вмісту NO_2 у Сумах ймовірно пов'язане зі зростанням надходження азотистих сполук спричинених постійними обстрілами відповідної промисловості, проте наразі без наявних даних по обстрілам та актуальним викидам, точні причини встановити неможливо.

Відомою зміною загального вмісту СО, не пов'язаною із воєнними діями, є регіональне зменшення вмісту на 2–5%, що відображається і на основі даних

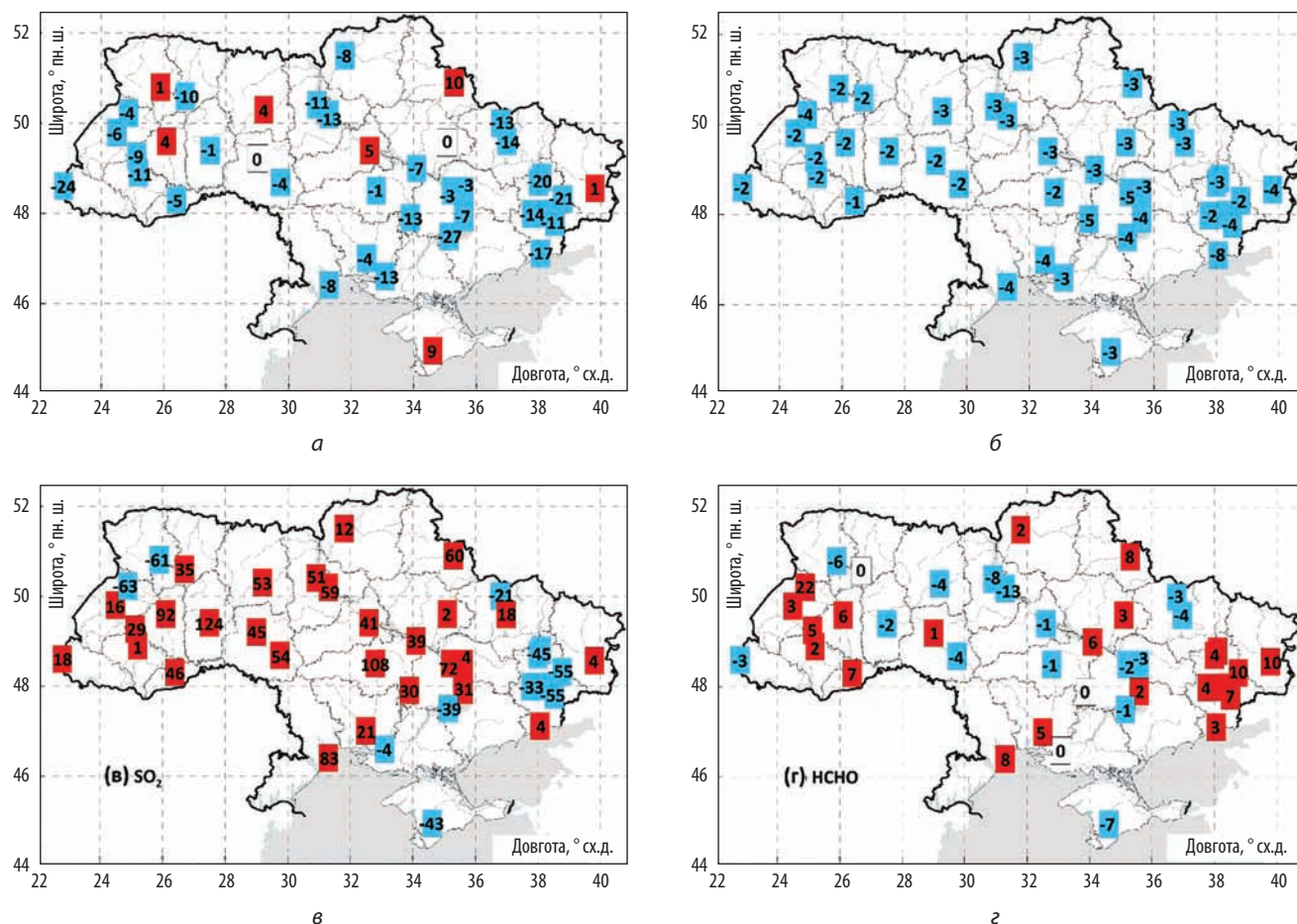


Рис. 1. Відсоткова зміна загального вмісту NO_2 (а), CO (б), SO_2 (в) та HCHO (г) в атмосферному повітрі над досліджуваними містами за 2022–2024 рр. відносно 2019–2021 рр. Колір відображає тенденцію змін до зростання (червоний) чи зменшення (блакитний) вмісту забруднюючих речовин

для урбанізованих районів (рис. 1б). Серед усіх міст чіткий воєнно-обумовлений наслідок прослідковується лише для Маріуполя ($\approx 8\%$), де було знищено одне із найпотужніших підприємств — “Азовсталь”. Ця зміна CO чітко вирізняється на загальному фоні, особливо враховуючи відносно довгий час існування домішки в атмосфері та його однорідний розподіл.

Загальний вміст SO_2 за даними супутникових спостережень є досить складним для аналізу через низьку точність відновлення даних зондування щодо цього показника. Незважаючи на значні похибки, середня зміна вмісту SO_2 за час повномасштабного вторгнення є досить однорідною та вказує на значне зростання надходження викидів в урбанізованих районів (рис. 1в). При цьому SO_2 надходить у результаті використання більш брудного палива на підприємстві та внаслідок роботи дизель-генераторів. У той же час розраховані зміни, найбільші з яких перевищують 100%, малоймовірно що відображають реальні кількісні зміни, а є наслідком накопичення похибок. Тому, SO_2 варто

аналізувати лише за допомогою якісного аналізу, тобто визначення загальних тенденцій до зростання чи зменшення концентрацій. Варто відзначити регіональне зменшення вмісту SO_2 на переважній частині Донецької області в межах від -33% до -55% . Також зафіксоване зменшення вмісту в Енергодарі, Херсоні, Харкові та Сімферополі. А на заході території України — у Луцьку та над Добро-твірською ТЕС.

HCHO характеризується найбільш просторово різноманітними змінами серед досліджуваних забруднюючих речовин (рис. 1г). Попри виражену локальну структуру змін, прослідковується три регіональні особливості. Перша — це зростання вмісту HCHO над територією Донбасу на 4–10%. Друга — це зростання у Передкарпатському регіоні, що складає від 2% до 7%, і найбільш інтенсивним зростанням над Добро-твірською ТЕС на 22%. У той же час, північна та центральна частина Правобережної України характеризується зменшенням HCHO максимально до -13% над Трипільською ТЕС.

2. Зміни статистичного розподілу загального вмісту забруднюючих речовин

Аналіз загального вмісту NO_2 показав переважачу тенденцію до зниження середніх значень в усіх досліджуваних групах міст, зокрема для групи 1 зменшення складає до 24%, групи 2 — до 8%, групи 3 — до 13%, групи 4 — до 20%, групи 5 — до 27%, та групи 6 — до 21% (рис. 1). Незважаючи на зниження середнього вмісту NO_2 , закономірності статистичного розподілу переважно залишилися без змін (див. рис. 2). Це вказує на те, що в умовах загального зменшення вмісту NO_2 , без змін залишилися закономірності формування їх варіацій. Тобто, повномасштабне російське вторгнення призвело до

зменшення кількості викидів (залежно від міст — це автотранспорт, промислові викиди або їх сукупний вплив), проте механізм надходження, циклічність викидів та роль метеорологічних умов у більшості міст залишилися сталими для NO_2 .

Для деяких міст існують винятки у закономірності формування розподілу NO_2 в атмосфері, зокрема для міст Ужгород, Херсон, Маріуполь та Енергодар (рис. 3). І хоча ці міста є винятками, проте закономірність із початком повномасштабного вторгнення прослідковується подібна — це зростання варіативності вмісту NO_2 , що відображається у більшій “плосковершинності” статистичного розподілу та зростанні повторюваності значень, що

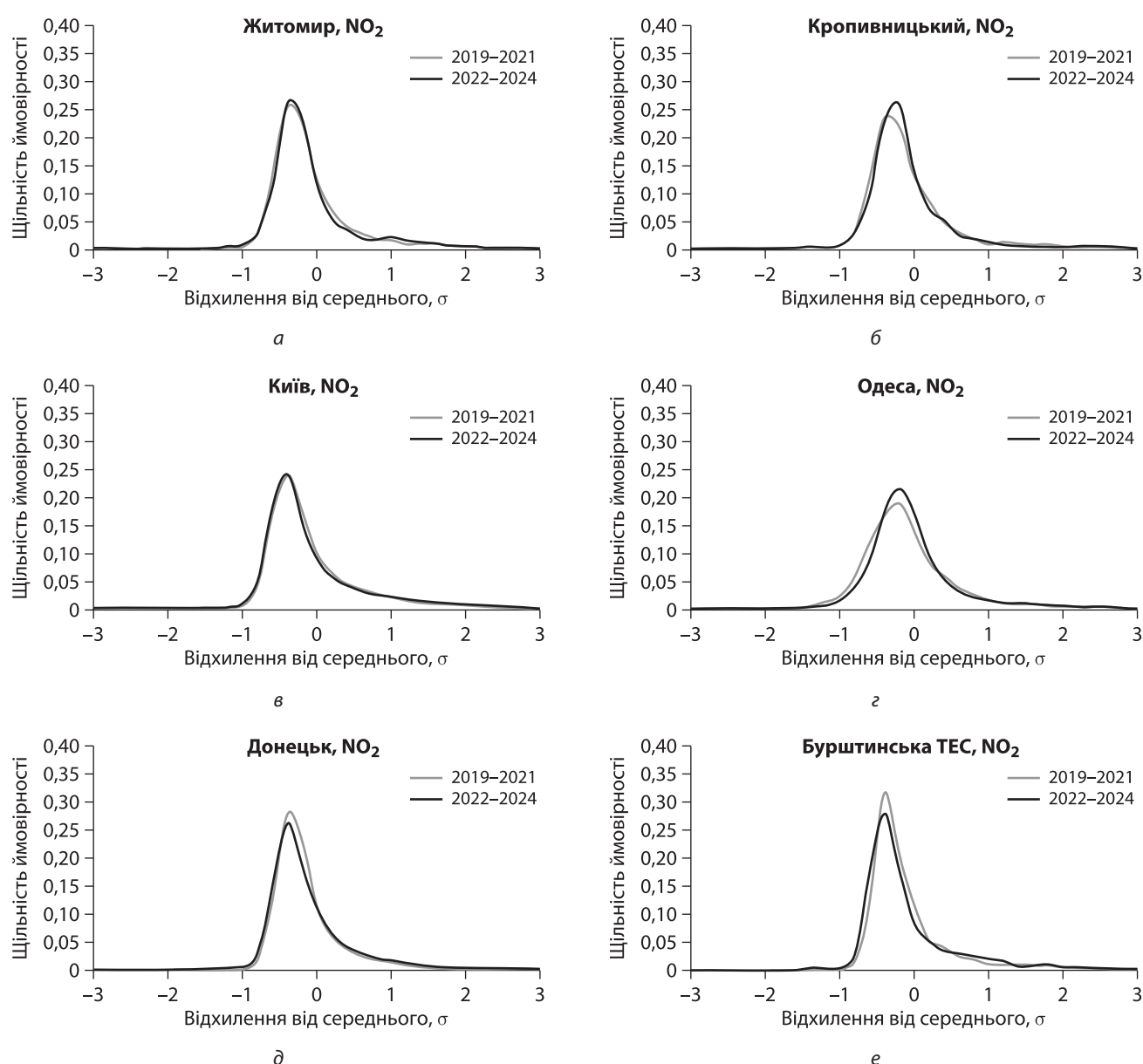


Рис. 2. Найтипівший характер статистичного розподілу загального вмісту NO_2 , властивий для кожної із шести проаналізованих груп міст/ТЕС

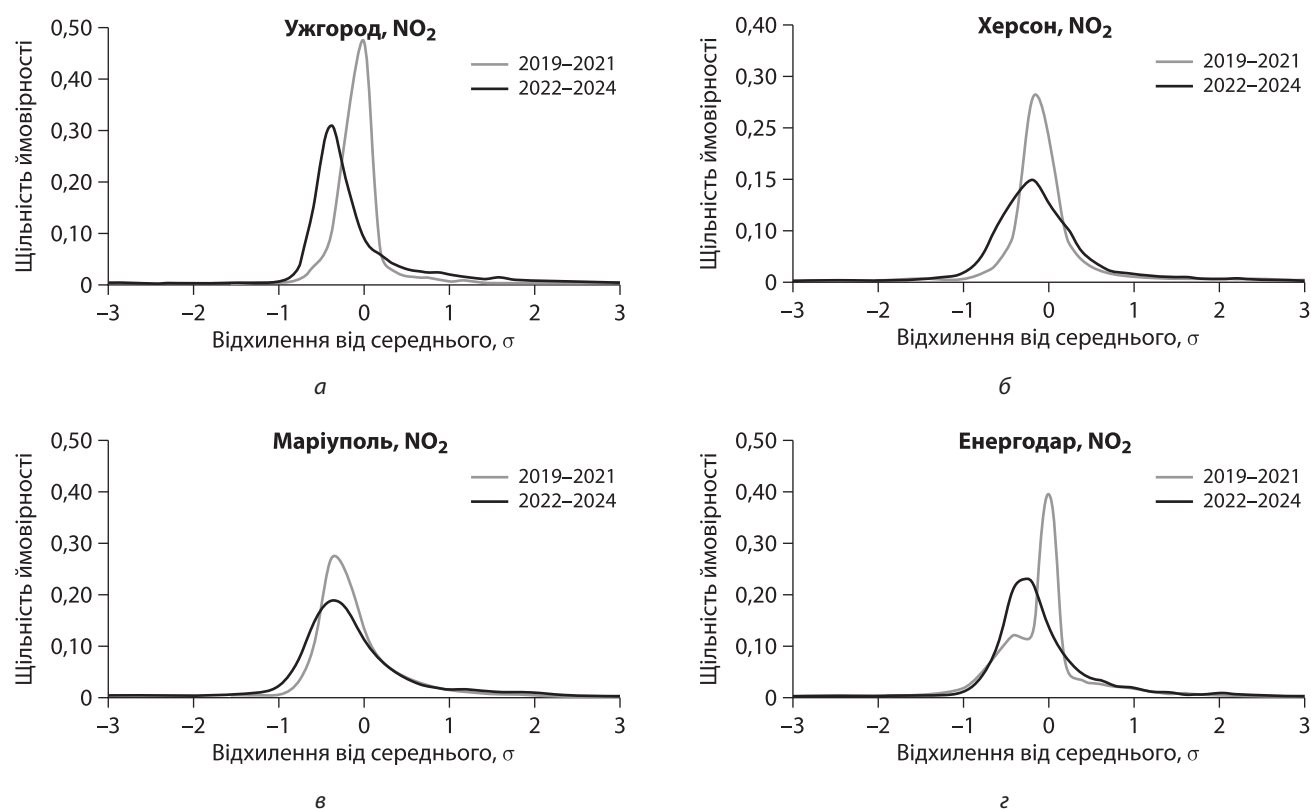


Рис. 3. Нетипові зміни статистичного розподілу загального вмісту NO_2 у містах

лежать в межах відхилень від середнього від -0.5σ до -1σ .

Серед вказаних міст — найбільш нетиповим є зміна у формуванні NO_2 в Ужгороді, адже серед усіх досліджуваних міст він розташовується найдалі від лінії фронту і зазнав чи не найменшого впливу воєнних дій. Особливо це контрастує із іншими винятками — Херсоном, Маріуполем та Енергодаром. В усіх трьох містах відбулося значне зменшення промислового виробництва (у окремих випадках — повне руйнування потужностей, як “Азовсталь” у Маріуполі). Це спричинило зсув форми розподілу у бік від’ємних відхилень навіть за умови використання значно меншого середнього вмісту періоду 2022–2024 рр. Проте, ці три міста розташовані в зоні активних воєнних впливів, зокрема високою частотою обстрілів. На формі розподілу цей наслідок відображається “плосковершинністю” та розтягненням вздовж осі абсцис, тобто зростанні варіативності тих чи інших відхилень. На наявних даних пояснити причини змін форми розподілу в Ужгороді неможливо без наявності інформації про зміни активності стаціонарних джерел викидів та змінах потоку автотранспорту.

Аналіз змін концентрацій CO у шести групах міст за період 2022–2024 років порівняно з 2019–2022 роками показав загальну тенденцію до зниження

рівнів забруднення до 8% (рис. 1). При цьому варіативність значень для більшості міст усіх груп залишилася практично незмінною. На фоні зменшення середніх значень, за час повномасштабного вторгнення спостерігається незначне зростання повторюваності додатних відхилень у межах від середнього до $0,9\sigma$ (рис. 4).

Виняток у виявлених змінах спостерігається в окремих містах груп 1 (найбільш віддалені від лінії фронту міста Західної України) та 6 (міста, з єдиним переважаючим джерелом у вигляді ТЕЦ/ТЕС), де за повномасштабного вторгнення почало спостерігатися зростання частоти значень, близьких до відповідного середнього (рис. 5). При цьому, повторюваність відхилень CO у “хвостах” розподілу стала дещо нижчою, за винятком значних від’ємних відхилень та Трипільською ТЕС. У обох групах міст це свідчить про більш стабільне формування вмісту CO . З однієї сторони, руйнування промислових потужностей, що використовують тверде паливо та є основними джерелами викидів CO , а також нерегулярність роботи мала би призводити до зворотного ефекту — зростання варіативності показників. З іншого боку, нижчі концентрації CO можуть призводити до меншого відгуку на вплив метеорологічних умов, що разом із додаванням більш регулярного використання населенням пічного опалення та дизель-

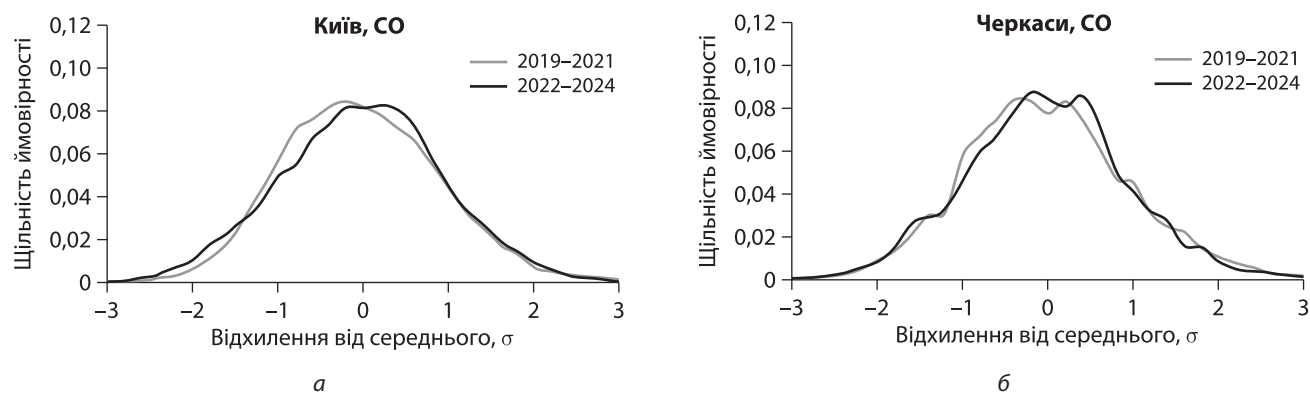


Рис. 4. Найтиповіший характер статистичного розподілу загального вмісту CO

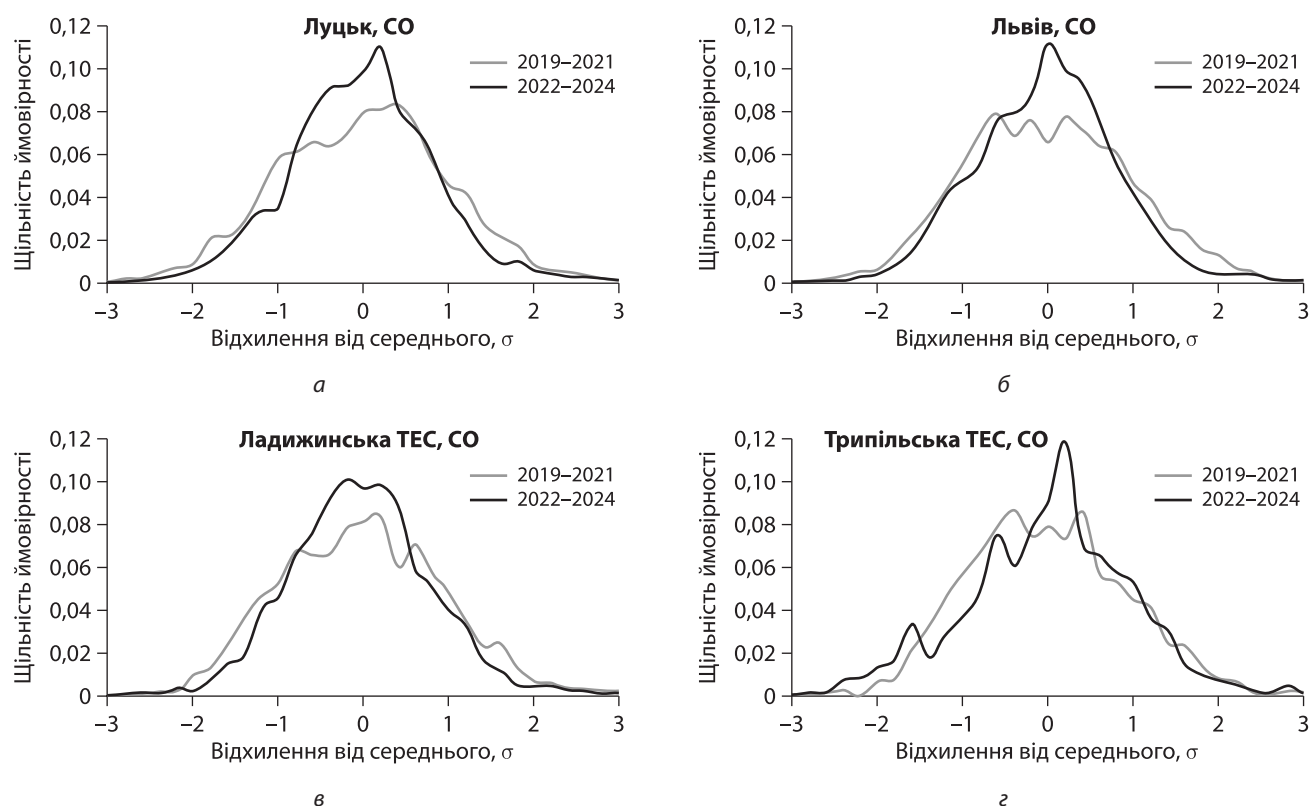


Рис. 5. Нетипові зміни статистичного розподілу загального вмісту CO у містах

генераторів призводити до посилення ефекту стабільності CO в атмосфері. Проте, такі припущення наразі важко аргументувати та довести з урахуванням наявних даних. Додатково виникає питання зміни розподілу саме над містами з потужними ТЕС/ТЕЦ та у західних районах України.

Серед досліджуваних забруднюючих речовин найбільш однорідні зміни у розподілах характерні для SO_2 (рис. 6), незважаючи на різні зміни середнього вмісту (рис. 1). Враховуючи, що високі рівні SO_2 над територією України формуються у місцях

активного використання твердого палива в промисловості, показовими є зміни середнього вмісту над ТЕС. Так, на Зміївській, Бурштинській, Ладизинській та Трипільській ТЕС зафіксовано зростання рівнів забруднення від 18% до 59%, тоді як на Вуглегірській, Добротвірській, Старобешівській та Курахівській ТЕС — зниження від 33% до 63%. Таким чином, зменшення над ТЕС поблизу лінії фронту, де переважна кількість ТЕС була знищена — чітко проявляється зниження SO_2 . У той час як ТЕС на відстані від лінії фронту, незважаючи на значні руй-

нування, середній вміст SO_2 зріс, що вказує на різке зменшення використання газу та перехід на менш екологічні типи палива. Загалом, для усіх міст характер зміни розподілу однаковий — повторюваність як додатних, так і від’ємних відхилень від середніх значень зменшилася, що відображає зменшення варіативності вмісту SO_2 в атмосфері.

За час повномасштабного російського вторгнення на територію України, для усіх досліджуваних міст характерною ознакою стало зменшення “хвостів” розподілу загального вмісту HCHO та зростання

повторюваності незначних варіацій близьких до середніх значень (рис. 7).

У той же час для міст на віддалі від лінії фронту ці зміни є менш вираженими (наприклад, рис. 7а, б), у порівнянні із містами, які або часто підпадають під обстріли, або розташовані поблизу лінії фронту, або потрапили під окупацію (рис. 7в, г). Це свідчить про те, що формування вмісту HCHO було більш варіативним до повномасштабного російського вторгнення, тобто варіації вмісту формувалися за більшої активності різноманітних джерел викидів.

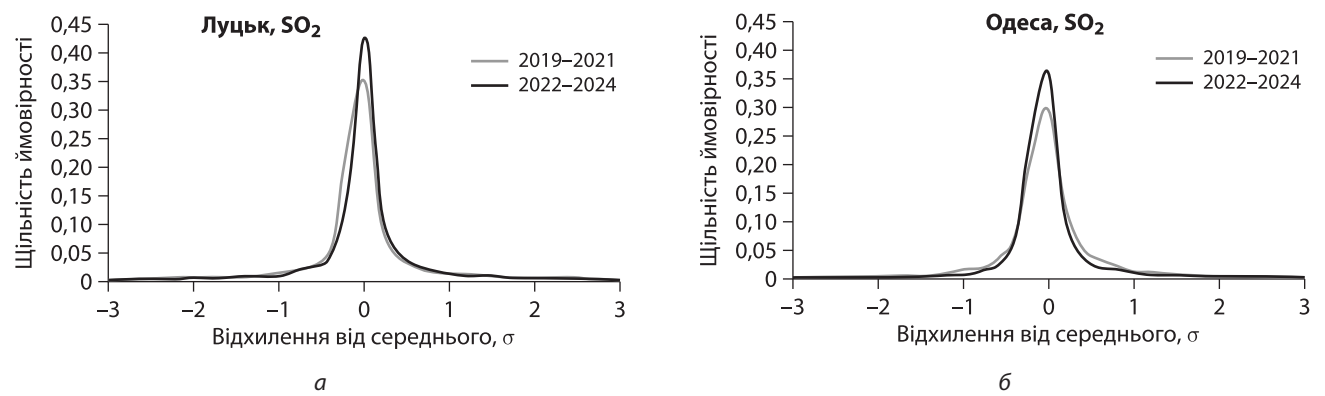


Рис. 6. Найтипівіший характер статистичного розподілу загального вмісту SO_2

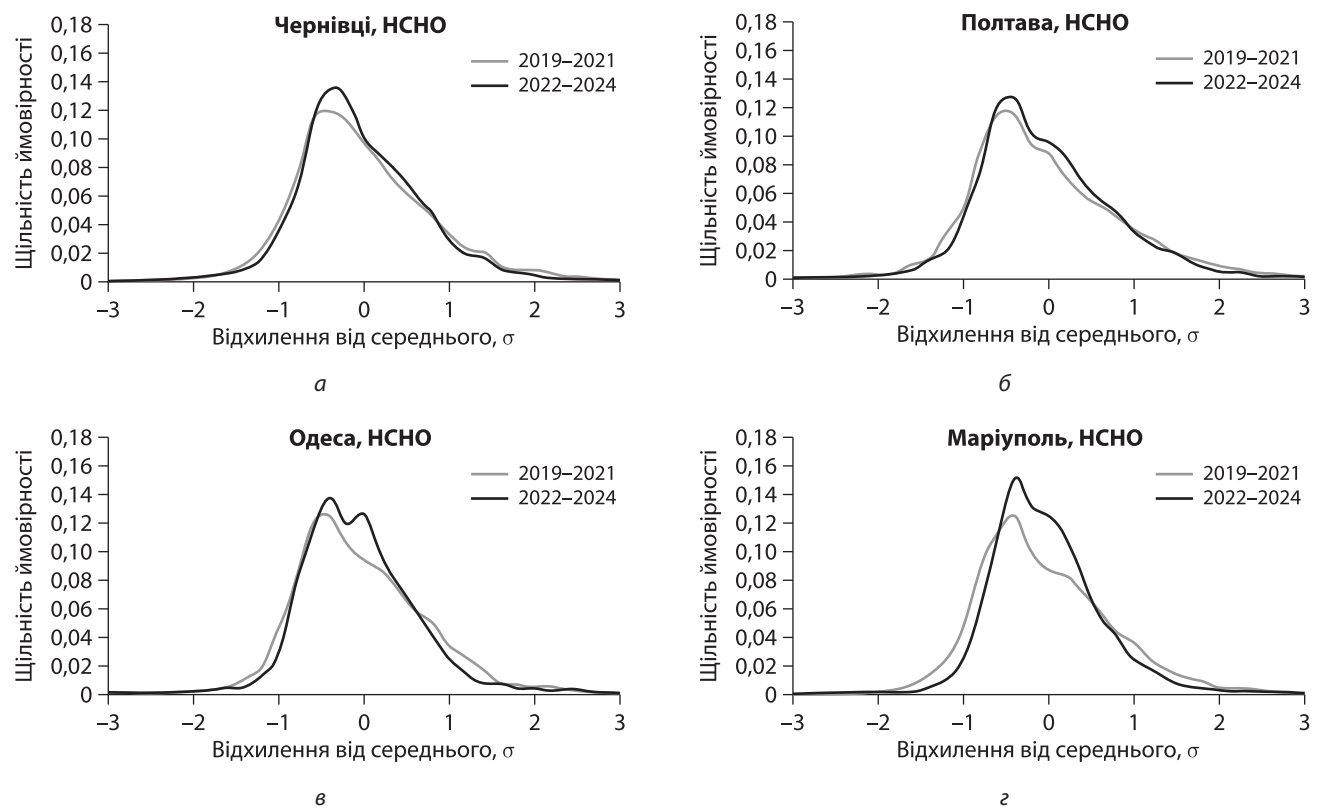


Рис. 7. Найтипівіший характер статистичного розподілу загального вмісту HCHO

З 2022 року варіативність зменшилася, особливо з наближенням до лінії фронту, що опосередковано може свідчити про руйнування частини підприємств, які викидали НСНО.

ВИСНОВКИ

В урбанізованих районах зміна середніх значень загального вмісту забруднюючих речовин за період повномасштабного вторгнення (2022–2024 рр.) відносно базового періоду (2019–2021 рр.) показала переважне зменшення вмісту NO_2 та CO , переважне зростання SO_2 , та різні зміни НСНО. Зменшення NO_2 досягало 25% та найчастіше спостерігалось у містах зі значними руйнуваннями промислової інфраструктури. Зменшення CO є регіональним і не пов'язаним із воєнними діями, за винятком Маріуполя зі зруйнованим заводом “Азовсталь”. Зростання SO_2 ймовірніше за все вказує на появу додаткових джерел емісії, що може бути пов'язаним із переходом на менш екологічні типи палива та використання дизель-генераторів. У той же час значне регіональне зменшення до 55% спостерігається на Донбасі. Незважаючи на локальність змін НСНО, виявлено три регіональні особливості: зростання

вмісту над територією Донбасу, зростання у Передкарпатському регіоні, та зменшення у північній та центральній частині Правобережжя.

Дослідження статистичної структури загального вмісту NO_2 показали відсутність значних змін за винятком середніх значень, що вказує на те, що на фоні загального зменшення викидів механізм надходження, циклічність викидів та роль метеорологічних умов у більшості міст залишилися сталими. Подібні закономірності є типовими і для CO , проте спостерігається незначне зростання повторюваності додатних відхилень у межах від середнього до $+1\sigma$. Для SO_2 найбільш характерним стало зменшення повторюваності як додатних, так і від'ємних відхилень, що відображає зменшення варіативності вмісту в атмосфері. У випадку НСНО виявлено зменшення “хвостів” розподілу загального вмісту НСНО та зростання повторюваності незначних варіацій близьких до середніх значень.

Отримані результати є важливим доповненням до розуміння загальної зміни якості атмосферного повітря у містах внаслідок повномасштабного російського вторгнення, що дозволяє чіткіше фіксувати зміни при накладанні різних за впливом факторів.

ЛІТЕРАТУРА / REFERENCES

- Bun, R., Marland, G., Oda, T., See, L., Puliafito, E., Nahorski, Z., Jonas, M., Kovalyshyn, V., Ialongo, I., Yashchun, O., Romanchuk, Z. (2024). Tracking unaccounted greenhouse gas emissions due to the war in Ukraine since 2022. *Sci Total Environ*, **914**:169879. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.169879>
- Davybida, L.I. (2023). Air quality impacts of war detected from the Sentinel-5P satellite over Ukraine. *IOP Conf Ser Earth Environ Sci*, **1254**(1): 012112. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/1254/1/012112>
- Filho, W.L., Fedoruk, M., Paulino Pires Eustachio, J.H., Splodytel, A., Smaliychuk, A., Szykowska-Jóźwik, M.I. (2024). The environment as the first victim: The impacts of the war on the preservation areas in Ukraine. *J Environ Manag*, **364**:121399. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2024.121399>
- Gallo-Cajiao E, Dolšak N, Prakash A, Mundkur T, Harris PG, Mitchell RB, Davidson N, Hansen B, Woodworth BK, Fuller RA, Price M, Petkov N, Mauerhofer V, Morrison TH, Watson JEM, Chowdhury SU, Zöckler C, Widerberg O, Yong DL, Klich D, Smagol V, Piccolom J, Biggs D (2023). Implications of Russia's invasion of Ukraine for the governance of biodiversity conservation. *Front conserv sci*, **4**. <https://doi.org/10.3389/fcsc.2023.989019>
- Ialongo, I., Bun, R., Hakkarainen, J., Virta, H., Oda, T. (2023). Satellites capture socioeconomic disruptions during the 2022 full-scale war in Ukraine. *Sci Rep*, **13**(1):14954. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-42118-w>
- Jiadan, D., Liqiao, T., Fang, C., Xiaobin, C., Xiaoling, C., Qiang-qiang, X., Xinghui, X. (2023). Spatio-temporal variations of aerosol optical depth over Ukraine under the Russia-Ukraine war. *Atmos Environ*, **314**:120114. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2023.120114>
- Jiang, D., Khokhlov, V., Tuchkovenko, Y., Kushnir, D., Ovcharuk, V., Spyrakos, E., Stanica, A., Slabakova, V., Tyler, A. (2025). The biogeochemical response of the north-western Black Sea to the Kakhovka Dam breach. *Commun Earth Environ*, **6**(1):185. <https://doi.org/10.1038/s43247-025-02153-z>
- Liadze, I., Macchiarelli, C., Mortimer-Lee, P., Sanchez Juanino, P. (2023). Economic costs of the Russia-Ukraine war. *World Econ*, **46**(4):874–886. <https://doi.org/10.1111/twec.13336>
- Malyska, L., Ladstätter-Weissenmayer, A., Galytska, E., Burrows, J.P. (2024). Assessment of environmental consequences of hostilities: Tropospheric NO_2 vertical column amounts in the atmosphere over Ukraine in 2019–2022. *Atmos Environ*, **318**:120281. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2023.120281>
- Meng, X., Lu, B., Liu, C., Zhang, Z., Chen, J., Herrmann, H., Li, X. (2023). Abrupt exacerbation in air quality over Europe after the outbreak of Russia-Ukraine war. *Environ Int*, **178**:108120. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2023.108120>
- Phan, A., Fukui, H. (2024). Quantifying the impacts of the COVID-19 pandemic lockdown and the armed conflict with Russia on Sentinel5P TROPOMI NO_2 changes in Ukraine. *Big Earth Data*, **8**(1):58–81. <https://doi.org/10.1080/20964471.2023.2265105>
- Radomska, M., Stevens, R., Semkiv, M., Yatsenko, Y., Lysovenko, S. (2023). An initial data-limited modeling of the environmental consequences: case-study of the Vasylykiv fuel reservoir fire. *Environ Probl*, **8**(2):76–86. <https://doi.org/10.23939/ep.2023.02.076>
- Savenets, M., Osadchyi, V., Komisar K, Zhemera N, Oreshchenko A (2023) Remotely visible impacts on air quality after a year-round full-scale Russian invasion of Ukraine. *Atmos Pollut Res*, **14**(11):101912. <https://doi.org/10.1016/j.apr.2023.101912>
- Scher, C., Van den Hoek, J. (2025). Nationwide conflict damage mapping with interferometric synthetic aperture radar: A study of the 2022 Russia-Ukraine conflict. *Sci Rem Sens*, **11**:100217. <https://doi.org/10.1016/j.srs.2025.100217>

Shumilova, O., Tockner, K., Sukhodolov, A., Khilchevskyi, V., de Meester, L., Stepanenko, S., Trokhymenko, G., Hernández-Agüero, J.A., Gleick, P. (2023). Impact of the Russia–Ukraine armed conflict on water resources and water infrastructure. *Nat Sustain*, **6**(5):578–586. <https://doi.org/10.1038/s41893-023-01068-x>

Zalakeviciute, R., Mejia, D., Alvarez, H., Bermeo, X., Bonilla-Bedoya, S.,

Rybarczyk, Y., Lamb, B. (2022). War Impact on Air Quality in Ukraine. *Sustainability*, **14**(21):13832. <https://doi.org/10.3390/su142113832>

Zhang, C., Hu, Q., Su, W., Xing, C., Liu, C. (2023). Satellite spectroscopy reveals the atmospheric consequences of the 2022 Russia-Ukraine war. *Sci Tot Environ*, **869**:161759. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.161759>

Liudmyla Nadtochii

ORCID: 0000-0003-3038-5960
onoslyuda@uhmi.org.ua

Natalia Zhemera

ORCID: 0009-0001-9350-4915
zemerda@ukr.net

Mykhailo Savenets

ORCID: 0000-0001-9429-6209
savenets@uhmi.org.ua

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

CHANGES IN THE STATISTICAL STRUCTURE AND VARIABILITY OF POLLUTANTS TOTAL CONTENT IN THE ATMOSPHERIC AIR OVER URBANIZED AREAS AS A RESULT OF THE FULL-SCALE RUSSIAN INVASION

The full-scale Russian invasion has led to numerous changes in atmospheric air conditions. Estimates of average changes in pollutant content often do not allow for the identification of characteristic consequences of warfare due to the overlap of

factors with opposing effects. In this study, based on Sentinel-5 Precursor satellite observations for 2019–2024, we analyzed the statistical structure and variability of the total content of nitrogen dioxide (NO₂), carbon monoxide (CO), sulfur dioxide (SO₂), and formaldehyde (HCHO) in the atmospheric air of urbanized areas. Over three years of war, we found a predominant decrease in NO₂ and CO levels, an increase in SO₂, and mixed changes in HCHO, reflecting both the consequences of industrial destruction and the emergence of additional emissions due to a shift to less ecological fuel types and the operation of diesel generators. Against the background of changes in mean values, the statistical distribution structure remained largely unchanged for NO₂ and CO, though with a slight increase in the frequency of positive CO deviations within +1σ. SO₂ levels showed a decrease in the recurrence of both positive and negative deviations, clearly indicating reduced variability in the atmosphere. HCHO became less variable in the range of large deviations from the mean, with greater recurrence of minor variations close to average values. The obtained results complement the observed changes in the total pollutant content in cities during the full-scale Russian invasion, which is important for fixation the consequences of warfare under conditions of overlapping factors with opposing impacts.

Keywords: atmospheric pollution, nitrogen dioxide, carbon monoxide, sulfur dioxide, formaldehyde, statistical distribution.



В.І. Осадчий¹

ORCID: 0000-0002-0428-4827,
osad@uhmi.org.ua

О.А. Скриник^{1,2}

ORCID: 0000-0003-0332-5073,
skrynyk@nubip.edu.ua

Л.В. Паламарчук¹

ORCID: 0000-0001-9906-8870,
palamarchuk.l@ukr.net

В.П. Сіденко¹

ORCID: 0000-0002-4143-2913,
vladyslavsidenko@gmail.com

Д.О. Ошурок¹

ORCID: 0000-0003-1192-3823,
oshurok@uhmi.org.ua

О.Я. Скриник^{1*}

ORCID: 0000-0001-8827-0280,
skrynyk@uhmi.org.ua

¹ Український гідрометеоро-
логічний інститут ДСНС
України та НАН України

² Національний університет
біоресурсів та природо-
користування України

УДК 551.51

DOI: <https://doi.org/10.15407/Meteorology2025.08.124>

ТРЕНДИ ЗМІН ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ ТА АТМОСФЕРНИХ ОПАДІВ В УКРАЇНІ ЗА ДАНИМИ СПОСТЕРЕЖЕНЬ ТА КЛІМАТИЧНИХ ПРОЄКЦІЙ СМІР6

У роботі проведено аналіз трендів середніх річних та сезонних значень мінімальної, середньої та максимальної добової температури повітря, а також річних і сезонних сум атмосферних опадів на регіональному та національному рівнях для двох періодів: 1946–2020 рр. (період спостережень) і 2026–2100 рр. (період проєкцій). Розрахунки виконано з високою просторовою роздільністю (~10 км × 10 км), що забезпечує можливість використання отриманих результатів для формування національних і регіональних стратегій адаптації до кліматичних змін. Для історичного періоду використано базу ClimUAd, створену на основі даних 178 метеостанцій України. Для майбутнього періоду, розрахунки проведено на основі сформованого статистичного ансамблю кліматичних проєкцій, отриманих за допомогою глобальних кліматичних моделей нової генерації (СМІР6) на основі оновлених сценаріїв викидів парникових газів та соціально-економічного розвитку (SSP2-4.5 та SSP5-8.5). Отримані результати показують статистично значущі зміни температурного режиму на всій території України як для періоду спостережень, так і для майбутнього періоду для обох розглянутих сценаріїв (для всіх розглянутих показників температури повітря, всіх сезонів і року). Інтенсивність змін за сценарієм SSP2-4.5 є співставною зі змінами, що спостерігалися у 1946–2020 рр., тоді як за SSP5-8.5 тренди є суттєво вищими. Зміни режиму опадів менш виражені, зі зміною знаку на території України, і переважно статистично незначущі.

Ключові слова: Україна, температура повітря, атмосферні опади, тренди, ClimUAd, СМІР6.

ВСТУП

Сучасні дослідження клімату дедалі більше зосереджуються на екстремальних погодних подіях, таких як хвилі тепла чи холоду, аномальні опади тощо (Сіденко, 2022). Кліматичні проєкції вказують на подальше зростання частоти та інтенсивності таких подій (Rummukainen, 2012), що пов'язано зі змінами у "хвостах" розподілів ймовірностей кліматичних показників. Водночас зміни у їх середніх значеннях залишаються фундаментальною складовою кліматичних трансформацій. Саме тому коефіцієнти лінійних трендів у часових рядах таких показників продовжують бути одним з основних індикаторів довгострокових змін клімату.

Вивчення термічного режиму та режиму атмосферних опадів на території України має тривалу історію та широку бібліографію. Для ретроспективних періодів дослідження базуються, переважно, на статистичному аналізі часових рядів метеорологічних спостережень (наприклад, Бабіченко та ін., 2007; Осадчий та ін., 2013; Мартазінова та ін., 2022).

Дослідження майбутніх змін клімату здійснюється переважно за допомогою глобальних (ГКМ) та регіональних кліматичних моделей (РКМ). Зокрема, у працях (Замфірова та Хохлов, 2020; Малицька та Балабух, 2020; Krakovska et al., 2021) представлено оцінки майбутніх кліматичних змін в Україні на основі результатів проєкту CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment) та сценаріїв RCP (Representative Concentration Pathways). CORDEX — це глобальна міжнародна ініціатива, метою якої є здійснення динамічного даунскейлінгу за допомогою РКМ результатів розрахунків ГКМ для основних регіональних доменів планети (Giorgi and Gutowski, 2015). На поточний момент часу, в рамках ініціативи CORDEX було здійснено даунскейлінг глобальних моделей СМІР5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5; Taylor et al., 2012). Результати досліджень демонструють однозначне підвищення приземної температури в Україні до середини XXI століття — на 1,6–2,1°C порівняно з базовим періодом 1961–1990 рр. Варто зазначити,

що для дослідження та прогнозування зміни температурного режиму в Україні також успішно використовуються напівемпіричні моделі (Boichenko and Maidanovych, 2025), що виявляють однозначні позитивні тренди для приземної температури повітря.

Метою цього дослідження є аналіз трендів середніх річних і сезонних значень мінімальної (TN), середньої (TG) та максимальної (TX) добової температури повітря, а також річних і сезонних сум атмосферних опадів (RR) у регіональному та національному просторових масштабах. Аналіз охоплює два часові періоди: 1946–2020 рр. (період спостережень) і 2026–2100 рр. (період кліматичних проєкцій). Для першого періоду використано базу сіткових часових рядів ClimUAd (Osadchyi et al., 2024), створену Українським гідрометеорологічним інститутом ДСНС України та НАН України на основі даних зі 178 метеорологічних станцій національної моніторингової мережі. Для майбутнього періоду залучено кліматичні проєкції нової генерації — шостої фази міжнародного експерименту СМІР6 (Eyring et al., 2016). Ці проєкції базуються на оновлених сценаріях викидів парникових газів та моделей соціально-економічного розвитку, об'єднаних у концепцію SSP (Shared Socioeconomic Pathways; Riahi et al., 2017). У порівнянні з попередньою фазою (СМІР5), нові моделі СМІР6 включають більш складні та сучасні фізичні параметризації, зокрема щодо льодового покриву, водяної пари та хмарності (Li et al., 2020).

Розраховані кліматичні тренди дають змогу оновити та уточнити наявні у науковій літературі результати щодо просторово-часової мінливості температурного режиму та режиму опадів на території України. Особливо важливим є те, що використання вхідних даних високої просторової роздільності (~10 км × 10 км) дозволяє отримати детальні оцінки географічних особливостей як спостережених, так і прогнозованих кліматичних змін. Отримані

результати можуть стати науковим підґрунтям для розробки як національної, так і регіональних стратегій адаптації до сучасних і майбутніх кліматичних змін.

ДАНИ ТА МЕТОДИ

База даних ClimUAd (Osadchyi et al., 2024; https://www.uhmi.org.ua/data_repo/ClimUAd_Ukrainian_gridded_daily) містить сіткові часові ряди чотирьох основних кліматичних параметрів: мінімальної, середньої та максимальної добової приземної температури повітря (на висоті 2 м), а також добових сум атмосферних опадів. Просторова роздільність становить 0,1° × 0,1° (приблизно 10 × 10 км). ClimUAd розроблено на основі станційних спостережень із дотриманням вимог Всесвітньої метеорологічної організації щодо контролю якості, гомогенізації (Skrynyk et al., 2023) та просторової інтерполяції (ґрідінгу). Статистичне порівняння з іншими відомими кліматичними продуктами, такими як ERA5-Land та E-OBS, засвідчило надійність та придатність ClimUAd для досліджень клімату України (Osadchyi et al., 2024; Skrynyk et al., 2025). Добові дані було агреговано в сезонні та річні часові ряди для аналізу кліматичних трендів за період 1946–2020 рр. Крім того, дані за 1985–2014 рр. використовувалися для статистичної корекції кліматичних проєкцій.

Оцінювання трендів у сезонних і річних рядах TN, TG, TX та RR для періоду 2026–2100 рр. здійснювалося на основі кліматичних проєкцій шостої фази Міжнародного порівняльного експерименту СМІР6 (Eyring et al., 2016). Щоб мінімізувати вплив невизначеностей, притаманних окремим глобальним кліматичним моделям при прогнозуванні майбутнього кліматичного сигналу, було сформовано статистичний ансамбль із дев'яти моделей. Зазначимо, що для деяких змінних (TN, TX) дані однієї з моделей були відсутні в репозиторіях СМІР6. Список використаних моделей наведено в *табл. 1*. Модельні

Таблиця 1. Глобальні кліматичні моделі (ГКМ) сформованого статистичного ансамблю

#	ГКМ	Реалізація	Просторова роздільність (lon × lat)	TN	TG	TX	RR
1	ACCESS-CM2	r1i1p1f1	1,875° × 1,250°	+	+	+	+
2	BCC-CSM2-MR	r2i1p1f1	1,125° × 1,121°	+	+	–	+
3	CMCC-ESM2	r1i1p1f1	1,250° × 0,942°	+	+	+	+
4	CNRM-ESM2-1	r1i1p1f2	1,406° × 1,401°	+	+	+	+
5	GFDL-ESM4	r1i1p1f1	1,250° × 1,000°	–	+	+	+
6	MIROC-ES2L	r1i1p1f2	2,812° × 2,790°	+	+	+	+
7	MIROC6	r1i1p1f1	1,406° × 1,401°	+	+	+	+
8	MPI-ESM1-2-LR	r1i1p1f1	1,875° × 1,865°	+	+	+	+
9	MRI-ESM2-0	r1i1p1f1	1,125° × 1,121°	+	+	+	+

Примітка. “+ /–” означає наявність/відсутність даних відповідної ГКМ у репозитаріях СМІР6.

дані, отримані за двома сценаріями кліматичних змін — SSP2-4.5 (помірним) і SSP5-8.5 (екстремальним), було завантажено з ресурсу Copernicus Climate Data Store (<https://cds.climate.copernicus.eu/>).

З огляду на те, що кліматичні моделі CMIP6 мають відносно грубу просторову роздільність та можуть містити систематичні помилки, для підвищення точності проєкцій було застосовано процедуру статистичного даунскейлінгу та корекції даних. Ця процедура ґрунтується на порівнянні спостережень із модельними симуляціями за історичний калібрувальний період (1985–2014 рр.). Першим етапом було проведення регрідінгу даних ГKM з метою отримання просторової роздільності аналогічної даним спостереження (ClimUAd). Після цього, у кожній вузловій точці, було здійснено коригування даних та їх статистичних розподілів для прогностичного періоду на основі знайдених факторів/відповідностей для калібрувального періоду. Реалізацію зазначеної процедури було здійснено програмними засобами: CDO — регрідінг, методом білінійної інтерполяції (Schulzweida, 2021) та MBC — корекція, методом квантильного дельта-відображення QDM (Cannon et al., 2015; Cannon, 2023).

Варто зазначити, що описана процедура статистичного даунскейлінгу та корекції є добре обґрунтованою для даних температури повітря. Для атмосферних опадів, модельні результати яких характеризують комірки розрахункової сітки, а не вузлові точки, фізично змістовніший результат зазвичай отримують використовуючи значно складнішу і ресурсозатратнішу процедуру динамічного даунскейлінгу (за допомогою PKM). Проте вважаємо, що отримані результати для RR можна використовувати (як мінімум — як перше наближення), враховуючи що потенційні помилки, спричинені використанням методом, є одного порядку із вже наявними помилками притаманними будь-яким кліматичним симуляціям. Після коригування даних кожної окремої ГKM, було розраховано середні за ансамблем реалізації кліматичних проєкцій для TN, TG, TX та RR, які й було використано для розрахунків трендів для майбутнього періоду (2026–2100 рр.). Зазначимо, що усереднення за ансамблем значно зменшує часову варіативність та мінливість кліматичних проєкцій, проте для поставленої мети — оцінювання трендів — є виправданим, оскільки буде давати надійніші оцінки майбутніх змін температури та опадів, які мало залежать від помилок чи невизначеності окремих ГKM.

Коефіцієнти лінійних трендів у рядах кліматичних показників було розраховано методом Сена (Sen, 1968), який часто використовують завдяки його стійкості до можливих викидів у часових рядах.

Статистичну значущість (при $\alpha=0,05$) розрахованих лінійних трендів (монотонних змін) було визначено за допомогою статистики Манна-Кендалла (Mann, 1945; Kendall, 1975).

РЕЗУЛЬТАТИ ТА ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

Тренди кліматичних змін за період спостережень. Просторовий розподіл розрахованих коефіцієнтів лінійних трендів (швидкостей зміни) для сезонних і річних рядів TN, TG, TX та RR для періоду 1946–2020 рр. представлено на *рис. 1*. З метою полегшення порівняльного аналізу трендів розрахованих для періодів спостереження (1946–2020 рр.) та прогнозування (2026–2100 рр.), всі карти їх просторового розподілу було приведено до однієї кольорової шкали (окремо для температур повітря і для атмосферних опадів).

Просторовий розподіл трендів мінімальної температури повітря у весняні місяці є відносно однорідним з переважаючим значенням показника $0,35^{\circ}\text{C}/10$ р для більшої частини території України. Виключенням є незначні за площею, крайні західні, північно-західні, південно-східні регіони, де швидкості зміни TN зменшуються до $0,15\text{--}0,20^{\circ}\text{C}/10$ р. Найнижчі показники інтенсивності зростання мінімальної температури повітря за досліджуваний період притаманні літнім місяцям. На більшості території зміни описувалися значеннями $0,25\text{--}0,30^{\circ}\text{C}/10$ р, а на сході, північному сході та в Карпатах величини знижувалися до $0,15\text{--}0,20^{\circ}\text{C}/10$ р. Подібно до літнього розподілу отримано показники й для осінніх місяців. Відмінність полягає тільки у локалізації мінімальних значень швидкостей зростання, які восени зосереджені на заході, північному заході та у Карпатах. Найбільші швидкості зростання TN отримано для зими. Максимальні швидкості ($0,50\text{--}0,60^{\circ}\text{C}/10$ р) локалізуються на сході та північному сході території, повільніше ($0,25\text{--}0,30^{\circ}\text{C}/10$ р) підвищується мінімальна температура у південних регіонах та у Карпатах. Оцінка річних часових рядів показала відносно рівномірний просторовий розподіл швидкості зміни мінімальної температури, переважаючи показники ($0,30\text{--}0,35^{\circ}\text{C}/10$ р), з окремими осередками підвищених значень трендів на півдні та сході та мінімальними значеннями в Карпатах.

Вплив на розподіл інтенсивності зростання TG справляють значні швидкості змін мінімальної температури та їх просторовий розподіл взимку та відповідні параметри максимальної температури у весняні місяці. Найбільші швидкості змін середньої температури характерні для весняних та зимових місяців, максимальні значення знаходяться в межах $0,40\text{--}0,50^{\circ}\text{C}/10$ р. Весною вони спостерігаються у широкій смузі, що з південного заходу через центр

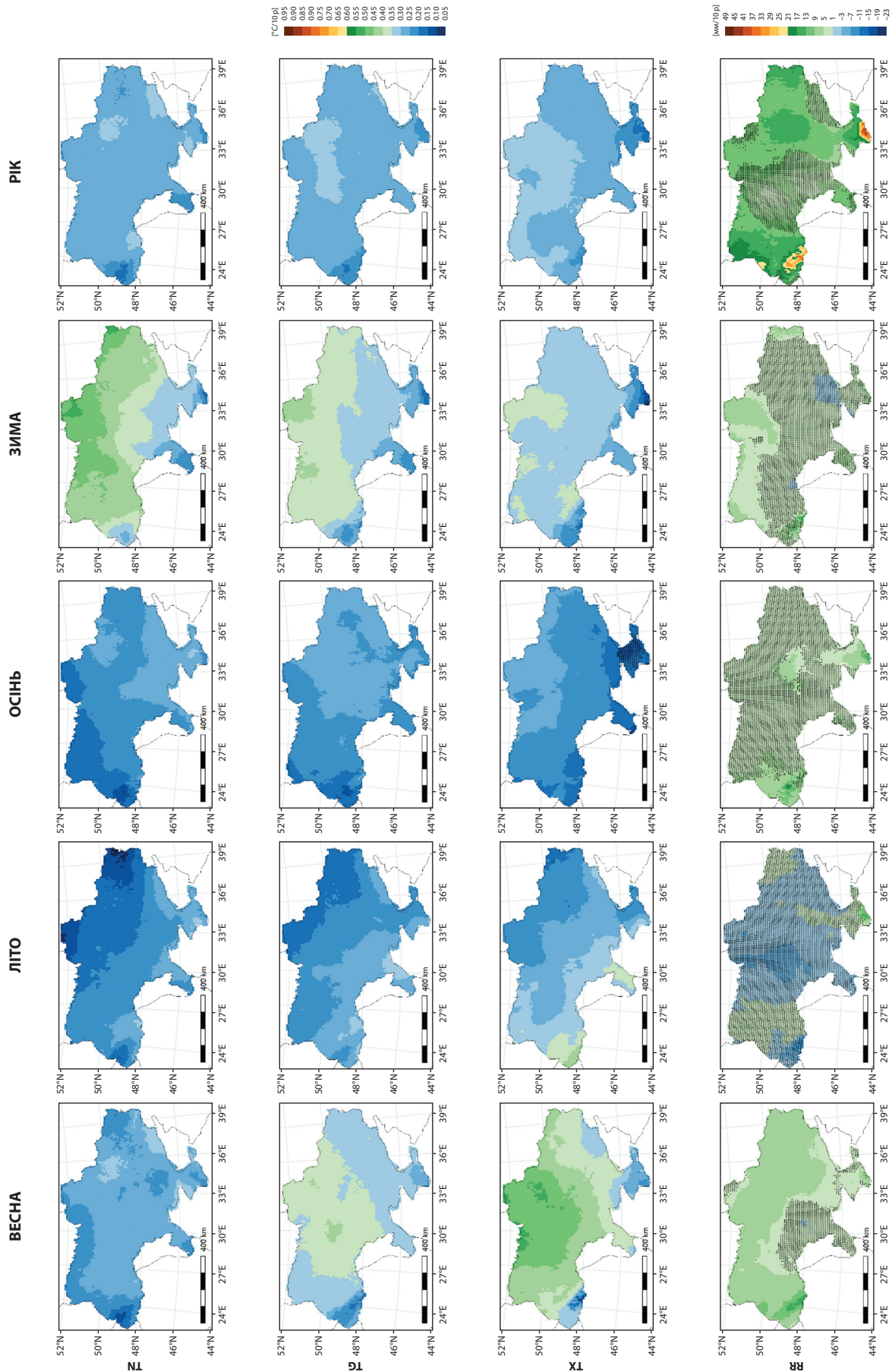


Рис. 1. Просторовий розподіл коефіцієнтів лінійних трендів розрахованих для періоду 1946–2020 рр. у сезонних та річних рядах TN, TG, TX, та RR. Вузли розрахункової сітки із статистично незначущими трендами позначені точками. Тренди було розраховано за даними ClimUAD — сіткової бази даних, побудованої на основі станційних спостережень

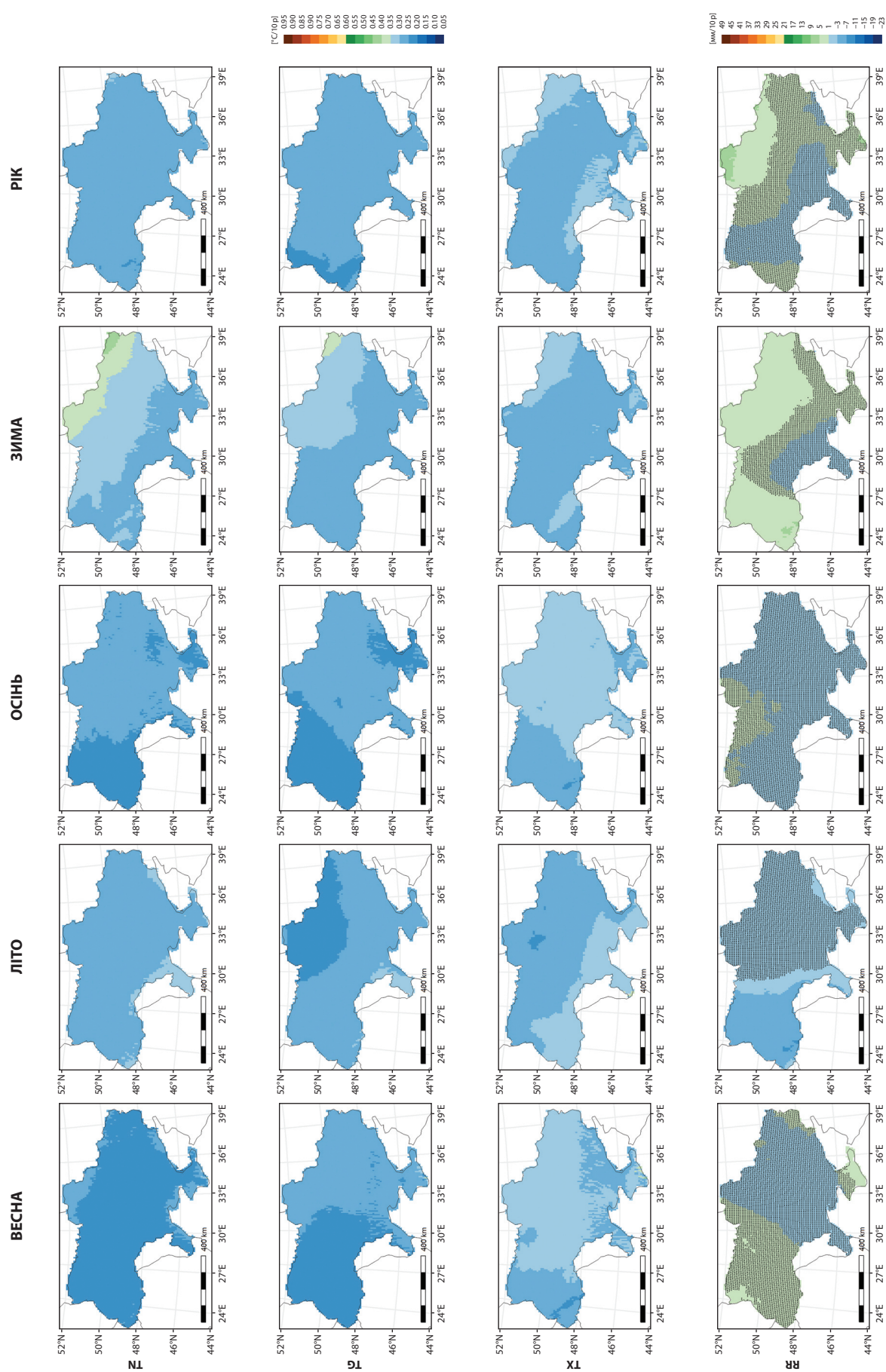


Рис. 2. Просторовий розподіл коефіцієнтів лінійних трендів розрахованих для періоду 2026–2100 рр. у сезонних та річних рядах TN, TG, TX, та RR. Вузли розрахункової сітки зі статистично незначущими трендами позначені точками. Тренди було розраховано на основі середньої за ансамблем проєкції. Статистичний ансамбль включав симуляції дев'яти глобальних кліматичних моделей СМІР6 (див. Таб. 1), отриманих на основі сценарію SSP2-4.5

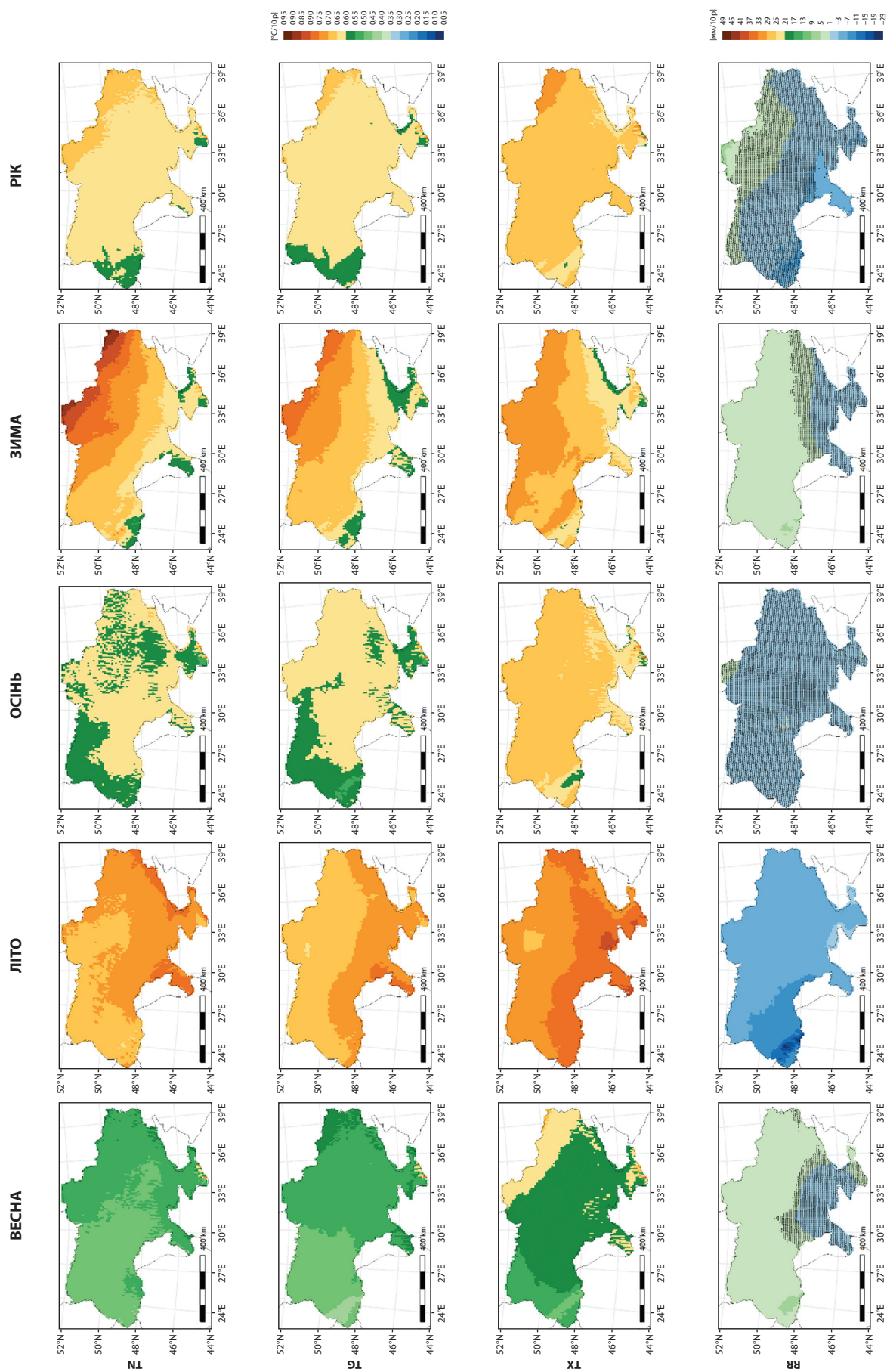


Рис. 3. Просторовий розподіл коефіцієнтів лінійних трендів розрахованих для періоду 2026–2100 рр. у сезонних та річних рядах TN, TG, TX, та RR. Вузли розрахункової сітки зі статистично незначущими трендами позначені точками. Тренди було розраховано на основі середньої за ансамблем проєкції. Статистичний ансамбль включав симуляції дев'яти глобальних кліматичних моделей СМІР6 (див. Таб. 1), отриманих на основі сценарію SSP5-8.5

території спрямована на північний схід, а взимку відмічаються на значних площах в межах Лісостепу і Полісся. Влітку та восени коефіцієнти трендів середньої температури дещо знижуються ($0,20\text{--}0,35^\circ\text{C}/10\text{ р}$), також існують відмінності у локалізації мінімальних значень трендів: для літа — це східні регіони, для осені — захід та південний захід. Швидкість змін річних значень середньої температури має відносно однорідний просторовий розподіл та переважаючі показники — $0,20\text{--}0,30^\circ\text{C}/10\text{ р}$. Найбільші швидкості змін ($0,40\text{--}0,60^\circ\text{C}/10\text{ р}$) максимальної температури повітря отримані для весняних місяців. Максимальні значення локалізуються в центральних, північних та північно-східних регіонах. У літні місяці найвищі значення трендів отримані для західних та південно-західних регіонів з максимальними значеннями на Закарпатті та на заході Одеської області.

У річному ході найнижчі швидкості змін T_X відмічаються в осінні місяці з максимальними показниками — $0,25\text{--}0,30^\circ\text{C}/10\text{ р}$ на сході й північному сході. Зимові зміни більш значущі та досягають $0,40^\circ\text{C}/10\text{ р}$ на заході півночі й північному сході. На просторовий розподіл значень інтенсивності зростання максимальних температур, що отримані при оцінюванні річних часових рядів значно вплинули закономірності отримані для весняних місяців, але значення трендів у річному вимірі нижчі, в основному змінюються у межах $0,30\text{--}0,35^\circ\text{C}/10\text{ р}$. Результати оцінювання змін термічного режиму приземного шару повітря у 1946–2020 рр. вказують на додатні та статистично значущі тренди середньої, мінімальної та максимальної температур в межах досліджуваної території. Швидкості зростання T_N , T_G та T_X змінюються впродовж року, а найвищими були у весняні (T_X , T_G) та зимові (T_N , T_G) місяці. Варто зазначити, що отримані результати свідчать про подібність характеристик змін, що відбуваються для зимового і весняного та літнього і осіннього сезонів, що вказує на можливість, у разі подібної подальшої трансформації термічного режиму, виокремлення двох термічних сезонів впродовж року.

Оцінювання трендів часових рядів сезонних та річних значень RR показало наявність як додатних, так і від'ємних тенденцій зміни кліматичного показника в Україні. Найбільш значні інтенсивності зростання сезонних сум опадів отримано для весняних місяців ($17\text{ мм}/10\text{ р}$) для Карпат та Передкарпаття, проте на більшій частині території швидкості змін становили $5\text{--}9\text{ мм}/10\text{ р}$. Оцінювання лінійних трендів тестом Манна-Кендалла показало статистичну значущість змін для більшої частини території. У літні місяці практично на всій території переважали тенденції до зменшення сум опадів, проте ці

зміни переважно не стійкі та є статистично незначущими. У осінній та зимовий періоди домінували додатні тренди, також переважно статистично не значущі, крім Карпат, Передкарпаття, Криму — восени, та північно-західних та північних регіонів — взимку. При формуванні часових рядів річних сум опадів на основі сезонних, проявився мультиплікативний ефект і швидкості зростання коефіцієнтів лінійних трендів суттєво зросли. Аналіз цих рядів виявив додатні тренди в межах усієї території України. Максимальні значення швидкості зростання річних сум опадів становлять $21\text{--}49\text{ мм}/10\text{ р}$ в Карпатах та Кримських горах. На рівнинній території максимальні прирости річних сум опадів $17\text{--}21\text{ мм}/10\text{ р}$, але переважаючі показники в межах регіонів, де зміни визнані

Тренди змін температури та опадів для періоду 2026–2100 рр. за даними кліматичних проєкцій розрахованих на основі сценаріїв SSP2-4.5 та SSP5-8.5. Відповідно до сценарію SSP2-4.5 тренди змін T_N є практично однорідно розподіленими по території України у термінах річного осереднення, і показують темпи зростання величиною $0,30^\circ\text{C}/10\text{ р}$. При цьому зміни мінімальної температури повітря мають неоднакові тенденції в розрізі окремих сезонів. Зокрема, у зимові місяці розкид середнього приросту мінімальних температур є найбільшим — від $0,30^\circ\text{C}/10\text{ р}$ на заході та півдні України до $0,45^\circ\text{C}/10\text{ р}$ на півночі Луганської області, змінюючись у загальному напрямку “південний захід — північний схід”. У перехідні сезони відмічаються зміни на рівні $0,25\text{--}0,30^\circ\text{C}/10\text{ р}$ з порівняно меншим приростом T_N на заході та в Криму восени, і швидшим темпом зростання T_N на крайній півночі та прибережних районах морів навесні. Влітку тренди змін мінімальної температури є трішки більшими — від $0,30^\circ\text{C}/10\text{ р}$ на більшості території до $0,35^\circ\text{C}/10\text{ р}$ на Закарпатті, Одещині та частині Приазов'я.

Загальні зміни середньої температури повітря переважно становлять $0,30^\circ\text{C}/10\text{ р}$, окрім крайнього заходу та масиву Карпатських гір де приріст величини T_G є трішки меншим — $0,25^\circ\text{C}/10\text{ р}$. Для осіннього та зимового сезонів тенденції змін T_G майже збігаються із тими, що отримані для мінімальної температури, з тією відмінністю що для середньої температури розкид зменшується до $0,10^\circ\text{C}/10\text{ р}$ (від $0,30^\circ\text{C}/10\text{ р}$ до $0,40^\circ\text{C}/10\text{ р}$). У весняні місяці західна частина України має приріст середньої температури на рівні $0,25^\circ\text{C}/10\text{ р}$, а східна — $0,30^\circ\text{C}/10\text{ р}$. Влітку тренди змін T_G змінюються від $0,25^\circ\text{C}/10\text{ р}$ на півночі, північному сході та частково в центрі України до $0,35^\circ\text{C}/10\text{ р}$ в Одеській області.

Розподіли змін максимальної температури характеризуються більшим розмахом величини змін

упродовж весни, літа, осені, та у розрізі річних змін. Загалом, згідно зі сценарієм SSP2-4.5 величина TX зростатиме на 0,30–0,35°C за кожні 10 років на більшості території, але переважно — на північному сході, південному заході та Криму. При цьому в Кримських горах та південному узбережжі Криму є точки, в яких прогнозується приріст 0,40°C/10 p. Аналогічні темпи зростання максимальних температур в цьому районі фіксуються восени та навесні (більш виражено). При цьому географічний розподіл трендів змін у ці сезони схожий, з мінімумом у 0,25°C/10 p у Карпатах та середньою інтенсивністю 0,35°C/10 p окрім переважно заходу (осінь) та півдня (весна) України. У літні місяці розмах величини змін такий же, однак розподіл має чітку географічну направленість — зростання у напрямку з північного сходу на південний захід. Зокрема, величина зміни TX становитиме від 0,25°C/10 p в окремих районах на півночі України до 0,40°C/10 p на крайньому південному заході Одещини.

Відповідно до проєкцій узятих ГKM за сценарієм SSP2-4.5 кількість річних атмосферних опадів найбільше змінюється на півночі Чернігівщини та Сумщини, на незначній площі на півночі Харківщини, та на Південному березі Криму — де прогнозується збільшення зі швидкістю 9 мм за 10 років. Статистично значуще зростання річних сум опадів на 5 мм/10 p загалом фіксується на усій північній частині Лівобережжя України. При аналізі змін сезонних сум опадів отримано значущі висхідні тренди зимових (з грудня по лютий) опадів зі збільшенням їх кількості на 5 мм/10 p майже на усьому Лівобережжі (окрім Приазов'я) та на заході України. В окремих районах Карпат їх кількість зростатиме в середньому на 9 мм/10 p. Влітку, навпаки, розрахунки свідчать про практичну відсутність змін (Житомирська, Вінницька та Одеська області, Закарпатська низовина, частково Приазов'я та Крим) або зменшення кількості літніх опадів від 3 (загалом західна частина України) до 7 мм/10 p (внутрішня частина Карпат). Слід зазначити, що тренди змін сум опадів за вересень-листопад, відповідно до непараметричного тесту Манна-Кендалла, виявились статистично незначущими для всієї території України. Для періоду березень-травень значущі зміни на рівні зростання на 5 мм/10 p ідентифіковано для південно-східної частини Криму та окремих територій на північному заході України. Загалом при аналізі просторових полів трендів змін TN, TG та TX за сформованим ансамблем проєкцій СМІР6 можна виділити наступні особливості: 1) наявність просторової тенденції до пришвидшення росту мінімальної та середньої температур у напрямку з південного заходу на північний схід для зимових місяців; 2) менш

виражена подібна тенденція у зворотному напрямку для середніх та максимальних температур у літні місяці; 3) повільніше та більш швидке зростання величини TX у Карпатах і Кримських горах, відповідно, у порівнянні з рештою території в перехідні сезони (переважно весною). У режимі опадів виділяється тенденція до їх збільшення, здебільшого за рахунок зимового періоду.

За сценарієм SSP5-8.5 для періоду 2026–2100 pp. очікуються суттєві статистично значущі зміни мінімальної, середньої та максимальної температур повітря на всій території України. Поля трендів мінімальної температури повітря вказують на швидке сезонне підвищення цього параметра. Навесні на більшій частині території очікуються зміни в межах 0,50–0,55°C/10 p, зі швидшими змінами на лівобережжі та Причорномор'ї. Невеликі ділянки на сході та півдні — близько 0,55°C/10 p, а в Кримських горах локальні значення сягають 0,65–0,75°C/10 p. Влітку переважні значення становлять 0,70–0,75°C/10 p, зі швидшими змінами у частині південних регіонів, сходу та Закарпаття (до 0,80°C/10 p) і дещо повільнішими локальними змінами у Передкарпатті (0,65°C/10 p). Восени прогнозуються тренди 0,60–0,65°C/10 p, із локальними швидшими змінами на півдні Криму (0,70–0,75°C/10 p) та повільнішими на заході та Волині та частково на лівобережжі (0,60°C/10 p). Взимку прогнозується потепління з вираженим градієнтом із південного заходу на північний схід. На переважній частині території очікуються тренди 0,65–0,90°C/10 p, із повільнішими темпами підвищення TN у Карпатах, на Закарпатті та півдні Одещини, частині Криму (0,60°C/10 p). Річний тренд TN прогнозується близько 0,65°C/10 p на більшій частині території, з локальними швидшими змінами на сході та півдні Криму (0,70–0,75°C/10 p) і повільнішими у Карпатах та Закарпатті (0,55–0,60°C/10 p).

Просторовий розподіл трендів середньої температури прогнозується подібним до TN, проте з більш однорідним характером. Навесні тренди варіюють 0,50–0,55°C/10 p, з локальними швидшими змінами на сході та в Одещині (0,60–0,75°C/10 p). Влітку переважають 0,70–0,75°C/10 p, із максимумами до 0,80°C/10 p на Одещині та дещо повільнішими значеннями у Кримських горах (0,70°C/10 p). Восени прогнозуються зміни на 0,60–0,65°C/10 p, з локальними швидшими змінами у Кримських горах (0,70–0,75°C/10 p) та повільнішими у Карпатах (0,55°C/10 p). Взимку переважають 0,60–0,80°C/10 p, із переважними по території значеннями 0,65–0,75°C/10 p, а річний тренд TG прогнозується близько 0,65°C/10 p, зі швидшими змінами на сході (0,70°C/10 p) та у Кримських горах і повільнішими на заході (0,60°C/10 p).

Структура полів трендів максимальної температури прогнозується дещо одноріднішою, але з більшими значеннями, ніж для TN та TG. Навесні на більшості території тренди складають близько $0,60^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$, зі швидшими змінами на сході, північному сході та окремих південних регіонах ($0,65\text{--}0,70^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$) і більш повільними на заході ($0,55^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$) та в Карпатах ($0,50^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$). Влітку переважають тренди $0,70\text{--}0,85^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$, зі суттєвими змінами на південному заході, півдні та частково на південному сході ($0,80\text{--}0,85^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$) і більш повільними локально на півночі та в Приазов'ї ($0,70\text{--}0,75^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$). Восени очікуються тренди в $0,70^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$, із локальними швидкими змінами у Кримських горах ($0,70\text{--}0,80^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$) та трохи нижчими швидкостями на півдні ($0,65^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$) та в Карпатах ($0,60^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$). Взимку тренди на переважній частині території складають $0,70\text{--}0,75^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$, зі швидкими змінами на півночі, північному сході, частково у центрі та у Передкарпатті ($0,75^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$) та більш повільними у Карпатах, подекуди на узбережжі Криму та в районі узбережжя Азовського моря ($0,50\text{--}0,65^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$). Річний тренд TX прогнозується близько $0,70^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$, з дещо швидшим зростанням TX в окремих районах сходу ($0,75^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$) та локальними повільнішими темпами зростання у Карпатах та Криму ($0,55\text{--}0,60^{\circ}\text{C}/10\text{ р}$).

Порівнюючи просторові розподіли трендів температури, можна відзначити, що TN і TG мають подібну структуру полів, проте TG формує більш однорідний фон, тоді як TX демонструє ще вищу однорідність, разом із дещо більшими величинами й окремими локальними максимумами, особливо в південних, гірських та прибережних регіонах. Водночас TN зберігає найвиразніші регіональні контрасти серед трьох температурних показників.

За сценарієм SSP5-8.5, тренди сум атмосферних опадів прогножуються з помітною сезонною та просторовою варіативністю. Навесні на більшій частині території прогноуються додатні тренди кількості опадів на рівні $5\text{ мм}/10\text{ р}$ зі швидшими змінами у Карпатах ($9\text{ мм}/10\text{ р}$) та статистично незначущими змінами на півдні та в невеликій зоні на сході країни (близько $1\text{ мм}/10\text{ р}$). Влітку переважають невеликі зменшення — близько $-3\text{ мм}/10\text{ р}$, зі швидшими змінами на заході ($-7\text{ мм}/10\text{ р}$) і найшвидшими у Карпатах ($-11\text{--}-19\text{ мм}/10\text{ р}$). Окремі південні ділянки демонструють додатний тренд ($1\text{ мм}/10\text{ р}$). Восени тренди є незначущими по всій території країни. Взимку очікується майже однорідне зростання на $5\text{ мм}/10\text{ р}$ з найшвидшими змінами в районі Карпат — $9\text{ мм}/10\text{ р}$, крім південних та південно-східних регіонів у яких немає значущих змін. Річні тренди переважно демонструють статистично незначущі зміни. Разом з цим, на окремих ділянках на півночі

фіксується додатний тренд значущих швидших змін ($5\text{--}9\text{ мм}/10\text{ р}$), тоді як на невеликих південних ділянках — від'ємний тренд ($-3\text{ мм}/10\text{ р}$).

ВИСНОВКИ

Для оцінювання напрямку та швидкості змін основних кліматичних показників в Україні для періоду 1946–2020 рр. була використана база даних ClimUAd, яка є новим продуктом представлення результатів метеорологічних спостережень в Україні з високою просторовою роздільністю ($\sim 10\text{ км} \times 10\text{ км}$), розробленим в УкрГМІ на основі рекомендацій та вимог ВМО. Кліматичні зміни для майбутнього періоду (2026–2100 рр.) було оцінено на основі ансамблю проєкцій кліматичних показників розрахованих за допомогою ГKM нової генерації (CMIP6) для двох сценаріїв SSP2-4.5 (помірний) та SSP5-8.5 (жорсткий). Відповідно до існуючих рекомендацій, до даних кліматичних моделей сформованого ансамблю було застосовано процедуру статистичного даунскейлінгу та корекції з метою збільшення просторової роздільності даних та усунення систематичних помилок. Швидкість зміни приземної температури повітря та кількості опадів оцінювалася лінійними трендами, які було розраховано методом Сена, а їх статистична значущість визначалася статистикою Манна-Кендалла.

Для періоду 1946–2020 рр. отримано додатні тренди для усіх часових рядів приземної температури повітря на території України. Найвищі швидкості зростання температури повітря по відношенню до початку періоду характерні для сезонних часових рядів. Мінімальна температура (TN) максимально швидко зростала взимку, максимальна (TX) — весною, середні температури (TG), відповідно, з більшими швидкостями змінювалися також у зимово-весняний період. Для коефіцієнтів лінійних трендів сезонних сум опадів характерна просторова неоднорідність знаку змін. Найвищі, статистично значущі прирости сезонних сум опадів відмічаються у весняні та зимові місяці, $17\text{ мм}/10\text{ р}$ (Карпати) та $5\text{--}9\text{ мм}/10\text{ р}$ (захід, північ, схід, південний схід рівнинної частини України), влітку переважало зменшення сезонних сум опадів, але ці зміни є статистично незначущими, як і осінні, коли відмічається незначне зростання. У річному вимірі переважало статистично значуще зростання сум опадів для більшої частини території України.

Для майбутнього періоду (2026–2100 рр.) отримані результати показують, що при використанні помірного сценарію SSP2-4.5 очікувані зміни показників приземної температури повітря мають тенденцію до зростання для всієї території України: швидкості змін показників незначні, але статис-

тично значущі. Найбільш високі сезонні прирости очікуються для TN у зимові місяці, а для TX весною та восени. Збільшення сум опадів (5 мм/10 р) для цього сценарію очікуються тільки для зимових місяців на заході та північному сході. В інші сезони року можливе незначне зменшення сум опадів. Результати розрахунків для жорсткого сценарію SSP5-8.5 показали, що швидкості зростання температурних показників найвищими будуть у літні та зимові місяці (0,75–0,80°C/10 р) для всієї території України. Тільки у весняний сезон швидкості зростання температури будуть помірними (0,45–0,55°C/10 р). Зміна сум опадів матиме сезонні відмінності, так у

зимово-весняний період за цим сценарієм очікується зростання кількості опадів (переважно 5 мм/10 р), тоді як влітку та восени суми опадів зменшуватимуться на 3–7 мм/10 р. Отже, як для сучасного, так і для майбутнього кліматичного періодів отримані додатні тренди змін приземної температури повітря для всієї території України. Зміни сум опадів менш чітко виражені, але спостерігається загальна тенденція до їх зменшення у літньо-осінній період та збільшення у зимово-весняний. Якщо швидкості таких змін будуть стійкими, то з часом це може призвести до зміни стандартного для помірних широт річного розподілу опадів.

ЛІТЕРАТУРА

- Бабіченко, В.М., Ніколаєва, Н.В., Гушина, Л.М. (2007). Зміни температури повітря на території України наприкінці XX та на початку XXI століття. *Український географічний журнал*, **4**, 3–12.
- Замфірова, М.С., Хохлов, В.М. (2020). Режим температури повітря та опадів в Україні в 2021–2050 роках за даними ансамблю моделей CORDEX. *Український гідрометерологічний журнал*, **25**, 17–27. <https://doi.org/10.31481/uhmj.25.2020.02>
- Малицька, Л.В., Балабух, В.О. (2020). Ймовірні зміни кліматичних умов України до середини XXI ст. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, **1**(56), 94–100. <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2020.1.10>
- Мартазінова, В.Ф., Городецька, Н.С., Рибченко, Л.С., Савчук, С.В., Гребенюк, Н.П., Татарчук, О.Г. (2022). Особливості температурно-вологісного режиму території України з початку XXI сторіччя під впливом змін великомасштабної атмосферної циркуляції. *Метеорологія. Гідрологія. Моніторинг довкілля*, **2**(2), 22–34. <http://doi.org/10.15407/Meteorology.2022.02.022>
- Осадчий, В.І., Бабіченко, В.М., Набиванець, Ю.Б., Скриник, О.Я. (2013). Динаміка температури повітря в Україні за період інструментальних метеорологічних спостережень. Ніка-Центр, 308 с. ISBN: 978-966-521-348-2
- Сіденко, В. П. (2022). Кліматологічні дослідження екстремальних погодних умов, подій та явищ в Україні та світі. *Гідрологія, гідрохімія та гідроекологія*, **2**(64), 53–71. <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2022.2.5>
- Boychenko, S.G., Maidanovych, N.M. (2025). Unraveling seasonal surface air temperature trends in Ukraine (1990–2021). *Geofizychnyi Zhurnal*, **47**(5), 26–44. <https://doi.org/10.24028/gj.v47i5.333639>
- Cannon, A.J., Sobie, S.R., Murdock, T.Q. (2015). Bias correction of simulated precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve relative changes in quantiles and extremes? *Journal of Climate*, **28**, 6938–6959. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00754.1>
- Cannon, A.J. (2023). MBC: Multivariate Bias Correction of Climate Model Outputs. R package version 0.10-6. <https://CRAN.R-project.org/package=MBC>
- Corell, D., M. J. Estrela, J. J. Miró, D. Orgambides-García, and R. Nicolás. (2025). Observed Changes in Maximum and Minimum Temperatures and Daily Temperature Range in the Iberian Peninsula and Balearic Islands Between 1952 and 2022. *International Journal of Climatology*, e70182. <https://doi.org/10.1002/joc.70182>
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G.A., Senior, C.A., Stevens, B., Stouffer, R.J., Taylor, K.E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, **9**, 1937–1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
- Giorgi, F., Gutowski, W. J. (2015). Regional Dynamical Downscaling and the CORDEX Initiative. *Annual Review of Environment and Resources*, **40**, 467–490. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-102014-021217>
- Kendall, M.G. (1975). Rank Correlation Methods, 4th edn. Charles Griffin: London.
- Krakovska, S., Balabukh, V., Chyhareva, A., Pysarenko, L., Trofimova, I. and Shpytal, T. (2021). Projections of regional climate change in Ukraine based on multi-model ensembles of Euro-CORDEX. EGU General Assembly 2021. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-13821>
- Li, J.-L., Xu, K.-M., Jiang, J. H., Lee, W.-L., Wang, L.-C., Yu, J.-Y., et al. (2020). An overview of CMIP5 and CMIP6 simulated cloud ice, radiation fields, surface wind stress, sea surface temperatures, and precipitation over tropical and subtropical oceans. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **125**, e2020JD032848. <https://doi.org/10.1029/2020JD032848>
- Mann, H.B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, **13**(3), 245–259. <https://doi.org/10.2307/1907187>
- Osadchyi, V., Skrynyk, O., Sidenko, V., Aguilar, E., Guijarro, J., Szentimrey, T., Skrynyk, O., Bihari, Z., Palamarchuk, L., Oshurok, D., Kravchenko, I. and Pinchuk, D. (2025). ClimUAd: Observation-Based Gridded Daily Climate Data for Ukraine, 1946–2020. *Geoscience Data Journal*, **12**: e70000. <https://doi.org/10.1002/gdj3.70000>
- Riahi, K., van Vuuren, D.P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'Neill, B.C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., Fricko, O., Lutz, W., Popp, A., Cuaresma, J.C., Samir, K.C., Leimbach, M., Jiang, L., Kram, T., Rao, S., Emmerling, J., Ebi, K., Tavoni, M. (2017). The shared socioeconomic pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Global Environmental Change*, **42**, 153–168. <https://doi.org/10.1016/J.GLOENVCHA.2016.05.009>
- Rummukainen, M. (2012). Changes in climate and weather extremes in the 21st century. *WIREs Climate Change*, **3**: 115–129. <https://doi.org/10.1002/wcc.160>
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*, **63**(324), 1379–1389. <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>

- Schulzweida, U. (2021) CDO User Guide (Version 2.0.0). Zenodo. <http://doi.org/10.5281/zenodo.5614769>
- Skrynyk, O., Sidenko, V., Aguilar, E., Guijarro, J., Skrynyk, O., Palamarchuk, L., Oshurok, D., Osypov, V., & Osadchyi, V. (2023). Data quality control and homogenization of daily precipitation and air temperature (mean, max and min) time series of Ukraine. *International Journal of Climatology*, **43**(9), 4166–4182. <https://doi.org/10.1002/joc.8080>
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**, 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094>
- Babichenko, V.M., Nikolaeva, N.V., & Gushchyna, L.M. (2007). Changes in air temperature in Ukraine at the end of the 20th and beginning of the 21st century. *Ukrainian Geographical Journal*, **4**, 3–12. (in Ukrainian).
- Boychenko, S.G. & Maidanovych, N.M. (2025). Unraveling seasonal surface air temperature trends in Ukraine (1990–2021). *Geofizychnyi Zhurnal*, **47**(5), 26–44. <https://doi.org/10.24028/gj.v47i5.333639>
- Cannon, A.J., Sobie, S.R., Murdock, T.Q. (2015). Bias correction of simulated precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve relative changes in quantiles and extremes? *Journal of Climate*, **28**, 6938–6959. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00754.1>
- Cannon, A.J. (2023). MBC: Multivariate Bias Correction of Climate Model Outputs. R package version 0.10-6. <https://CRAN.R-project.org/package=MBC>
- Corell, D., M. J. Estrela, J. J. Miró, D. Orgambides-García, & R. Nicolás. (2025). Observed Changes in Maximum and Minimum Temperatures and Daily Temperature Range in the Iberian Peninsula and Balearic Islands Between 1952 and 2022. *International Journal of Climatology*, e70182. <https://doi.org/10.1002/joc.70182>
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G.A., Senior, C.A., Stevens, B., Stouffer, R.J., & Taylor, K.E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, **9**, 1937–1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
- Giorgi, F. & Gutowski, W. J. (2015). Regional Dynamical Downscaling and the CORDEX Initiative. *Annual Review of Environment and Resources*, **40**, 467–490. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-102014-021217>
- Kendall, M.G. (1975). Rank Correlation Methods, 4th edn. Charles Griffin: London.
- Krakovska, S., Balabukh, V., Chyhareva, A., Pysarenko, L., Trofimo, I. & Shpytal, T. (2021). Projections of regional climate change in Ukraine based on multi-model ensembles of Euro-CORDEX. EGU General Assembly 2021. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-13821>
- Li, J.-L., Xu, K.-M., Jiang, J. H., Lee, W.-L., Wang, L.-C., Yu, J.-Y., et al. (2020). An overview of CMIP5 and CMIP6 simulated cloud ice, radiation fields, surface wind stress, sea surface temperatures, and precipitation over tropical and subtropical oceans. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **125**, e2020JD032848. <https://doi.org/10.1029/2020JD032848>
- Malyska, L.V. & Balabukh, V.O. (2020). Possible changes of climate conditions in Ukraine to the middle of the XXI century. *Hydrology, hydrochemistry, and hydroecology*, **1**(56), 94–100. (in Ukrainian). <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2020.1.10>
- Mann, H.B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, **13**(3), 245–259. <https://doi.org/10.2307/1907187>
- Martazinova, V.F., Horodetska, N.S., Rybchenko, L.S., Savchuk, S.V., Hrebenuk, N.P., Tatarchuk, O.H. (2022). 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. *Meteorology. Hydrology. Environmental monitoring*, **2**(2), 22–34. (in Ukrainian). <http://doi.org/10.15407/Meteorology2022.02.022>
- Osadchyi, V.I., Babichenko, V.M., Nabivanets, Y.B., & Skrynk, O.Y. (2013). Dynamics of air temperature in Ukraine during the period of instrumental meteorological observations. Nika-Center, 308 p. ISBN: 978-966-521-348-2. (in Ukrainian)
- Osadchyi, V., Skrynyk, O., Sidenko, V., Aguilar, E., Guijarro, J., Szentimrey, T., Skrynyk, O., Bihari, Z., Palamarchuk, L., Oshurok, D., Kravchenko, I. & Pinchuk, D. (2025). ClimUAD: Observation-Based Gridded Daily Climate Data for Ukraine, 1946–2020. *Geoscience Data Journal*, **12**: e70000. <https://doi.org/10.1002/gdj3.70000>
- Riahi, K., van Vuuren, D.P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'Neill, B.C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., Fricko, O., Lutz, W., Popp, A., Cuaserna, J.C., Samir, K.C., Leimbach, M., Jiang, L., Kram, T., Rao, S., Emmerling, J., Ebi, K., & Tavoni, M. (2017). The shared socioeconomic pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Global Environmental Change*, **42**, 153–168. <https://doi.org/10.1016/J.GLOENVCHA.2016.05.009>
- Rummukainen, M. (2012). Changes in climate and weather extremes in the 21st century. *WIREs Climate Change*, **3**: 115–129. <https://doi.org/10.1002/wcc.160>
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*, **63**(324), 1379–1389. <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>
- Schulzweida, U. (2021) CDO User Guide (Version 2.0.0). Zenodo. <http://doi.org/10.5281/zenodo.5614769>
- Sidenko, V. P. (2022). Climatic studies of extreme weather conditions, events and phenomena in Ukraine and the world. *Hydrology, hydrochemistry and hydroecology*, **2**(64), 53–71. (in Ukrainian). <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2022.2.5>
- Skrynyk, O., Sidenko, V., Aguilar, E., Guijarro, J., Skrynyk, O., Palamarchuk, L., Oshurok, D., Osypov, V., & Osadchyi, V. (2023). Data quality control and homogenization of daily precipitation and air temperature (mean, max and min) time series of Ukraine. *International Journal of Climatology*, **43**(9), 4166–4182. <https://doi.org/10.1002/joc.8080>
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**, 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094>
- Zamfirova, M.S. & Khokhlov, V.M. (2020). Air temperature and precipitation regime in Ukraine in 2021–2050 by CORDEX model ensemble. *Ukrainian hydrometeorological journal*, **25**, 17–27. (in Ukrainian). <https://doi.org/10.31481/uhmj.25.2020.02>

V.I. Osadchy¹

ORCID: 0000-0002-0428-4827,
osad@uhmi.org.ua

O.A. Skrynyk^{1,2}

ORCID: 0000-0003-0332-5073,
skrynyk@nubip.edu.ua

L.V. Palamarchuk¹

ORCID: 0000-0001-9906-8870,
palamarchuk.l@ukr.net

V.P. Sidenko¹

ORCID: 0000-0002-4143-2913,
vladyslavsidenko@gmail.com

D.O. Oshurok¹

ORCID: 0000-0003-1192-3823,
oshurok@uhmi.org.ua

O.Y. Skrynyk^{1*}

ORCID: 0000-0001-8827-0280,
skrynyk@uhmi.org.ua

¹ Ukrainian Hydrometeorological Institute, Kyiv, Ukraine

² National University of Life and Environmental Sciences
of Ukraine, Kyiv, Ukraine

**TREND ANALYSIS OF AIR TEMPERATURE
AND ATMOSPHERIC PRECIPITATION
IN UKRAINE BASED ON OBSERVATIONAL DATA
AND CMIP6 CLIMATE PROJECTIONS**

This study presents an analysis of trends in annual and seasonal averages of daily minimum (TN), mean (TG), and maxi-

mum (TX) air temperature, as well as in annual and seasonal totals of atmospheric precipitation (RR), across both national and regional scales. Two time intervals were examined: 1946–2020, representing the period of observational data, and 2026–2100, representing future climate projections. All calculations were performed using high-resolution gridded datasets (~10 km × 10 km), which provide a sufficiently detailed spatial representation to support the development of national and regional climate-change adaptation strategies. For the historical period, the analysis relied on the ClimUAd dataset, constructed from homogenized observations of 178 meteorological stations across Ukraine and subsequently processed to ensure spatial consistency and representativeness of the climatic fields. For the future period, trends were estimated using a statistical ensemble of climate projections obtained using new-generation global climate models (CMIP6), based on updated scenarios of greenhouse gas emissions and socio-economic development of humanity (SSP2-4.5 and SSP5-8.5). Prior to trend analysis, bias correction was applied to all model outputs using the Quantile Delta Mapping (QDM) method, ensuring that systematic deviations from observed climate conditions were effectively removed. The results show statistically significant changes in temperature patterns throughout Ukraine for both the observation period and the future period for both considered scenarios (for all air temperature indicators considered, all seasons, and the year). Under SSP2-4.5, the intensity of warming remains broadly comparable to the trends observed in 1946–2020, whereas SSP5-8.5 indicates a much stronger and more rapid increase in temperature. Changes in precipitation are considerably less pronounced, vary in sign across regions and seasons, and are mostly statistically insignificant.

Keywords: Ukraine, air temperature, atmospheric precipitation, trends, ClimUAd, CMIP6



ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРІВ

Редакція журналу **“Метеорологія. Гідрологія. Моніторинг довкілля”** приймає до розгляду оригінальні, раніше не опубліковані наукові статті з актуальних питань теоретичної та прикладної метеорології, кліматичних і гідрологічних досліджень, здійснення моніторингу вод та атмосферного повітря, а також матеріали окремих досліджень із суміжних тематик, пов'язаних з вирішенням важливих кліматичних, метеорологічних та гідрологічних проблем, питань моніторингу. Друкуються також короткі повідомлення, матеріали з'їздів і конференцій, рецензії на наукові монографії. Журнал друкує роботи в галузі “природничі науки” за спеціальністю “науки про Землю” (103).

Подані до редакції “Метеорологія. Гідрологія. Моніторинг довкілля” рукописи проходять незалежне анонімне рецензування. Рукописи, що не відповідають профілю журналу, мають низький науково-теоретичний рівень або які не повною мірою відповідають правилам для авторів, можуть бути відхилені. Автори несуть повну відповідальність за точність викладених фактів, цитат, статистичних даних, бібліографічних довідок, написання географічних назв, власних імен. Для публікації в журналі приймаються рукописи українською або англійською мовами.

Публікація статей в журналі безоплатна. Статті подаються на сайт журналу <https://journal.uhmi.org.ua/> в електронній формі.

ВИМОГИ ДО ОФОРМЛЕННЯ РУКОПИСУ

Обсяг: оригінальних наукових статей — до 15 сторінок (разом з резюме, таблицями та ілюстративним матеріалом), методологічних, проблемних і оглядових — не більше 20 сторінок, коротких повідомлень, рецензій, матеріалів конференцій і з'їздів — 5 сторінок.

Рукопис готується у текстовому редакторі Microsoft Word, шрифт — 12, інтервал між рядками — 1.

СТРУКТУРА СТАТТІ

1. ІНФОРМАЦІЙНА ЧАСТИНА.

1.1. Містить наступні позиції: індекс УДК (вирівнювання по лівому краю), прізвище, повністю ім'я та по-батькові автора (авторів) — напівжирним шрифтом, ORCID та E-mail кожного автора (авторів), назва установи, де працює автор(и), із зазначенням відомчої підпорядкованості (курсивом), адреси, телефона, — з вирівнюванням по правому краю. Якщо стаття має кілька авторів, то ім'я автора для листування позначається зірочкою.

1.2. НАЗВА СТАТТІ НАВОДИТЬСЯ ВЕЛИКИМИ ЛІТЕРАМИ.

1.3. У Резюме (Анотації) викладають положення відповідно до структури статті (мета, методи дослідження, результати, новизна), обсяг резюме українською мовою, якщо стаття україномовна, — від 800 до 1800 знаків, англійською — не менше 1800 знаків з пробілами, якщо стаття англійською мовою, анотація повинна містити не менше 1800 знаків (з пробілами).

1.3. Ключові слова (не більше 5–6).

1.4. У статтях, підготовлених українською мовою, імена авторів (без по батькові), назва установи, назва статті, резюме та ключові слова додатково наводяться англійською мовою.

2. ТЕКСТОВА ЧАСТИНА РУКОПИСУ.

2.1. Текст статті має містити наступні рубрики:

- Вступ (Детальна оцінка актуальних досліджень і публікацій, які містили проміжні результати або варіанти розв'язання даної проблеми/тематички. Виділення аспектів, які досі залишаються невирішеними. Мета даної публікації, яку не слід плутати з метою тематичних або дисертаційних досліджень в цілому).
- Матеріали і методи (для оригінальних статей).
- Результати та їх обговорення.
- Висновки (підсумок результатів у відповідності з метою роботи).

2.2. Таблиці, картографічний та ілюстративний матеріал нумеруються, на них робляться посилання в тексті. Кількість ілюстрацій залежно від обсягу статті не має перевищувати 10. Таблиці із заголовком і порядковим номером, розміщують одразу після посилання на них (після закінчення абзацу). Слід запобігати громіздким таблицям та таблицям, заповнених лише первинними даними.

Географічні карти і картосхеми не мають бути перенесеними написами, перетинання назв і цифр неприпустиме. Підписи на картах повинні добре читатись; слід зазначати масштаб та наводити умовні позначення.

Вся графіка має бути комп'ютерною, виконаною в одному з форматів: TIFF, BMP, JPEG з роздільністю не менш 350 dpi.

Рисунки, графіки, схеми та ін. додатково подаються окремими файлами.

3. ВИМОГИ ДО ОФОРМЛЕННЯ ЛІТЕРАТУРНИХ ПОСИЛАНЬ.

3.1. Бібліографічні описи у списку бібліографічних посилань наводять за бібліографічним стилем цитування APA style references. <https://apastyle.apa.org>

3.2. Джерела у списку використаних джерел не нумерують і подають за АБЕТКОЮ з абзацом (відступом від лівого краю) 0,5 см.

3.3. До списку не включаються видання, опубліковані в російській федерації та білорусі після 2014 року.

3.4. Для статей УКРАЇНСЬКОЮ мовою наводять ДВА списки використаних джерел: список використаних джерел мовою оригіналу (бібліографічні описи подають

за бібліографічним стилем цитування APA style reference) та References — у перекладі англійською.

3.5. Для статей АНГЛІЙСЬКОЮ мовою подають ОДИН список використаних джерел — References, у якому бібліографічний опис джерел не романським шрифтом, а, наприклад, кириличним, арабським, китайським тощо, наводять у перекладі англійською мовою, зазначають наприкінці бібліографічного опису у квадратних дужках англійською мовою мову джерела — [in Ukrainian], тощо.

3.6. Формат посилання на джерела в тексті Внутрішньотекстові посилання подають у круглих дужках із зазначенням:

- прізвища автора (якщо автор один) або перших слів назви праці (для видань без авторів), через кому року публікації і, за необхідності, через кому сторінок після скорочення “с.” (укр. мовою) або “р.” (англ. мовою). Назву праці можна скорочувати, а пропущені слова позначати знаком “три крапки”): (Surname, 2023), (Surname, 2023, p. 123), (Surname, 2023, pp. 12–34), (Titleofthebook . . . , 2023, p. 123), (Titleofthe . . . , 2023);
- прізвища співавторів (якщо авторів не більше двох), року видання: (Surname 1 & Surname 2, 2023; Прізвище 1 та Прізвище 2, 2023);
- прізвища лише першого співавторів (якщо авторів понад двоє), скорочення “та ін.” або “etal.”, року видання: (Surname 1 et al., 2023; Прізвище 1 та ін., 2023);
- прізвища та ініціалів автора, року видання (якщо у статті є посилання на роботи авторів з однаковим прізвищем, опубліковані того самого року): (Surname, N., 2023);
- прізвища автора, року видання першої роботи, року видання наступної роботи (якщо стаття містить посилання на роботи одного автора, опубліковані в різні роки прізвище автора не дублюють): (Surname, 2022, 2023);
- прізвища автора, року видання, малої латинської літери після року видання (якщо стаття містить посилання на роботи одного автора, опубліковані того самого року): (Surname, 2023a, 2023b, 2023c).

ПРИКЛАДИ ОФОРМЛЕННЯ БІБЛІОГРАФІЧНИХ ОПИСІВ (за APA style references)

Книжкове видання:

Осадчий, В.І., Бабіченко, В.М., Набиванець, Ю.Б., Скринник, О.Я. (2013). Динаміка температури повітря в Україні за період інструментальних метеорологічних спостережень. Київ: Ніка-Центр.

Kamzist, Zh.S., Shevchenko, O.I. (2008). Hydrogeology of Ukraine. Kyiv: Firmalnoks. [in Ukrainian].

Для електронних книг або книг, які мають електронні версії, наприкінці бібліографічного опису зазначають URL.

Kennett, B.L.N. (Compiler and Editor). (1991). “IASPEI 1991 Seismological Tables”. Bibliotech, Canberra, Australia. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00863.x>.

Стаття в журналі:

Самойлік, М.С., Молчанова, А.В. (2017). Екологічні аспекти впливу полігонів твердих побутових відходів на навколишнє середовище. Вісник Полтавської державної аграрної академії, 1–2, 88–91. <http://journals.pdaa.edu.ua/visnyk/article/view/86/120>.

Fraser, C.M., Kukuric, N., Dmitrieva, T., Dumont, A. (2023). Transboundary water cooperation under SDG indicator 6.5.2: disaggregating data top provide additional insight sat the aquifer level. WaterPolicy, 25 (11), 1015–1034. <https://doi.org/10.2166/wp.2023.026>.

Матеріали конференції, опубліковані у збірнику матеріалів конференції:

Pigulevskiy, P.I., Shumlianska, L.A., Dubovenko, Yu.I., Svystun, V.K. (2019). The mantle disruptions by P-waves velocity gradients analysis under East of Ukrainian Shield. 18th Int. Conference on Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects. (13–16 May 2019, Kyiv, Ukraine). (pp. 688–693). Отримано із <http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=98574>. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902151>.

Нормативно-правові акти, стандарти:

Розпорядження Кабінету Міністрів України про передачу цілісних майнових комплексів державних підприємств, установ та організацій до сфери управління Державної служби геології та надр. (2011). Отримано 16 жовтня 2022 із <http://zakon0.rada.gov.ua/laws/show/8102011%D1%80?test=XNLMf5x.qwJgBgWzIo6d/tNH14Bgs80msh8le6>

Автореферати дисертацій:

Дятел, О.О. (2019). Формування водообміну та його прогнозування в умовах техногенезу на меліорованих територіях Волинського Полісся. Автореф. дис. . . канд. тех. наук: 06.01.02. Інститут водних проблем і меліорації НААН України, Київ.

Для кожного джерела потрібно зазначати DOI (за наявності).

Детальні вимоги та приклади оформлення бібліографічних описів можна також подивитися у: Publication Manual of the American Psychological Association (APA), 7th Edition та у Прикладах оформлення посилань за APA (7th ed.) у списку використаних джерел. <https://apastyle.apa.org/products/publication-manual-7th-edition>.