

ISSN 2311-0902

Номер 15

2014

# УКРАЇНСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

Головний редактор  
С.М. Степаненко

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ**  
**Одеський державний екологічний університет**

**УКРАЇНСЬКИЙ  
ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ  
ЖУРНАЛ**

**НАУКОВИЙ ЖУРНАЛ**  
*Заснований у 2005 р.*

**Номер 15**

**Одеса**  
**ТЕС**  
**2014**

Український гідрометеорологічний журнал

Науковий журнал

Номер 15, 2014 р.

Рекомендовано до друку Вченою радою Одеського державного екологічного університету  
Протокол №8 від 30.10. 2014 р.

Головний редактор С.М. Степаненко

**Редакційна колегія:** С.М. Степаненко, д-р фіз.-мат. наук, проф., ОДЕКУ (головний редактор); А.М. Польовий, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ (заст. голов. редактора); Є.П. Школьников, д-р техн. наук, проф., ОДЕКУ (заст. голов. редактора); В.С. Антоненко, д-р географ. наук, УкрНДДГМІ; Є.Д. Гонченко, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; Г.П. Івус, канд. географ. наук, проф., ОДЕКУ; М.І. Кульбіда, канд. географ. наук, Укргідрометцентр; В.М. Ліпінський, Держгідрометслужба України; Н.С. Лобода, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; І.Д. Лосєва, д-р географ. наук, проф., УкрНЦЕМ; П.Д. Ломакін, д-р географ. наук, Морський гідрофізичний інститут НАН України; Г.В. Ляшенко, д-р геогр.н, доц., зав.лаб. Національного наукового центру «Інститут виноградарства і виноробства ім. В.Є. Таїрова»; В.І. Мещеряков, д-р техн. наук, проф., ОДЕКУ; В.І. Михайлов, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; В.І. Осадчий, д-р географ. наук, УкрНДДГМІ; О.Б. Полонський, д-р географ. наук, проф., Морський гідрофізичний інститут НАН України; О.О. Світличний, д-р географ. наук, проф., Одеський національний університет ім. І.І. Мечнікова; С.І. Сніжко, д-р географ. наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка; В.Ф. Суховій, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; Ю.С. Тучковенко, д-р геогр. наук, с.н.с., ОДЕКУ; В.К. Хільчевський, д-р географ. наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка; В.М. Хохлов, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ;  
О.І. Маруніч – відповідальний секретар

Український гідрометеорологічний журнал: Науковий журнал / Голов. ред. С.М.Степаненко. –  
Одеса: Вид-во ПП “ТЕС”, 2014. – №15. – 250с.

“Український гідрометеорологічний журнал” є міжвідомчим виданням, у якому публікуються результати теоретичних та експериментальних наукових досліджень за напрямками метеорологія, кліматологія, агрометеорологія, гідрологія, океанологія і гідрографія, висвітлюються гідрометеорологічні аспекти моніторингу навколишнього середовища та сучасний стан окремих проблем у цих галузях.

Для науковців та науково-педагогічних працівників, аспірантів та докторантів, а також фахівців, які працюють у цих галузях гідрометеорології.

Видання зареєстровано в Державному комітеті інформаційної політики, телебачення та радіомовлення України.  
Реєстраційне свідоцтво серія КВ №9687 від 21.03.2005

Наклад: 150 екземплярів  
Друкується 2 рази на рік

Адреса редакційної колегії:  
м. Одеса, 65016, вул.Львівська, 15,  
Одеський державний екологічний університет,  
тел. (0482)-32-67-45

ISSN 2311-0902

## ЗМІСТ

### Розділ 1. ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ МОНІТОРИНГУ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА

<i>Сніжко С.І., Шевченко О.Г., Данілова Н.О.</i> Оцінка сучасного рівня та тенденцій забруднення формальдегідом атмосферного повітря міст України .....	5
<i>Khetselius O.Yu.</i> Forecasting chaotic processes in hydroecological systems on the basis of attractors conception and neural networks approach.....	16
<i>Bunyakova Yu.Ya.</i> Air pollution field structure in the industrial city's atmosphere: new data on stochasticity and chaos effects.....	22
<i>Prepelitsa G.P., Grushevsky O.N., Loboda A.V., Sukharev D.E., Buyadzhi V.V.</i> On application of the neural network modelling to problems of applied ecology and hydrometeorology.....	27
<i>Glushkov A.V.</i> Analysis and forecast of the anthropogenic impact on industrial city's atmosphere based on methods of chaos theory: new general scheme .....	32

### Розділ 2. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

<i>Агайар Э.В.</i> Струйные течения нижнего уровня атмосферы при слабом ветре у поверхности земли.....	37
<i>Єрмоленко Н.С.</i> Вплив Північноатлантичного колювання на посухи в Україні в умовах сучасних кліматичних змін.....	43
<i>Хохлов В.М., Недострелова Л.В., Семенова І.Г.</i> Схеми перетворення енергії в блокуючому антициклоні.....	52
<i>Glushkov A.V., Ambrosov S.V., Bunyakova Yu.Ya., Mansarliysky V.F.</i> Modelling balance of the earth angle moment, atmospheric processes and radiowaveguides: advanced non-stationary theory .....	59
<i>Єшану О.Є., Міщенко Н.М., Грушевський О.М.</i> Розширення можливостей синоптичного аналізу з використанням автоматизованого робочого місця синоптика (версія 7.07).....	65
<i>Svinarenko A.A., Khetselius O.Yu., Mansarliysky V.F., Romanenko S.I.</i> Analysis of the fractal structures in turbulent processes .....	74
<i>Бургаз О.А.</i> Особливості зв'язків Ель-Ніньо-Південного Колювання із загальним вмістом озону у західному секторі південної півкулі.....	79

### Розділ 3. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ

<i>Ляшенко Г.В.</i> Методологічні аспекти агрокліматичного районування територій з неоднорідною підстильною поверхнею.....	85
<i>Польовий А.М., Божко Л.Ю., Дронова О.О.</i> Агрокліматична оцінка змін режиму зволоження території України.....	93
<i>Кирнасовская Н.В.</i> Комплексная оценка и районирование показателей тепловых ресурсов почв в Одесской области.....	102
<i>Полевой А.Н., Толмачева А.В.</i> Влияние агрометеорологических условий на фотосинтетическую продуктивность посевов сои.....	111
<i>Семенова І.Г.</i> Моделювання врожайності озимої пшениці в степовій зоні України з використанням вегетаційних індексів.....	117

#### **Розділ 4. ГІДРОЛОГІЯ СУШІ ТА ГІДРОЕКОЛОГІЯ**

<i>Юрасов С.М., Кур'янова С.О.</i> Недоліки класифікації якості вод за ДСТУ 4808-2007 та шляхи їх усунення .....	125
<i>Обухов Е.В.</i> Оценка интенсивности внешнего водообмена в Кременчугском и Каховском водохранилищах.....	134
<i>Обухов Е.В., Корягіна О.С.</i> Узагальнення залежностей між гідрометеорологічними характеристиками в районі Каховського водосховища для визначення випаровування з його водної поверхні.....	141
<i>Лобода Н.С., Сербова З.Ф., Божок Ю.В.</i> Вплив змін клімату на водні ресурси України у сучасних та майбутніх умовах (за сценарієм глобального потепління А1В).....	149
<i>Шакірманова Ж.Р.</i> Оцінка припливу поверхневих вод рідкісної ймовірності перевищення до Хаджибейського лиману.....	160
<i>Обухов Е.В., Гут Ю.Ю.</i> Гідроенергопотенціал малих річок Вінниччини .....	170
<i>Глушков А.В., Сербов Н.Г., Шахман І.А., Балан А.К., Соляникова Е.П.</i> Хаос-геометрический подход к моделированию временных флуктуаций концентраций загрязняющих веществ в речной воде.....	183
<i>Дудинов А.А.</i> Оценка статистических характеристик рек междуречья Днестр-Прут .....	188
<i>Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Кічук Н.С., Романчук М.Є.</i> Удосконалення нормативної бази для визначення розрахункових характеристик максимального стоку річок у межах Причорноморської низовини.....	193

#### **Розділ 5. ОКЕАНОЛОГІЯ ТА МОРСЬКЕ ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ**

<i>Сахненко О.І.</i> Моделювання просторової мінливості концентрації зависі та хвильових параметрів у прибережній зоні Чорного моря в районі Лузанівки, поблизу Куяльницького лиману.....	204
<i>Белевич Р.Р., Сриберко А.В., Степанова Ю.В.</i> Оценка особенностей циркуляции вод Черного моря по климатическим данным.....	214
<i>Суховой В.Ф., Рубан И.Г.</i> Многолетняя изменчивость интенсивности циркуляции вод субтропических антициклонических круговоротов Тихого океана.....	223

#### **КОРОТКІ НАУКОВІ ПОВІДОМЛЕННЯ**

<i>Serga I.N., Bunyakova Yu.Ya., Grushevsky O.N., Shakhman I.A.</i> Atmospheric pollutants concentrations temporal dynamics for the industrial Ukrainian cities .....	234
<i>Glushkov A.V., Serbov N.G., Svinarenko A.A., Buyadzhi V.V.</i> Chaos-geometric analysis of time series of concentrations of sulphur dioxide in the atmosphere of the industrial city (on example of the Gdansk region).....	238
<i>Prepelitsa G.P., Grushevsky O.N., Ponomarenko E.L., Buyadzhi V.V.</i> Kinetic cooling of an atmosphere in laser radiation effect on mixture of the atmospheric gases.....	242
<i>Сербов Н.Г., Игнатенко А.В., Шахман І.А., Балан А.К., Дудинов А.А.</i> Методи теорії хаоса в моделюванні і прогнозуванні годового стока (р. Дунай).....	246

УДК 502.3:504.5

С.І. Сніжко, д. геогр. н., О.Г. Шевченко, к. геогр. н., Н.О. Данілова  
Київський національний університет імені Тараса Шевченка

## ОЦІНКА СУЧАСНОГО РІВНЯ ТА ТЕНДЕНЦІЙ ЗАБРУДНЕННЯ ФОРМАЛЬДЕГІДОМ АТМОСФЕРНОГО ПОВІТРЯ МІСТ УКРАЇНИ

*В статті досліджено сучасний рівень та основні тенденції забруднення атмосферного повітря міст України формальдегідом. Розроблено класифікації міст України за кратністю перевищення гранично-допустимих концентрацій (ГДК), напрямом та інтенсивністю часової зміни концентрацій формальдегіду у повітрі міст.*

**Ключові слова:** забруднення атмосферного повітря, формальдегід, перевищення гранично допустимої концентрації, динаміка рівня забруднення.

**Вступ.** Формальдегід є газоподібною забруднювальною речовиною, вміст якої у повітрі регулюється як природними процесами (лісові пожежі, вулканічні гази, виділення рослинами і тваринами), так і антропогенною діяльністю (викиди теплових електростанцій, промислових підприємств, сміттєспалювальних заводів, двигунів внутрішнього згорання), а також процесами фотохімічного окислення інших забруднювальних речовин прекурсорів (метану, етану, ізопрену, етилену, 1-бутену, пропілену, ізопрену, толуолу, алкенів C<sub>5</sub>-C<sub>8</sub>, метанолу, диметилсульфіду, стиролу, окремих ацетиленових вуглеводнів) [9] у приземному шарі атмосфери. За наявності в повітрі оксидів азоту, що є типовим для великих промислових міст України зі значною кількістю автотранспорту, утворення формальдегіду з органічних домішок відбувається за участі атомів кисню та озону, що утворюються в результаті фотолізу NO<sub>2</sub>. Ці процеси відбуваються в безвітряну ясну сонячну погоду – за метеорологічних умов, що сприяють накопиченню домішок і формуванню фотохімічного смогу.

Високі концентрації формальдегіду в повітрі великих міст останнім часом стають серйозною проблемою. Навіть такі незначні концентрації формальдегіду у повітрі як 100 част. на мільярд призводять до значного подразнення слизової оболонки очей, носової порожнини, горла. Якщо його концентрація збільшується до 100 част. на мільйон, він стає вкрай небезпечним для людського життя та здоров'я. Агентством із захисту навколишнього середовища США (U.S. EPA) формальдегід класифікується як ймовірний канцероген для людини з мінімальною разовою інгаляційною дозою 1,3·10<sup>-5</sup> мкг/м<sup>3</sup>. Якщо середня життєва інгаляційна доза формальдегіду досягає чи перевищує 8 мкг/м<sup>3</sup>, то шанс розвитку раку оцінюється величиною 1/10000 [14].

За даними Всесвітньої організації охорони здоров'я у повітрі міст середній вміст формальдегіду коливається в межах від 1 до 20 мкг/м<sup>3</sup>, проте, у випадку інтенсивного автомобільного руху або несприятливих метеорологічних умов для розсіювання даної домішки (приземні інверсії, високі температури повітря) її вміст може досягати 100 мкг/м<sup>3</sup> (0,1 мг/м<sup>3</sup>) [13].

В Україні та країнах СНД в якості гігієнічного нормативу для формальдегіду, як і для інших атмосферних забруднювальних речовин, використовують величини середньої добової гранично допустимої концентрації (ГДК с.д.) та максимальної разової гранично допустимої концентрації (ГДК м.р.). Відповідно до документів, що

регламентують вміст забруднюючих речовин в атмосферному повітрі населених місць України, ГДК с.д. формальдегіду становить  $0,003 \text{ мг/м}^3$ , а ГДК м.р. –  $0,035 \text{ мг/м}^3$ .

За даними Центральної геофізичної обсерваторії (ЦГО) в Україні в 2010 р. у 86 % міст, де проводились спостереження за вмістом формальдегіду, спостерігалось перевищення ГДК за середньорічними концентраціями, в окремих містах середньорічні концентрації сягали 5 ГДК і вище (Лисичанськ, Маріуполь, Рубіжне, Северодонецьк, Дніпродзержинськ і Одеса) [12], в Києві середньорічна концентрація становила 2,7 ГДК. Аналогічна екологічна проблема існує і в інших містах СНД, зокрема у Москві [1, 8], у Мінську [4, 5].

Враховуючи токсичність та канцерогенність формальдегіду, його постійну присутність у атмосферному повітрі міст, виникає потреба дослідити реальний рівень забруднення атмосферного повітря міст України формальдегідом, встановити тенденції його зміни у часі, виконати диференціацію міст за рівнем забруднення та темпами його зростання. Ці питання є ключовими для проведення поглиблених досліджень забруднення повітря українських міст формальдегідом.

**Аналіз останніх досліджень.** Вивченню якості атмосферного повітря міст України останнім часом приділяється немало уваги [6–7, 10]. Більшість робіт присвячена комплексній оцінці рівня забруднення окремих міст чи регіонів, в яких серед інших домішок також розглядається вміст формальдегіду у повітрі. Проте окремі роботи українських вчених сфокусовані на дослідженні лише цієї домішки. Наприклад, в [3] ретельно розглянуто одне з основних джерел надходження формальдегіду в атмосферне повітря – автомобільний транспорт; Беляєва І.В., Орлова С.А., Боробова Н.А. [2] здійснили детальне дослідження забруднення атмосферного повітря м. Донецька формальдегідом. Дослідження забруднення повітря м. Києва формальдегідом виконали співробітники Київського національного університету імені Тараса Шевченка та Українського гідрометцентру [11]

**Матеріали та методи досліджень.** Для виконання даної роботи було використано матеріали узагальнень поточного моніторингу забруднення атмосферного повітря, виконані фахівцями ЦГО за період з 1998 по 2012 рр.

Для дослідження застосувалися класичні методи прикладної математичної статистики (оцінка статистичних параметрів розподілу концентрацій, побудова часових трендів за методом найменших квадратів, графічні методи візуалізації рівнів забруднення повітря формальдегідами), які були реалізовані за допомогою доступних програм “MS-Excell” та “Statistica-8.0”.

Аналіз особливостей часової динаміки концентрацій формальдегідів виконувався на основі досліджень їх лінійних трендів для різних міст із залученням додаткових розрахункових показників, зокрема:

- 1) абсолютного приросту концентрації формальдегідів за період досліджень

$$\Delta C_{\text{абс}} = C_{\text{к}} - C_{\text{п}} \quad (1)$$

де  $\Delta C_{\text{абс}}$  – абсолютний приріст концентрації,  $\text{мг/м}^3$ ;

$C_{\text{к}}$  – осереднене значення концентрації (визначається за встановленим трендом) в кінці періоду спостереження,  $\text{мг/м}^3$ ;

$C_{\text{п}}$  – осереднене значення концентрації (визначається за встановленим трендом) на початку періоду спостереження,  $\text{мг/м}^3$ ;

- 2) відносного приросту концентрації формальдегіду за період досліджень

$$\Delta C_{\text{від}} = \Delta C_{\text{абс}} / C_{\text{п}} \times 100\% \quad (2)$$

де  $\Delta C_{\text{від}}$  – середній відносний приріст, %;

3) швидкості зміни концентрації

$$V_{\Delta C} = \Delta C_{\text{абс}} / \Delta T \quad (3)$$

де  $V_{\Delta C}$  – швидкість зміни, (мг/м<sup>3</sup>)/рік;

$\Delta T$  – період досліджень, роки.

**Виклад основного матеріалу.** Для встановлення реальних рівнів забруднення атмосферного повітря міст України формальдегідом нами були виконані деякі узагальнення доступних даних мережі моніторингу забруднення повітря в Україні. Використовуючи стандартні статистичні програми, було розраховано, зокрема, середні ( $C_{\text{сер}}$ ), мінімальні ( $C_{\text{мін}}$ ) та максимальні значення ( $C_{\text{мах}}$ ) і коефіцієнти варіації ( $V$ , %) середніх річних концентрацій формальдегіду в 43 містах України (табл. 1).

Таблиця 1 – Статистичні характеристики рівня забруднення міст України формальдегідом.

Місто	$C_{\text{сер}}$	$C_{\text{мін}}$	$C_{\text{мах}}$	$V$ , %	Місто	$C_{\text{сер}}$	$C_{\text{мін}}$	$C_{\text{мах}}$	$V$ , %
Одеса	0,018	0,014	0,022	15,3	Макіївка	0,006	0,005	0,008	16,0
Лисичанськ	0,014	0,004	0,019	34,4	Рівне	0,006	0,003	0,013	47,6
Дніпродзержинськ	0,014	0,009	0,020	27,8	Херсон	0,006	0,002	0,010	43,4
Ужгород	0,013	0,009	0,026	36,4	Сімферополь	0,006	0,004	0,007	13,2
Маріуполь	0,013	0,005	0,023	42,4	Чернівці	0,005	0,004	0,009	31,1
Луцьк	0,013	0,007	0,018	27,6	Севастополь	0,005	0,005	0,006	13,9
Красноперекіпськ	0,013	0,007	0,017	28,7	Кременчук	0,005	0,002	0,010	53,9
Северодонецьк	0,012	0,007	0,017	23,5	Київ	0,005	0,001	0,009	53,5
Рубіжне	0,012	0,007	0,017	24,2	Львів	0,005	0,001	0,010	49,5
Армянськ	0,012	0,006	0,016	27,9	Запоріжжя	0,004	0,002	0,007	38,1
Слов'янськ	0,012	0,007	0,021	33,0	Хмельницький	0,004	0,002	0,006	32,8
Миколаїв	0,011	0,010	0,013	9,4	Суми	0,004	0,003	0,004	7,1
Світловодськ	0,010	0,006	0,022	46,1	Кіровоград	0,004	0,003	0,004	14,1
Краматорськ	0,010	0,007	0,015	22,4	Ізмаїл	0,003	0,002	0,008	57,8
Черкаси	0,009	0,006	0,012	23,9	Керч	0,003	0,002	0,005	33,7
Луганськ	0,009	0,006	0,015	33,3	Полтава	0,003	0,002	0,004	21,8
Дзержинськ	0,009	0,004	0,014	32,0	Харків	0,003	0,002	0,004	17,8
Дніпропетровськ	0,009	0,004	0,013	26,2	Алчевськ	0,003	0,001	0,004	34,9
Єнакієве	0,008	0,005	0,012	27,6	Тернопіль	0,002	0,002	0,003	21,3
Горлівка	0,007	0,003	0,012	35,3	Вінниця	0,007	0,004	0,009	20,1
Кривий Ріг	0,007	0,004	0,010	29,4	Ялта	0,007	0,005	0,009	24,6
Донецьк	0,007	0,001	0,013	58,5					

Дані цієї таблиці свідчать, що за період досліджень максимальні з середніх річних концентрацій спостерігалися у таких містах як Ужгород (0,026 мг/м<sup>3</sup> – перевищення ГДК майже у 9 разів), Маріуполь – 0,023 мг/м<sup>3</sup>, Одеса – 0,022 мг/м<sup>3</sup>, Світловодськ – 0,022 мг/м<sup>3</sup>, Слов'янськ – 0,021 мг/м<sup>3</sup>, Дніпродзержинськ – 0,020 мг/м<sup>3</sup>). Середні річні значення



концентрації були найвищими у Одесі – 0,018 мг/м<sup>3</sup>, Лисичанську і Дніпродзержинську – 0,014 мг/м<sup>3</sup>, Ужгороді, Маріуполі, Луцьку, Красноперекіпську – 0,013 мг/м<sup>3</sup>.

Значна варіація середніх річних концентрацій, наприклад, Донецьк – 58,5%, Київ – 53,5%, свідчить про значну міжрічну мінливість рівнів забруднення повітря формальдегідом, що, очевидно, пов'язано зі зміною співвідношення між внеском первинних і вторинних джерел цієї забруднювальної речовини.

На рис. 1 представлено перевищення ГДК середніми річними (за період з 1998 по 2012 рр.) концентраціями формальдегіду у 43 містах України.

Таким чином, можна констатувати, що лише в 4 містах України (1 % від усіх міст, в яких здійснюється моніторинг формальдегіду в атмосфері), забезпечується допустимий рівень забруднення повітря цією домішкою. В інших містах (99 %) – рівень забруднення стабільно перевищує гранично-допустимий (рис. 1).

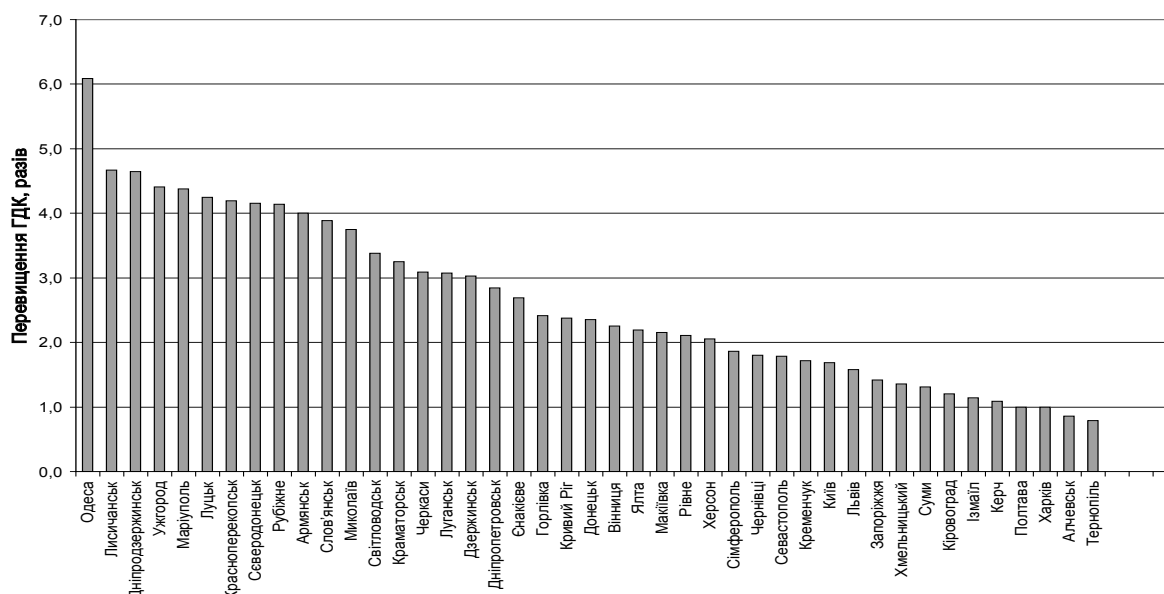


Рис. 1 – Перевищення ГДК середніми річними концентраціями формальдегіду у повітрі міст України.

На основі аналізу розрахункових даних та ранжованого ряду величин перевищення ГДК середніми річними концентраціями формальдегіду (рис.1), усі міста України за рівнем забруднення формальдегідом можна поділити на чотири групи (табл. 2).

Аналіз діапазону зміни середніх концентрацій формальдегіду у повітрі (рис. 2), свідчить, що у переважній більшості міст, в яких здійснюється моніторинг цієї домішки, навіть найнижчі із середніх концентрацій перевищують ГДК. Таких міст налічується 28. Розраховане і показане на рис. 2 пунктирною лінією середнє багаторічне значення концентрації формальдегіду для усієї групи досліджуваних міст, дозволяє встановити, що в Україні певна група міст не тільки характеризується високим рівнем концентрацій формальдегіду, який в рази перевищує ГДК, а й належить до групи міст, де забруднення набагато вище за середній рівень по країні. Це міста, які відповідно до табл. 2 належать до категорії 3–6 ГДК.

Таблиця 2 – Класифікація міст України за рівнем перевищення ГДК середніми річними концентраціями формальдегіду осередненими за багаторічний період (1998–2012 рр.)

Кратність перевищення ГДК			
< 1 ГДК (допустимий рівень забруднення)	1–2 ГДК (підвищений рівень забруднення)	2–3 ГДК (високий рівень забруднення)	3–6 ГДК (екстремально-високий рівень забруднення)
Полтава Харків Алчевськ Тернопіль	Керч ,Ізмаїл, Кіровоград, Суми, Хмельницький, Запоріжжя, Львів, Київ, Кременчук, Севастополь, Чернівці, Сімферополь	Херсон, Рівне, Макіївка, Ялта, Вінниця, Донецьк, Кривий Ріг, Горлівка, Єнакієве, Дніпропетровськ	Держинськ, Луганськ, Черкаси, Краматорськ, Світловодськ, Миколаїв, Слов'янськ, Армянськ, Рубіжне, Северодонецьк, Красноперекіпськ, Луцьк, Маріуполь, Ужгород, Дніпродзержинськ, Лисичанськ, Одеса

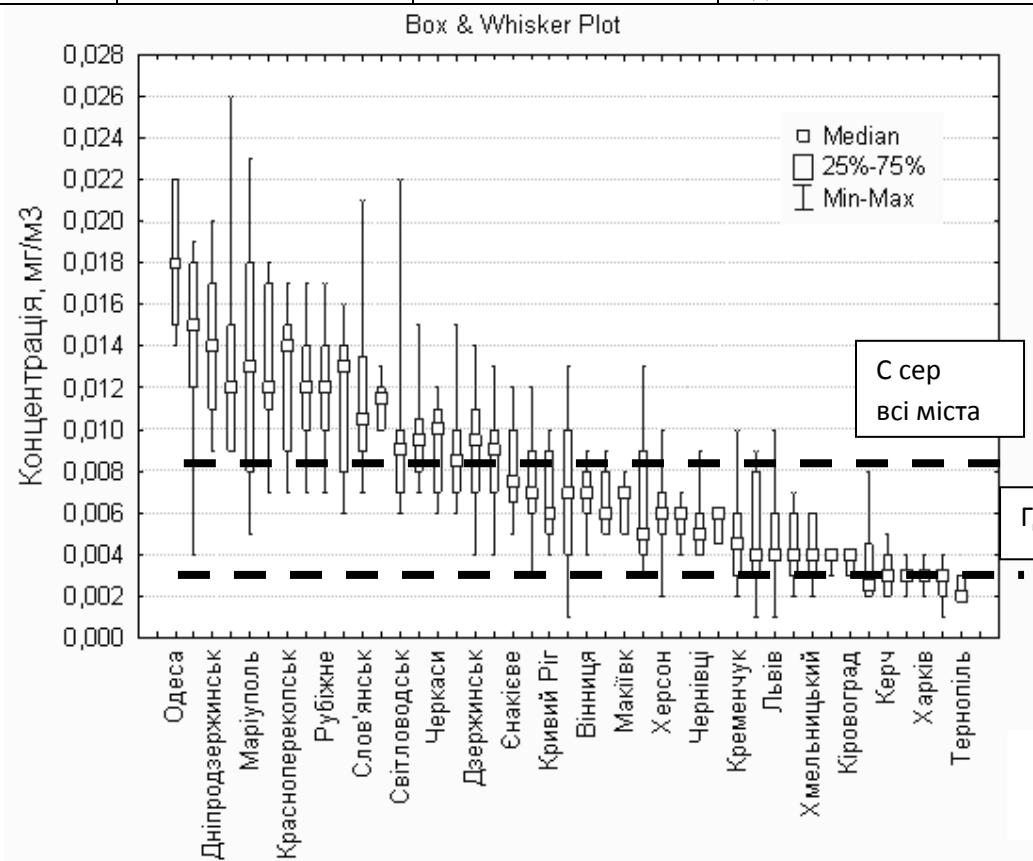


Рис. 2 – Медіанні значення, діапазони коливань середніх річних концентрацій формальдегіду у містах України за багаторічний період та порівняння їх з ГДК (пунктирна лінія) та середньою концентрацією за досліджуваний період по групі міст (пунктирна лінія), що підлягають моніторингу.

З метою встановлення сучасних часових тенденцій забруднення атмосферного повітря формальдегідами нами було досліджено зміну їх середніх річних концентрацій в 43

містах України за період з 1998 по 2012 рр. Для цього було побудовано графіки зміни концентрацій  $C$  в межах обраної часової шкали  $t$  та розраховані їх часові тренди за методом найменших квадратів (МНК), який дозволяє апроксимувати емпіричну залежність  $C = f(t)$  будь-якою теоретичною лінійною чи криволінійною залежністю. МНК базується на положенні, що сума квадратів відхилень емпіричних спостережень  $y_i$  від правильно підібраної теоретичної лінії регресії  $\bar{y}_x$  повинна бути мінімальною, виходячи із можливості застосування різних апроксимуючих теоретичних функцій, тобто  $\Sigma(y_i - \bar{y}_x)^2 = Q_{\min}$ .

В якості теоретичної апроксимуючої моделі було використано рівняння лінійної регресії, тому що лінійний тренд має властивість характеризувати собою деякий осереднений динамічний рівень протікання процесу у часі. Його використання для всіх випадків (43 міста) дає змогу достатньо об'єктивно описати середній рівень забруднення атмосферного повітря формальдегідами у будь-який момент часу  $t$ , особливо на початку та в кінці досліджуваного періоду.

Приклад побудованих графіків  $C = f(t)$  та графічний вигляд часових трендів типу  $C = at + b$  ( $a$  – коефіцієнт регресії,  $b$  – вільний член,  $t$  – момент часу (рік)) показано на рис. 3, а числові характеристики усіх розрахованих трендів – в табл. 3.

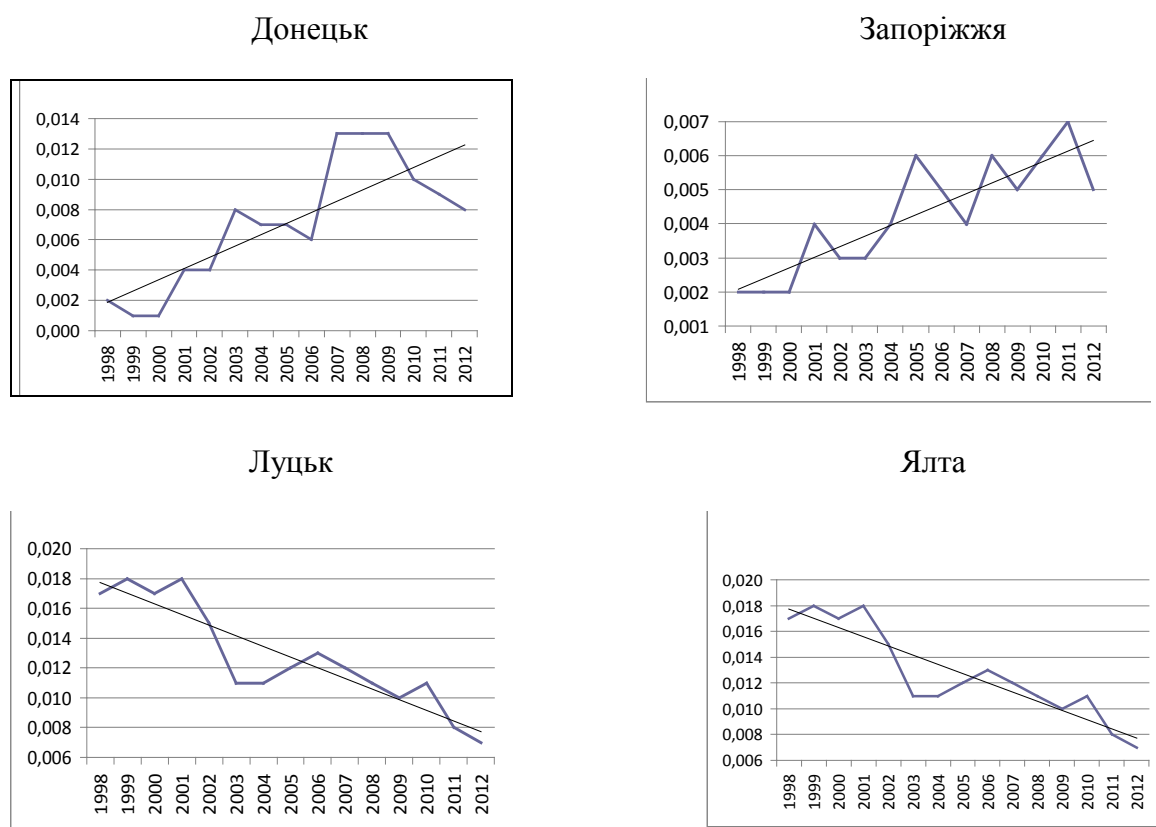


Рис. 3 – Приклади основних тенденцій зміни концентрацій ( $\text{мг/м}^3$ ) формальдегіду протягом 1998–2012 рр. у повітрі міст України.

В табл. 3 наведені дані про точність підбору апроксимуючого рівняння ( $R^2$ ), осереднені за лінійним трендом рівні забруднення повітря формальдегідом на початку ( $C_n$ ) та у кінці періоду ( $C_k$ ) спостереження, осереднену абсолютну зміну концентрацій ( $\Delta C_{\text{абс}}$ ) та середнє арифметичне значення за період досліджень ( $C_{\text{сер}}$ ).

Таблиця 3 – Лінійні тренди часової динаміки середніх річних концентрацій формальдегіду у повітрі міст України протягом 1998–2012 рр. та їх розрахункові параметри

Місто	Рівняння тренда	R <sup>2</sup>	C <sub>п</sub>	C <sub>к</sub>	ΔC <sub>абс</sub>	C <sub>сер</sub> (1998–2012)
Алчевськ	$y = -0,0002x + 0,0047$	0,78	0,004	0,002	-0,002	0,0026
Армянськ	$y = -0,0005x + 0,0163$	0,40	0,015	0,009	-0,006	0,012
Вінниця	$y = -8 \cdot 10^{-5}x + 0,0075$	0,06	0,007	0,006	-0,001	0,0068
Горлівка	$y = 0,0003x + 0,0042$	0,21	0,006	0,008	0,002	0,0073
Дзержинськ	$y = 0,0003x + 0,006$	0,16	0,008	0,011	0,003	0,0091
Дніпродзержинськ	$y = 0,0003x + 0,0117$	0,08	0,013	0,015	0,002	0,0139
Дніпропетровськ	$y = 0,0004x + 0,0057$	0,51	0,007	0,011	0,004	0,0085
Донецьк	$y = 0,0007x + 0,0012$	0,64	0,002	0,011	0,009	0,0071
Єнакієве	$y = 0,0002x + 0,0065$	0,07	0,0075	0,0085	0,001	0,0081
Запоріжжя	$y = 0,0003x + 0,0018$	0,73	0,002	0,006	0,004	0,0043
Ізмаїл	$y = -0,0005x + 0,008$	0,76	0,005	0,002	-0,003	0,0034
Керч	$y = 0,0002x + 0,0014$	0,86	0,002	0,005	0,003	0,0033
Київ	$y = 0,0005x + 0,0013$	0,60	0,002	0,008	0,006	0,0051
Кіровоград	$y = 7 \cdot 10^{-5}x + 0,0031$	0,36	0,003	0,004	0,001	0,0036
Краматорськ	$y = -5 \cdot 10^{-5}x + 0,0102$	0,01	0,01	0,0095	$-5 \cdot 10^{-4}$	0,0098
Красноперекопськ	$y = -0,0006x + 0,0175$	0,45	0,015	0,009	-0,006	0,0126
Кременчук	$y = -0,0004x + 0,0089$	0,45	0,007	0,003	-0,004	0,0051
Кривий Ріг	$y = 0,0004x + 0,004$	0,69	0,005	0,009	0,004	0,0071
Лисичанськ	$y = 0,0008x + 0,007$	0,58	0,012	0,018	0,006	0,014
Луганськ	$y = -0,0003x + 0,0115$	0,14	0,011	0,008	-0,003	0,0092
Луцьк	$y = -0,0007x + 0,0184$	0,83	0,015	0,009	-0,006	0,0127
Львів	$y = 0,0002x + 0,0033$	0,11	0,004	0,005	0,001	0,0047
Макіївка	$y = -0,0002x + 0,0088$	0,57	0,007	0,006	-0,001	0,0065
Маріуполь	$y = 0,0008x + 0,0068$	0,40	0,005	0,018	0,013	0,0131
Миколаїв	$y = 7 \cdot 10^{-5}x + 0,0106$	0,06	0,011	0,012	0,001	0,0113
Одеса	$y = -0,0005x + 0,0221$	0,59	0,02	0,015	-0,005	0,0183
Полтава	$y = 0,0001x + 0,0022$	0,50	0,0025	0,004	0,0015	0,003
Рівне	$y = -5 \cdot 10^{-5}x + 0,0067$	0,00	0,007	0,006	-0,001	0,0063
Рубіжне	$y = 0,0005x + 0,0085$	0,48	0,009	0,015	0,006	0,0124
Світловодськ	$y = -0,0007x + 0,0155$	0,41	0,015	0,006	-0,009	0,0101
Севастополь	$y = 7 \cdot 10^{-5}x + 0,0046$	0,10	0,005	0,006	0,001	0,0054
Сєверодонецьк	$y = 0,0004x + 0,0092$	0,39	0,01	0,015	0,005	0,0125
Сімферополь	$y = 0,0001x + 0,0048$	0,40	0,005	0,007	0,002	0,0056
Слов'янськ	$y = -0,0002x + 0,0134$	0,03	0,013	0,011	-0,002	0,0117
Суми	$y = -3 \cdot 10^{-5} + 0,0042$	0,21	0,004	0,0035	$-5 \cdot 10^{-4}$	0,0039

Продовження табл. 3

Місто	Рівняння тренда	R <sup>2</sup>	C <sub>п</sub>	C <sub>к</sub>	ΔC <sub>абс</sub>	C сер (1998–2012)
Тернопіль	$y = -9 \cdot 10^{-5}x + 0,0025$	0,00	0,002	0,002	0	0,0024
Ужгород	$y = -2 \cdot 10^{-5}x + 0,0134$	0,00	0,0135	0,013	$-5 \cdot 10^{-4}$	0,0132
Харків	$y = -4 \cdot 10^{-5}x + 0,0033$	0,11	0,004	0,003	-0,001	0,003
Херсон	$y = 0,0005x + 0,0019$	0,49	0,003	0,009	0,006	0,0062
Хмельницький	$y = -4 \cdot 10^{-5}x + 0,0044$	0,02	0,005	0,004	-0,001	0,0041
Черкаси	$y = -0,0005x + 0,0129$	0,84	0,012	0,006	-0,006	0,0093
Чернівці	$y = -1 \cdot 10^{-5}x + 0,0062$	0,07	0,006	0,005	-0,001	0,0054
Ялта	$y = -0,0003x + 0,0098$	0,57	0,008	0,005	-0,003	0,0066

З таблиці видно, що часові тенденції розвитку процесів забруднення атмосферного повітря описуються як позитивними трендами (відбувається зростання концентрацій), так і негативними (концентрації зменшуються). Широкий діапазон зміни абсолютних значень коефіцієнтів лінійного тренда свідчить, що виявлені тенденції розвитку характеризуються ще й різним темпом (швидкістю) розвитку процесу у часі.

Слід зауважити, що не у всіх випадках лінійні рівняння з статистичної точки зору правильно відображають часовий розвиток процесу забруднення повітря формальдегідами (низькі значення критерію R<sup>2</sup>), але переважна більшість підібраних теоретичних моделей задовільно описує емпіричні залежності. Їх використання для встановлення середніх порівняльних рівнів забруднення є цілком прийнятним. Обмеження на використання цих залежностей можуть бути накладені лише у випадку екстраполяції рівнів забруднення, де використання невдало підібраних моделей може спотворити реальний можливий розвиток процесів.

З метою детального аналізу сучасних тенденцій зміни концентрацій формальдегіду у повітрі міст України на основі отриманих лінійних залежностей було виконано ряд розрахунків, які, зокрема, дозволили визначити за рівнянням 2 значення величин відносної зміни концентрацій формальдегіду у повітрі міст України за багаторічний період. Ранжування цих даних та їх графічна обробка дозволили побудувати рис. 4, який дає дуже чітку візуальну диференціацію основних тенденцій забруднення повітря у містах України.

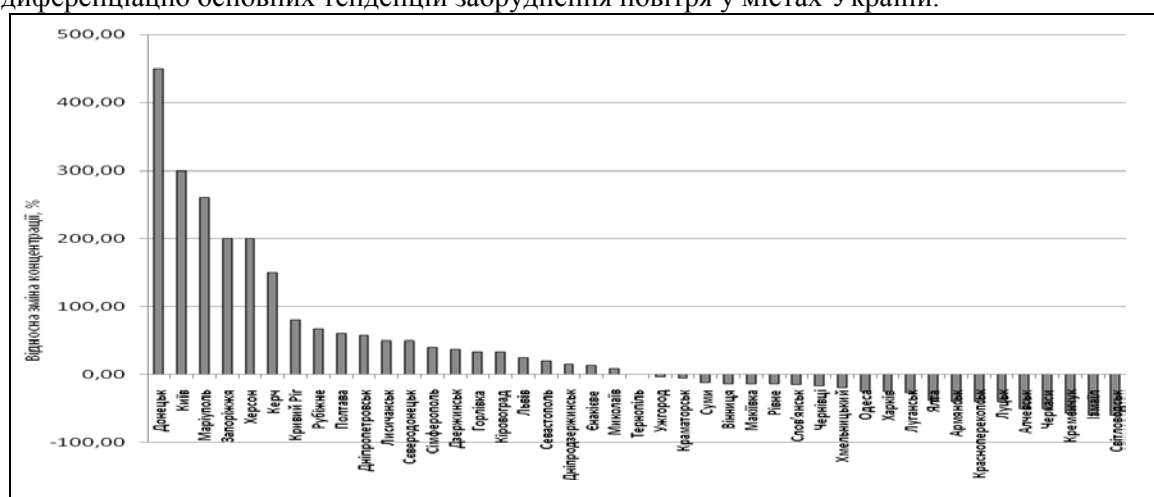


Рис.4 – Ранжовані значення величин відносної зміни концентрацій формальдегіду у повітрі міст України.

Використовуючи рис. 4 можна виділити 3 групи міст з чітко вираженими особливостями часового перебігу процесів забруднення повітря формальдегідами (табл.4).

Таблиця 4 – Групи міст з різними особливостями часового перебігу процесів забруднення повітря формальдегідами

Група 1: збільшення концентрацій		Група 2: без змін	Група 3: зменшення
Підгрупа 1а (збільшення $\geq 100\%$ )	Підгрупа 1б (збільшення 10–100 %)		
Донецьк Київ Маріуполь Запоріжжя Херсон Керч	Кривий Ріг Рубіжне Полтава Дніпропетровськ Лисичанськ Северодонецьк Сімферополь Держинськ Горлівка Кіровоград Львів Севастополь Дніпродзержинськ Єнакієве	Миколаїв Тернопіль Ужгород Краматорськ	Суми Вінниця Макіївка Рівне Слов'янськ Чернівці Хмельницький Одеса Харків Луганськ Ялта Армянськ Красноперекіпськ Луцьк Алчевськ Черкаси Кременчук Ізмаїл Світловодськ

Результати узагальнення свідчать про те, що збільшення забруднення повітря формальдегідами спостерігається в 20 містах (46,5 %) із 43 досліджених. Особливе занепокоєння викликають виявлені тенденції до різкого збільшення концентрацій формальдегідів у таких містах як Донецьк (450 %), Київ (300%), Маріуполь (260 %), Запоріжжя (200 %), Херсон (200 %) та Керч (150 %). Очевидно, що це пов'язано зі шкідливими викидами промисловості та транспорту в цих містах.

В 4 містах (9,3 %) зміни рівня забруднення повітря формальдегідом не виявлено. Хоча певні коливання концентрацій цієї забруднювальної речовини з року в рік тут спостерігаються. До цієї групи також були віднесені і ті міста, де спостерігалися статистично не значущі тенденції до зменшення чи збільшення концентрацій.

В 19 (44,2%) містах простежуються статистично значущі тенденції до зниження концентрацій.

Слід мати на увазі, що відносна стабілізація забруднення повітря (міста 2 групи) та зменшення забруднення (міста 3 групи) відбуваються в переважній більшості випадків на фоні високих абсолютних концентрацій формальдегіду, що перевищують ГДК (особливо в теплий період року).

Інтенсивність цих процесів в усіх трьох групах значно відрізняється. На рис. 5 представлено ранжовані значення швидкості зміни рівня забруднення атмосфери

формальдегідами (з урахуванням багаторічних тенденцій) в досліджуваних містах, які були розраховані за формулою (3).

Величини цього показника незначні і коливаються в межах від  $-0,0006$  до  $0,0008$  мг/м<sup>3</sup> на рік. Найбільші додатні значення цього показника характеризують зміну концентрацій формальдегіду в атмосферному повітрі у таких містах як Маріуполь, Донецьк, Херсон, Київ, Лисичанськ, а найбільші від'ємні – у Світловодську, Армянську, Красноперекіпську, Черкасах, Луцьку. Швидкості зміни концентрацій є досить низькими, тому помітного ефекту стосовно покращення екологічної ситуації найближчим часом очікувати не доводиться. Наприклад, при збереженні існуючої тенденції та інтенсивності зниження концентрації формальдегіду у м. Луцьк досягнення рівня ГДК без проведення додаткових природоохоронних заходів можливе лише через 25 років.

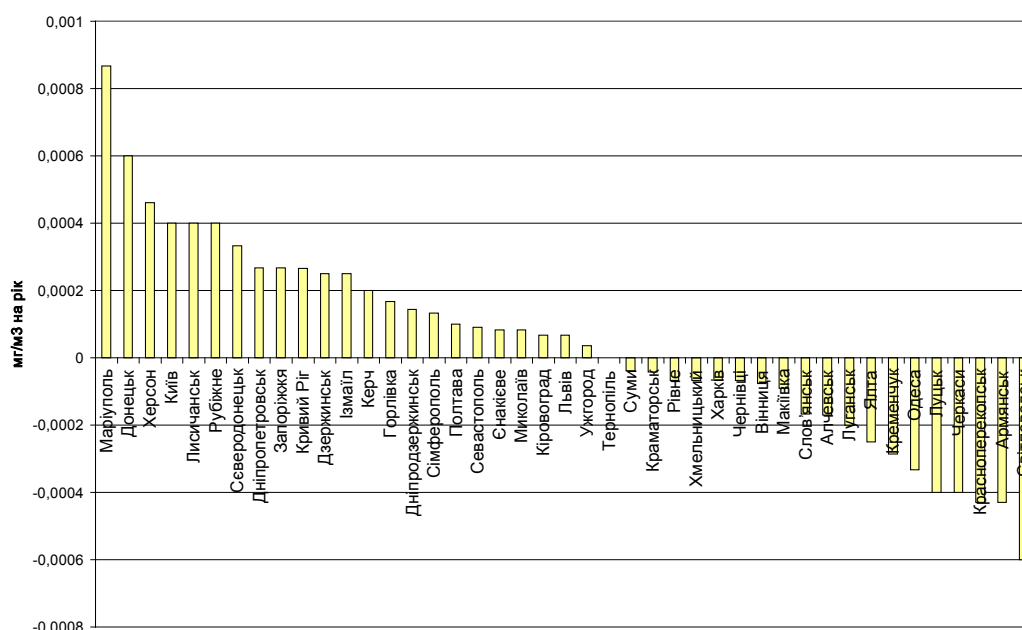


Рис. 5 – Швидкості зміни рівня забруднення атмосфери формальдегідами в досліджуваних містах.

**Висновки.** Таким чином, у результаті проведених досліджень встановлено реальні рівні забруднення атмосферного повітря міст України формальдегідом з урахуванням діючих у державі нормативів. Встановлено 4 групи міст з різним ступенем забруднення повітря даною домішкою. Розрахунки показали, що в 99 % досліджених міст середні концентрації формальдегіду стабільно перевищують гранично-допустимі, а в 33 % міст його вміст у повітрі перевищує ГДК в 3–6 разів.

Дослідження багаторічної динаміки формальдегіду в повітрі показало, що поступове збільшення його концентрацій спостерігається в 20 містах (46,5 %) із 43 досліджених. Найбільш помітне зростання вмісту формальдегіду у повітрі за досліджений період (1998 - 2012 рр.) відбулося у Донецьку (450 %), Києві (300%), Маріуполі (260 %), Запоріжжі (200 %), Херсоні (200 %) та Керчі (150 %). Виконано класифікацію міст за характером та інтенсивністю часових змін вмісту формальдегіду у повітрі.

Виконані узагальнення, ранжування та класифікації можуть бути покладені в основу вибору об'єктів поглибленого дослідження особливостей формування вмісту формальдегіду у містах України.

### Список літератури

1. Безуглая Э.Ю., Воробьева А.И., Ивлева Т.П., Махоткина Е.Л. Потепление как возможная причина повышения химической активности атмосферного воздуха городов // Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. – 2008. – Вып. 557. – С. 159–184.
2. Беляева И.В., Орлова С.А., Боробова Н.А. Анализ источников загрязнения атмосферного воздуха города Донецка формальдегидом // Экологические проблемы промышленных мегаполисов: Сборник трудов международной научно-практической конференции. Донецк, 26–28 мая 2010 г. – С.78–82.
3. Гомонай В.І., Лобко В.Ю., Ходаковський В.С. Формальдегід – головний компонент забруднення атмосфери автомобільним транспортом в містах України // Екологічний вісник. – 2007. – №1 (41). – С. 10–12.
4. Ежегодник состояния атмосферного воздуха. 2012 год. Республиканский центр радиационного контроля и мониторинга окружающей среды Республики Беларусь [Электронный ресурс]. – режим доступа: <http://rad.org.by/articles/vozduh/ezhegodnik-sostoyaniya-atmosfernogo-vozduha.-2012-god/g.-minsk.html> – назва з екрану.
5. Какарека С.В., Ашуурко Ю.Г. Анализ и оценка источников выбросов формальдегида в атмосферный воздух на территории Беларуси // Природопользование. – 2012. – Вып. 21. – С. 75–82.
6. Кіптенко Є.М., Козленко Т.В. Вплив метеорологічних умов забруднення повітря у промислових містах України // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2007. – № 13. – С. 208–216.
7. Лосва І.Д., Грудєв П.Х., Демчишина Н.М. Оцінка антропогенного навантаження на повітряний басейн м. Одеси // Метеорологія, кліматологія і гідрологія. – 2004. – Вып. 48. – С. 279–286.
8. ФГБУ «Центральное УГМС». Состояние загрязнения окружающей среды за 2012 год. [Электронный ресурс]. – режим доступа: <http://ecomos.ru/kadr22/sostojaniezagrosgod.asp> – назва з екрану.
9. Скубневская Г.И., Дульцева Г.Г. Загрязнение атмосферы формальдегидом. – Новосибирск, 1994. – 70 с.
10. Сніжко С.І., Шевченко О.Г. Урбометеорологічні аспекти забруднення атмосферного повітря великого міста. – К.: Обрії, 2011. – 297 с.
11. Шевченко О.Г., Кульбіда М.І., Сніжко С.І., Щербуха Л.С., Данилова Н.О. Рівень забруднення атмосферного повітря міста Києва формальдегідом // Український гідрометеорологічний журнал. – 2014. – №14 – С.25–34.
12. Щорічник стану забруднення атмосферного повітря на території України за даними державної системи спостережень гідрометслужби за 2010 рік. – К.:ЦГО, 2011. – 68 с.
13. Environmental Health Criteria for Formaldehyde. – 1989. – Vol. 89. World Health Organization, Geneva, Switzerland. – 168 p.
14. Kerns W.D., Pavkov K.L., Donofrio D.J., Gralla E.J., Swenberg J.A. Carcinogenicity of formaldehyde in rats and mice after longterm inhalation exposure. // Cancer Res 43: 4382-4392 (1983).

#### **Оценка современного уровня и тенденций загрязнения формальдегидом атмосферного воздуха городов Украины. Снежко С.И., Шевченко О.Г., Данилова Н.О.**

*В статье исследован современный уровень и основные тенденции загрязнения атмосферного воздуха городов Украины формальдегидом. Разработаны классификации городов Украины по кратности превышения предельно-допустимых концентраций, направлениям и интенсивности временного изменения концентраций формальдегида в воздухе городов.*

**Ключевые слова:** *загрязнение атмосферного воздуха, формальдегид, превышение предельно-допустимой концентрации, динамика уровня загрязнения.*

#### **Assessment of air pollution level of formaldehyde and trends of it changes in the cities of Ukraine.**

**S. Snizhko, O. Shevchenko, N. Danilova**

*In the paper was investigated the modern level and the main trends of air pollution level of formaldehyde in Ukraine cities. Were classified Ukrainian cities by the multiplicity exceeding of the maximum permissible concentration (MPC), the direction and intensity of time changes of concentrations of formaldehyde in the air of cities.*

**Keywords:** *air pollution, formaldehyde, exceeding of maximum allowable concentration, air pollution level dynamics.*



**O.Yu.Khetselius**, *d.ph.-m.n.*,

*Odessa State Environmental University*

## **FORECASTING CHAOTIC PROCESSES IN HYDROECOLOGICAL SYSTEMS ON THE BASIS OF ATTRACTORS CONCEPTION AND NEURAL NETWORKS APPROACH: APPLICATION**

*It is proposed a new approach to non-linear modeling and forecasting chaotic processes in hydroecological systems, which is based on the conception of compact geometrical attractor and neural networks (artificial intellect) algorithms. As an illustrative example of using the method, the dynamics of the nitrates concentrations in the Small Carpathians river's watersheds in the Earthen Slovakia during 1969-1996 years is predicted.*

**Keywords:** *hydroecological systems, chaotic processes, forecasting, attractor conception, neural networks algorithm*

### **Introduction**

To date, the obvious is the fact that the overwhelming number of so -called geophysical, environmental, etc. systems, or, more formally, the systems studied earth sciences are very complex, and this feature is manifested at different spatial and temporal scale levels [1-14]. In this regard, the study of their fundamental properties is still far from satisfactory. As an example of problems whose solution lies in the problems considered in the article, it should be noted the analysis and prediction of the influence of anthropogenic impact on the atmosphere of the industrial city, the development of adequate schemes modeling the properties of the fields of concentration of the air basin industrial city [10]. Naturally, the task list for studying the dynamics of complex systems is not limited to the above examples. It is not difficult to understand that examples of such systems are the atmosphere, turbulent flows in a variety of environments, physical and chemical systems, biological populations, and finally, the society as a communication system and its subsystems: economic, political and other social systems [1-10].

Most important, the fundamental issue in the description of the dynamics of the system is its ability to forecast its future evolution, i.e. predictability of behavior. Recently, the theory of dynamical systems is intensively developed, and, in particular, speech is about the application of methods of the theory to the analysis of complex systems that provide description of their evolutionary dynamics by means solving system of differential equations. If the studied system is more complicated then the greater the equations is necessary for its adequate description. Meanwhile, examples of the systems described by a small amount of equations, are known nevertheless, these systems exhibit a complicated behavior. Probably the best-known examples of such systems are the Lorenz system, the Sinai billiard, etc. They are described, for example, three equations (i.e., in consideration included three independent variables), but the dynamics of their behavior over time shows elements of chaos (so-called "deterministic chaos"). In particular, Lorentz was able to identify the cause of the chaotic behavior of the system associated with a difference in the initial conditions. Even microscopic deviation between the two systems at the beginning of the process of evolution leads to an exponential accumulation of errors and, accordingly, their stochastic divergence (as a result, the inability to accurately predict changes in meteorology forecast for a sufficiently long period of time). During the analysis of the observed dynamics of some characteristic parameters of the systems over time it is difficult to say to what class belongs to the system and what will be its evolution in the future. In recent years for the analysis of time series of fundamental dynamic parameters there are with varying degrees of success developed and

implemented a variety of methods, in particular, the nonlinear spectral and trend analysis, the study of Markov chains, wavelet and multifractal analysis, the formalism of the matrix memory and the method of evolution propagators etc. Most of the cited approaches are defined as the methods of a chaos theory. In the theory of dynamical systems methods have been developed that allow for the recording of time series of one of the parameters to recover some dynamic characteristics of the system. In recent years a considerable number of works, including an analysis from the perspective of the theory of dynamical systems and chaos, fractal sets, is devoted to time series analysis of geophysical characteristics, environmental, etc. systems [1-10]. In a series of papers [10-18] the authors have attempted to apply some of these methods in a variety of environmental and hydrodynamic problems. In particular, it is about analyzing and forecasting the anthropogenic impact on the atmosphere of the industrial city. An important result concerning temporal changes in the concentrations of nitrogen dioxide, sulfur dioxide, dust, etc. in the atmosphere of a number of industrial cities, is that the system (atmosphere) exhibits a manifestation of low-dimensional chaos. In connection with this, there is an extremely important task on development of new, more effective approaches to the nonlinear modeling and prediction of chaotic processes in geophysical and environmental systems. In this work we present an advanced approach to analysis and forecasting nonlinear dynamics of chaotic systems, based on conceptions of a chaos methods and neural networks modeling. Here we present a new approach to non-linear modeling and forecasting chaotic processes in hydroecological systems, which is based on the conception of compact geometrical attractor and neural networks (artificial intellect) algorithms. As an illustrative example of using the method, the dynamics of the nitrates concentrations in the Small Carpathians river's watersheds in the Earthen Slovakia during 1969-1996 years is predicted.

## 2. Method.

The basic idea of the construction of our approach to prediction of chaotic properties of complex systems is in the use of the traditional concept of a compact geometric attractor in which evolves the measurement data, plus the implementation of neural network algorithms [15-18]. The meaning of the concept is in fact a study of the evolution of the attractor in the phase space of the system and, in a sense, modeling ("guessing") time-variable evolution.. From a mathematical point of view, it is a fact that in the phase space of the system an orbit continuously rolled on itself due to the action of dissipative forces and the nonlinear part of the dynamics, so it is possible to stay in the neighborhood of any point of the orbit  $y(n)$  other points of the orbit  $y'(n)$ ,  $r = 1, 2, \dots, N_B$ , which come in the neighborhood  $y(n)$  in a completely different times than  $n$ . Of course, then one could try to build different types of interpolation functions that take into account all the neighborhoods of the phase space and at the same time explain how the neighborhood evolve from  $y(n)$  to a whole family of points about  $y(n+1)$ . Use of the information about the phase space in the simulation of the evolution of some geophysical (environmental, etc.) of the process in time can be regarded as a fundamental element in the simulation of random processes. In terms of the modern theory of neural systems, and neuro-informatics (e.g. [11]), the process of modeling the evolution of the system can be generalized to describe some evolutionary dynamic neuro-equations (miemo-dynamic equations). Imitating the further evolution of a complex system as the evolution of a neural network with the corresponding elements of the self-study, self-adaptation, etc., it becomes possible to significantly improve the prediction of evolutionary dynamics of a chaotic system. Considering the neural network (in this case, the appropriate term "geophysical" neural network) with a certain number of neurons, as usual, we can introduce the operators  $S_{ij}$  synaptic neuron to neuron  $u_i u_j$ , while the corresponding synaptic matrix is reduced to a numerical matrix strength of synaptic connections:  $W = || w_{ij} ||$ . The operator is described by the standard activation neuro-equation determining the evolution of a neural network in time:

$$s'_i = \text{sign}\left(\sum_{j=1}^N w_{ij}s_j - \theta_i\right), \quad (1)$$

where  $1 < i < N$ . Of course, there can be more complicated versions of the equations of evolution of a neural network. Here it is important for us another proven fact related to information behavior neuro-dynamical system. From the point of view of the theory of chaotic dynamical systems, the state of the neuron (the chaos-geometric interpretation of the forces of synaptic interactions, etc.) can be represented by currents in the phase space of the system and its topological structure is obviously determined by the number and position of attractors. To determine the asymptotic behavior of the system it becomes crucial information aspect of the problem, namely, the fact of being the initial state to the basin of attraction of a particular attractor. Modeling each geophysical attractor by a record in memory, the process of the evolution of neural network, transition from the initial state to the (following) the final state is a model for the reconstruction of the full record of distorted information, or an associative model of pattern recognition is implemented. The domain of attraction of attractors are separated by separatrices or certain surfaces in the phase space. Their structure, of course, is quite complex, but mimics the chaotic properties of the studied object. Then, as usual, the next step is a natural construction parameterized nonlinear function  $F(x, \mathbf{a})$ , which transforms:  $\mathbf{y}(n) \rightarrow \mathbf{y}(n+1) = F(\mathbf{y}(n), \mathbf{a})$ , and then to use the different (including neural network) criteria for determining the parameters  $\mathbf{a}$  (see below). The easiest way to implement this program is in considering the original local neighborhood, enter the model(s) of the process occurring in the neighborhood, at the neighborhood and by combining together these local models, designing on a global nonlinear model. The latter describes most of the structure of the attractor. Although, according to a classical theorem by Kolmogorov-Arnold-Moser, the dynamics evolves in a multidimensional space, the size and the structure of which is predetermined by the initial conditions, this, however, does not indicate a functional choice of model elements in full compliance with the source of random data. One of the most common forms of the local model is the model of the Schreiber type [3] (see also [10]).

Nonlinear modeling of chaotic processes is based on the concept of a compact geometric attractor, which evolve with measurements. Since the orbit is continually folded back on itself by the dissipative forces and the non-linear part of the dynamics, some orbit points  $\mathbf{y}^r(k)$ ,  $r = 1, 2, \dots, N_B$  can be found in the neighbourhood of any orbit point  $\mathbf{y}(k)$ , at that the points  $\mathbf{y}^r(k)$  arrive in the neighbourhood of  $\mathbf{y}(k)$  at quite different times than  $k$ . Then one could build the different types of interpolation functions that take into account all the neighborhoods of the phase space, and explain how these neighborhoods evolve from  $\mathbf{y}(n)$  to a whole family of points about  $\mathbf{y}(n+1)$ . Use of the information about the phase space in modeling the evolution of the physical process in time can be regarded as a major innovation in the modeling of chaotic processes. This concept can be achieved by constructing a parameterized nonlinear function  $F(x, \mathbf{a})$ , which transform  $\mathbf{y}(n)$  to  $\mathbf{y}(n+1) = F(\mathbf{y}(n), \mathbf{a})$ , and then using different criteria for determining the parameters  $\mathbf{a}$ . Further, since there is the notion of local neighborhoods, one could create a model of the process occurring in the neighborhood, at the neighborhood and by combining together these local models to construct a global nonlinear model that describes most of the structure of the attractor. Indeed, in some ways the most important deviation from the linear model is to realize that the dynamics evolve in a multidimensional space, the size and the structure of which is dictated by the data. However, the data do not provide "hints" as to which model to select the source to match the random data. And the most simple polynomial models, and a very complex integrated models can lead to the asymptotic time orbits of strange attractors, so for part of the simulation is connected with physics. Therefore, physics is "reduced" to fit the algorithmic data without any interpretation of the data. There is an opinion that there is no algorithmic solutions on how to choose a model for a mere data. As shown Schreiber [3], the most common form of the local model is very simple

$$s(n + \Delta n) = a_0^{(n)} + \sum_{j=1}^{d_A} a_j^{(n)} s(n - (j-1)\tau) \quad (2)$$

where  $\Delta n$  - the time period for which a forecast . The coefficients  $a_j^{(k)}$ , may be determined by a least-squares procedure, involving only points  $s(k)$  within a small neighbourhood around the reference point. Thus, the coefficients will vary throughout phase space. The fit procedure amounts to solving  $(d_A + 1)$  linear equations for the  $(d_A + 1)$  unknowns. When fitting the parameters  $a$ , several problems are encountered that seem purely technical in the first place but are related to the nonlinear properties of the system. If the system is low-dimensional, the data that can be used for fitting will locally not span all the available dimensions but only a subspace, typically. Therefore, the linear system of equations to be solved for the fit will be ill conditioned. However, in the presence of noise the equations are not formally ill-conditioned but still the part of the solution that relates the noise directions to the future point is meaningless . Note that the method presented here is not only because, as noted above, the choice of fitting requires no knowledge of physics of the process itself. Other modeling techniques are described, for example, in [3,10].

Assume the functional form of the display is selected, wherein the polynomials used or other basic functions. Now, we define a characteristic which is a measure of the quality of the curve fit to the data and determines how accurately match  $y(k + 1)$  with  $F(y(k), a)$ , calling it by a local deterministic error

$$\varepsilon_D(k) = \mathbf{y}(k + 1) - \mathbf{F}(\mathbf{y}(k), \mathbf{a}). \quad (3)$$

The cost function for this error is called  $W(\varepsilon)$ . If the mapping  $F(y, a)$ , constructed by us, is local, then one has for each adjacent to  $y(k)$  point,  $y^{(r)}(k)$  ( $r = 1, 2, \dots, N_B$ )

$$\varepsilon_D^{(r)}(k) = \mathbf{y}(r, k + 1) - \mathbf{F}(\mathbf{y}^{(r)}(k), \mathbf{a}), \quad (4)$$

where  $y(r, k + 1)$  - a point in the phase space which evolves  $y(r, k)$ . To measure the quality of the curve fit to the data, the local cost function is given by

$$W(\varepsilon, k) = \frac{\sum_{r=1}^{N_B} |\varepsilon_D^{(r)}(k)|^2}{\sum_{r=1}^{N_B} [\mathbf{y}(k) - \langle \mathbf{y}(r, k) \rangle]^2} \quad (5)$$

and the parameters identified by minimizing  $W(\varepsilon, k)$ , will depend on  $a$ . Furthermore, formally the neural network algorithm is launched, in particular, in order to make training the neural network system equivalent to the reconstruction and interim forecast the state of the neural network (respectively, adjusting the values of the coefficients). The starting point is a formal knowledge of the time series of the main dynamic parameters of a chaotic system, and then to identify the state vector of the matrix of synaptic interactions  $|| w_{ij} ||$  etc. Of course, the main difficulty here lies in the implementation of the process of learning neural network to simulate the complete process of change in the topological structure of the phase space of the system and use the output results of the neural network to adjust the coefficients of the function display. The complexity of the local task, but obviously much less than the complexity of predicting the original chaotic processes in geophysical or other dynamic systems .

### 3. Application to hydroecological system and conclusions

In order to present an illustrative example of using the prediction model, we consider dynamics of the nitrates and sulphates concentrations in the Small Carpathians river's watersheds in the Earthen Slovakia during 1969-1996 years. In ref. [17] a chaotic behaviour in the nitrates and sulphates concentration time series in the watersheds of the Small Carpathians is

in details investigated. In this ref. it can be found all detailed information about problem. To reconstruct the corresponding attractor, the time delay and embedding dimension are calculated by the methods of autocorrelation function and average mutual information, and the latter is calculated by means of correlation dimension method and algorithm of false nearest neighbours. It is shown that low-dimensional chaos exists in the time series under investigation. In figure 1 we present the original data (solid lines) and 8-month forecasts (dashed lines) for the nitrates concentrations in the watershed Ondava (Stropkov; Slovakia) concerning the time 1969-1996 years (look details in [17] and refs. therein).

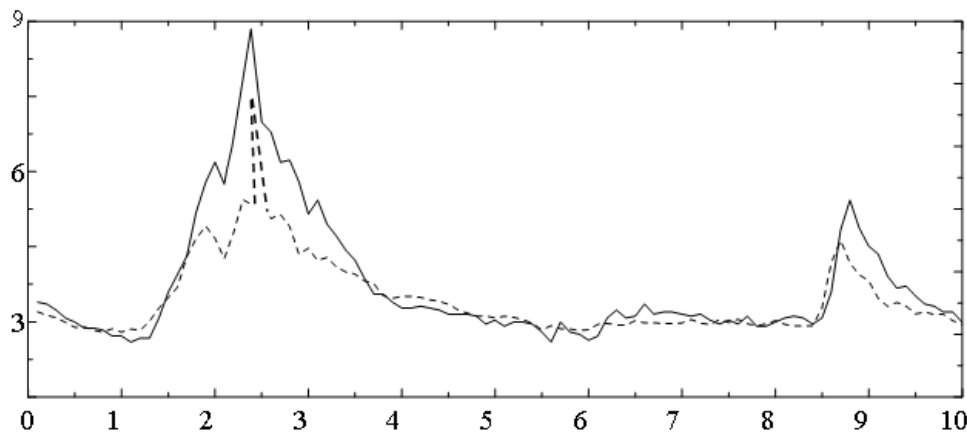


Figure 1 - Original data (solid lines) and 8-month forecasts (dashed lines) for the nitrates concentrations in the watershed Ondava (Stropkov; Slovakia) for thee period 1969-1996.  
Axe  $X$  – the serial number of the term)

These results can be considered as the example of quite successful short-range forecast for the concentrations of watershed pollutants. The method provides the satisfactory results in the case, when the concentrations are sharply rising; at least, all the tendencies to the rising were revealed. In addition, we have used the simplest approach for the approximation of local model and more complicated methodology can provide hopefully the better forecasts. Using other elements of starting chaos theory method the proposed approach includes the application of the concept of a compact geometric attractor, and one of the neural network algorithms, or, in a more general definition of a model of artificial intelligence. The meaning of the latter is precisely the application of neural network to simulate the evolution of the attractor in phase space, and training most neural network to predict (or rather, correct) the necessary coefficients of the parametric form of functional display.

#### List of Literature

1. *Hastings A.M., Hom C., Ellner S, Turchin P., Godfray Y.* Chaos in ecology: is Mother Nature a strange attractor? // *Ann. Rev. Ecol. Syst.*-1993.-Vol.24.-P.1-33.
2. *Abarbanel H.D.I., Brown R., Sidorowich J.J., Tsimring L.Sh.* The analysis of observed chaotic data in physical systems // *Rev. Mod. Phys.*-1993.-Vol.65.- P.1331-1392.
3. *Schreiber T.* Interdisciplinary application of nonlinear time series methods// *Phys. Rep.* - 1999.-Vol..08(1).-P.1-64.
4. *May R.M.* Necessity and chance: deterministic chaos in ecology and evolution// *Bull. Amer. Math. Soc.*-1995.-Vol.32.-P.291-308.
5. *Kennel M., Brown R., Abarbanel H.* Determining embedding dimension for phase-space reconstruction using a geometrical construction// *Phys. Rev.A.*-1992.-Vol.45.-P.3403-3411.
6. *Turcotte D.L.* Fractals and chaos in geology and geophysics. – Cambridge: Cambridge University Press.-1997.
7. *Mañé R.* On the dimensions of the compact invariant sets of certain non-linear maps// *Lecture Notes in Mathematics (Berlin, Springer)*.-1981.-Vol.898.-P.230-242.

8. Grassberger P., Procaccia I. Measuring the strangeness of strange attractors// Physica D. – 1983. – Vol. 9. – P. 189-208.
9. Bunyakova Yu.Ya., Glushkov A.V., Analysis and forecast of the impact of anthropogenic factors on air basin of an industrial city.-Odessa: Ecology, 2010.-256p.
10. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Prepelitsa G.P., Tsenenko I.A. Temporal variability of the atmosphere ozone content: Effect of North-Atlantic oscillation// Optics of atmosphere and ocean.-2004.-Vol.14,N7.-P. 219-223
11. Glushkov A.V., Svinarenko A.A., Loboda A.V. Theory of neural networks on basis of photon echo and its program realization.- Odessa, TEC, 2004.-280P.
12. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N. Using meteorological data for reconstruction of annual runoff series over ungauged area: Empirical orthogonal functions approach to Moldova-Southwest Ukraine region// Atmospheric Research (Elsevier).-2005.-Vol.77.-P.100-113.
13. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation // Journal of Hydrology (Elsevier).-2006.-Vol. 322. N1-4.-P.14-24.
14. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya. Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method// Atmospheric Environment (Elsevier).-2008.-Vol.42.-P. 7284–7292.
15. Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Brusentseva S.V., Zaichko P.A., Ternovsky V.B. Adv. in Neural Networks, Fuzzy Systems and Artificial Intelligence, Series: Recent Adv. in Computer Engineering, ed. by J.Balicki (WSEAS, Gdansk).-2014.-Vol.21.- P.69-75.
16. Glushkov A.V., Svinarenko A.A., Buyadzhi V.V., Zaichko P.A., Ternovsky V.B. Adv.in Neural Networks, Fuzzy Systems and Artificial Intelligence, Series: Recent Adv. in Computer Engineering, ed. by J.Balicki (WSEAS, Gdansk).-2014.-Vol.21.- P.143-150.
17. Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Bunyakova Yu.Ya., Grushevsky O.N., Solyanikova E.P. Studying and forecasting the atmospheric and hydroecological systems dynamics by using chaos theory methods// Dynamical Systems Theory Eds. J. Awrejcewicz, M. Kazmierczak, P. Olejnik, J. Mrozowski (Lodz, Poland).-2013.-Vol.T1.-P.249-258.
18. Khetselius O.Yu. Forecasting evolutionary dynamics of chaotic systems using advanced non-linear prediction method// Dynamical Systems Applications, Eds. J. Awrejcewicz, M. Kazmierczak, P. Olejnik, J. Mrozowski (Lodz, Poland).-2013.-Vol.T2.-P.145-152

**Прогнозирование хаотических процессов в гидроэкологических системах на основе концепции аттрактора и нейросетевого подхода: Приложение**  
**Хецелиус О.Ю.**

*Предложен принципиально новый подход к нелинейному моделированию и прогнозированию хаотических процессов в геофизических и экологических системах, который базируется на использовании концепции компактного геометрического аттрактора и нейросетевых (искусственный интеллект) алгоритмов. В качестве иллюстрации применения метода, приведены результаты прогноза флуктуаций концентраций нитратов в водных бассейнах в районе Малых Карпат (1969-1966).*

**Ключевые слова:** гидроэкологические системы, хаотические процессы, прогноз, концепция аттрактора, нейросетевой алгоритм

**Прогнозування хаотичних процесів в гідроекологічних системах на основі концепції аттрактора і нейромережевого підходу: Застосування**  
**Хецеліус О.Ю.**

*Запропоновано новий підхід до нелінійного моделювання і прогнозування хаотичних процесів в фізичних та екологічних системах, який базується на концепції компактного геометричного аттрактора і нейромережевих (штучний інтелект) алгоритмах. Як ілюстрація застосування методу, наведені результати прогнозу динаміки флуктуацій концентрацій нітратів в водних басейнах в районі Малых Карпат (1969-1966).*

**Ключові слова:** гідроекологічні системи, хаотичні процеси, прогноз, концепція аттрактора, нейромережевий алгоритм

**Yu.Ya. Bunyakova**, *c.geogr.n.*  
*Odessa State Environmental University*

## **AIR POLLUTION FIELD STRUCTURE IN THE INDUSTRIAL CITY'S ATMOSPHERE: NEW DATA ON STOCHASTICITY AND CHAOS EFFECTS**

*An improved theoretical scheme for sensing temporal and spatial structure of the air pollution fields in the industrial city's atmosphere is considered and applied to an analysis of the Odessa atmosphere aerosol component data. Effects of stochasticity and chaotic features in the dusty air pollution field structure are discovered on the basis of the correlation dimension approach to empirical data.*

**Keywords:** *city's air pollution, correlation dimension, stochastic elements, chaos*

### **1. Introduction.**

This paper goes on our work on complex studying temporal and spatial structure of the air pollution fields in the industrial city's atmosphere on the basis of new modern powerful non-linear analysis tools, which include advanced techniques such as a wavelet analysis, multi-fractal formalism, mutual information approach, correlation integral analysis, false nearest neighbour algorithm, the Lyapunov exponent's (LE) analysis, and surrogate data method, stochastic propagators formalism, memory functions methods and others (see, for details, [1,2]). Let us remind [2,3] that carrying out new, effective schemes for sensing air pollution field structure in atmosphere in general and atmosphere of industrial cities in particular is one of the most actual and complex problems of modern atmosphere and environmental science (see also [3-20]). A great number of different experimental methods are used in studying the atmosphere pollution. Besides standard physical-chemical analysis, in last years a great interest attracts using laser emission analysis schemes. They are based on using different linear and non-linear optical phenomena. In particular, an effect of the low threshold laser clamp on the solid ingredients of the disperse medium [1-3]. This effect is technically realized in real atmosphere on the distances of hundred meters from emitter. As emitters the pulsed laser (CO<sub>2</sub>, HF, DF etc.) are used. Generating the optical emission spectra, electric and magnetic pulses and also acoustical emission follows the distant laser clamp. Within scheme of the distant spectral chemical analysis laser source must provide evaporation of the aerosol component (soil particles, products of the metallurgical and other productions, organic substances etc.) and exciting intensive emission spectra in the corresponding vapours simultaneously. Here it is arisen a class of tasks, connected with studying the key features of the corresponding aerosol components. In last years it has been shown that the aerosol particles are created in many natural processes (coagulation of the smoke particles, clusters in the clouds, ceramic materials etc.) and possessed by the fractal structure.

In this paper we present the results of detailed studying temporal and spatial structure of the air pollution fields in the industrial city's atmosphere using the last advanced data on the atmosphere dusty till 2007 year) [1]. The first task is to carry out studying the key features of the air pollution fields in the industrial city's atmosphere, in particular, on the basis of the correlation dimension approach to empirical data. In result, it has been rediscovered and improved the data on the effects of stochasticity and fractal elements in the dusty air pollution field structure of Odessa city.

### **2. Non-linear multi-fractal analysis approach.**

As it has been earlier noted [1,4,8], an atmosphere as many other physical, geophysical, biological systems (and the dynamics of their key characteristics fluctuations) can be de-

scribed as a mechanical dissipative multi-level system, which are fundamentally non-linear. It is well known that the similar dynamical dissipative systems very often have parameter ranges, in which the dynamics is chaotic. Non-linear systems typically have a long-term behaviour, which is described by an attractor in phase space. At the same the chaotic dynamics in details is often unknown. It is well known that an attractor is called strange attractor if its dimension is non-integer, i.e. fractal. Non-linear systems of fractal objects like interfaces or time-series is their scaling property related to invariance under magnification. For uniform fractals one-fractal exponents, the so-called fractal dimension, uniquely describe the scaling. For non-uniform fractals one must say about multi fractal dimension spectrum. This phenomenon was discovered in many systems (c.f.[1-8]).

As the key methods of the modern non-linear-analysis technique has been in details presented earlier here, we are limited only the key elements of the multifractal approach to determination of the spatial structure of the dusty air pollution fields in the industrial city atmosphere. The presence of chaos in the dusty air pollution dynamics is investigated by employing the correlation dimension method (c.f.[1]). The correlation dimension is a representation of the variability or irregularity of a process and furnishes information on the number of dominant variables present in the evolution of the corresponding dynamical system. It can indicate not only the existence of chaos in the air pollution variability process, if any, but also reveal whether the process is deterministic or stochastic, if not chaotic.

The correlation dimension method uses the correlation integral (or function) to distinguish chaotic and stochastic systems. The Grassberger-Procaccia algorithm [3] employed in the present study for estimating the correlation dimension of the dusty air pollution series, uses the concept of phase-space reconstruction. For a scalar time series  $X_i$ , where  $i = 1, 2, \dots, N$ , the phase-space can be reconstructed using the method of delays, according to [4,8]

$$Y_j = (X_j, X_{j+t}, X_{j+2t}, \dots, X_{j+(m-1)t}) \quad (1)$$

where  $j = 1, 2, \dots, N-(m-1)t/Dt$ ;  $m$  is the dimension of the vector  $Y_j$ , also called the embedding dimension; and  $t$  is a delay time.

For an  $m$ -dimensional phase-space, the correlation function  $C(r)$  is given by [10,11]

$$C(r) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{2}{N(N-1)} \sum_{i,j} H(r - |Y_i - Y_j|) \quad (2)$$

Here  $H$  is the Heaviside step function, with  $H(u) = 1$  for  $u > 0$ , and  $H(u) = 0$  for  $u \leq 0$ , where  $u = r - |Y_i - Y_j|$ ;  $r$  is the radius of sphere centred on  $Y_i$  or  $Y_j$  and  $1 < i < j < N$ .

If the time series is characterised by an attractor (a geometric object which characterises the long-term behaviour of a system in the phase-space) then, for positive values of  $r$ , the correlation function  $C(r)$  is related to the radius  $r$  by:  $C(r) \sim ar^n$ , where  $a$  is constant and  $n$  is the correlation exponent or the slope of the  $\log C(r)$  versus  $\log r$  plot given by

$$v = \lim_{r_i \sim 0, N \sim A} \frac{\log C(r)}{\log r} \quad (3)$$

The slope is generally estimated by a least-squares fit of a straight line over a certain range of  $r$ , called the scaling region. The presence/absence of chaos can be identified using the correlation exponent versus embedding dimension plot. If the correlation exponent saturates and the saturation value is low, then the system is generally considered to exhibit low-dimensional



chaos. The saturation value of the correlation exponent is defined as the correlation dimension of the attractor.

The nearest integer above the saturation value provides the minimum number of variables necessary to model the dynamics of the attractor. On the other hand, if the correlation exponent increases without bound with increase in the embedding dimension, the system under investigation is generally considered as stochastic.

### 3. Results and conclusions.

We present the advanced results of the applying correlation dimension method to an analysis of the Odessa atmosphere aerosol (dusty) air pollution data and sensing the effects of stochasticity and fractal features in the air pollution field structure. As a first step, the present study investigates the dusty air pollution variability series of different (temporal) scales. Data of four different temporal scales, i.e. daily, 1-week, 0,5-month, and 1-month, over a period of about 20 years observed at the Odessa city are analysed (independently) to investigate the existence of stochasticity (chaos). The underlying assumption is that the individual behaviour of the dynamics of the processes at these scales provides important information about the dynamics of the overall dusty air pollution transformation between these scales. More specifically, if the dusty air pollution variability processes at different scales exhibit chaotic behaviour, then the dynamics of the transformation between them may also be chaotic.

Figure 1 shows the variation of the air pollution dusty component series at the Odessa city from 1976 till 200 years. Statistics of the Odessa dusty air pollution data is as follows: Statistics of signal <Dust>: number of data points: 3324; sample distance: 1Dust; Min. Value 0.1 at 202Dust, and Max. Value 2.5 at 65Dust; mean: 0.549012; median: 0.4; standard Dev.: 0.396051; mean abs. dev.: 0.307072; variance: 0.156857<sup>2</sup>; skewness: 1.60913; kurtosis: 2.6079; center of Mass: 113.502Dust; Integral: 177.88Dust; Absolute integral: 177.88Dust; Linear Regression: y-offset: 1.0355 slope: -0.00301231Dust. The correlation functions and the exponents are computed for the four series. The delay time,  $t$ , for the phase-space reconstruction is computed using the auto correlation function method and is taken as the lag time at which the auto correlation function first crosses the zero line.

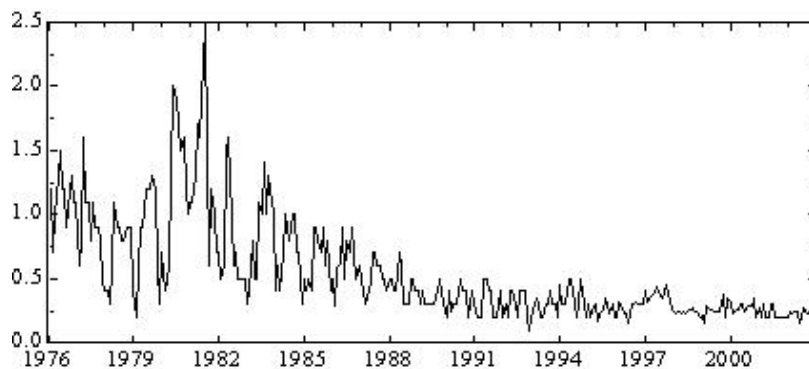


Figure 1 - Air pollution dusty component series at the Odessa city from 1976 till 2005 years

For the daily air pollution dusty component series, figure 2 shows the relationship between the correlation integral,  $C(r)$ , and the radius,  $r$ , for embedding dimensions,  $m$ , from 1 to 10. For all the series, the correlation exponent value increases with the embedding dimension up to a certain dimension, beyond which it is saturated; this is an indication of the existence of deterministic dynamics. More exact saturation values of the correlation exponent (or correlation dimension) for the four daily air pollution dusty component series are respectively, 2.76, 3.45, 4.18, and 5.96.

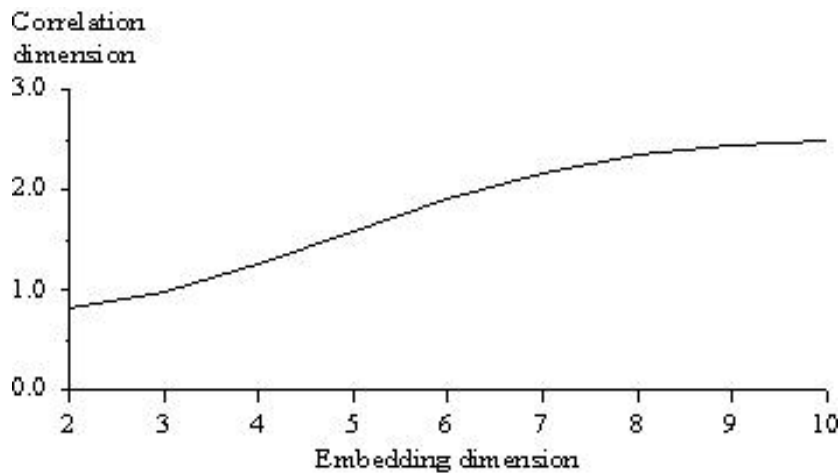


Figure 2 - The relationship between the correlation dimension and embedding dimension

As one could wait for, the finite correlation dimensions obtained for the four series indicate that they all exhibit chaotic behaviour. The presence of the deterministic chaos elements at each of the four studied scales suggests that the dynamics of transformation of air pollution dusty component between these scales may also exhibit chaotic behaviour. This, in turn, may imply the applicability (or suitability) of a chaotic approach for transformation of the air pollution dusty component data from one scale to another. Conclusion is to be obvious. Namely, the found features allow making conclusion about fractal properties of the dusty air pollution component series, as it has been earlier indicated in [1,4,8]. Surely, besides purely theoretical fundamental essence this effect should be used in carrying out the modern laser emission sensor technologies [18].

#### List of Literature

1. *Bunyakova Yu.Ya. and Glushkov A.V.* Analysis and forecasting effect of anthropogenic factors on air basin of industrial city.-Odessa: Ecology, 2010.-256p.
2. *Glushkov A.V., Svinarenko A.A., Buyadzhi V.V., Zaichko P.A., Ternovsky V.B.* Adv.in Neural Networks, Fuzzy Systems and Artificial Intelligence, Series: Recent Adv. in Computer Engineering, ed. by J.Balicki (WSEAS, Gdansk).-2014.-Vol.21.- P.143-150.
3. *Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya.* Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method// Atmospheric Environment (Elsevier; The Netherlands).-2008.-Vol.42.-P. 7284–7292.
4. *Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Prepelitsa G.P., Tsenenko I.A.* Temporal changing of the atmosphere methane content: an influence of the NAO// Optics of atmosphere and ocean.-2004.-Vol.4,№7.-C.593-598.
5. *Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Bunyakova Yu.Ya.* Renorm-group approach to studying spectrum of the turbulence in atmosphere// Meteor.Climat.Hydrol.-2004.-N48.-P..286-292.
6. *Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Tsenenko I.A.* Atmospheric teleconnection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis// Nonlinear Processes in Geophysics.-2004.-V.11,N3.-P.285-293
7. *Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Serbov N.G Bunyakova Yu.Ya., Balan A.K., Balanjuk E.P.* Low-dimensional chaos in the time series of the pollution substances concentrations in atmosphere and hydrosphere// Herald of Odessa State Environmental University.-2007.-N4.-C.337-348.
8. *Serga E.N., Bunyakova Yu.Ya., Loboda A.V., Mansarliysky V.F., Dudinov A.A.* Multifractal analysis of time series of indices of the Arctic, the Antarctic and the Southern Oscillation. //

- Ukrainian Hydrometeorology Journal.-2013.-N13.-P.41-45.
9. *Schreiber T.* Interdisciplinary application of nonlinear time series methods // *Phys. Rep.*-1999.-Vol.308.-P.1-64.
  10. *Grassberger, P. and Procaccia, I.* Measuring the strangeness of strange attractors// *Physica D*.-1983.-Vol.9.-P.189–208.
  11. *Havstad, J.W. and Ehlers, C.L.* Attractor dimension of nonstationary dynamical systems from small data sets//*Phys. Rev. A*.-1989.-Vol.39.-P.845–853.
  12. *Berndtsson, R., Jinno, K., Kawamura, A., Olsson, J. and Xu S.* Dynamical systems theory applied to long-term temperature and precipitation time series//*Trends in Hydrol.*-1994.-Vol.1.-P.291–297.
  13. *Barnston A.G., Livezey R.E.* Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // *Mon. Wea. Rev.* – 1987. – Vol. 115. – P. 1083-1126.
  14. *Morlet J., Arens G., Fargeau E., Giard D.* Wave propagation and sampling theory // *Geophysics.* – 1982. – Vol. 47. – P. 203-236.
  15. *Nason G., von Sachs R., Kroisand G.* Wavelet processes and adaptive estimation of the evolutionary wavelet spectrum // *J. Royal Stat. Soc.* – 2000. – Vol. B-62. – P. 271-292.
  16. *Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Loboda N.S., Ponomarenko E.L.* Computer modelling the global cycle of carbon dioxide in system of atmosphere-ocean and environmental consequences of climate change// *Environmental Informatics Arch.*-2003.-Vol.1.-P.125-130
  17. *Mandelbrot B.B.* *Fractal Geometry of Nature.*-N.-Y., W.H. Freeman, 1982.
  18. *Bunyakova Yu.Ya., Glushkov A.V.* Laser emission analysis of the fractal dusty atmosphere parameters// Preprint of the I.I.Mechnikov Odessa Nat.Univ., NIIF., N4.-Odessa, 2004.
  19. *Inhaber H.* A set of suggested air quality indices for Canada// *Atmos. Environ.*-1975.-Vol. 9.-P.353–364.
  20. *Ott W.R., Thom G.A.* Critical review of air pollution index systems in the United States and Canada//*J. Air Pollut. Contr. Assoc.*-1976.-Vol.26.-P.460–470.

**Структура поля загрязнения атмосферы промышленного города: Новые данные по эффектам стохастичности и хаоса**

**Бунякова Ю.Я.**

*Рассмотрена улучшенная теоретическая схема вычисления пространственно-временной структуры полей загрязнения воздуха в атмосфере промышленного города. Схема протестирована на данных по аэрозольным взвешам в атмосфере г. Одессы. На основе анализа эмпирических данных в рамках метода корреляционной размерности выявлены стохастичность и эффекты хаоса в динамике и структуре поля загрязнения атмосферы промышленного города.*

**Ключевые слова:** *загрязнение воздуха, промышленный город, корреляционная размерность, стохастичность, хаос*

**Структура поля забруднення атмосфери промислового міста: Нові дані по ефектам стохастичності і хаосу**

**Бунякова Ю.Я.**

*Розглянуто покращену теоретичну схему обчислення просторово-часової структури полів забруднення повітря в атмосфері промислового міста. Схему протестовано на даних по аерозольному пилю в атмосфері м. Одеси. На підставі аналізу емпіричних даних в межах методу кореляційної розмірності виявлені стохастичність та ефекти хаосу у динаміці і структурі поля забруднення атмосфери промислового міста.*

**Ключові слова:** *забруднення повітря, промислове місто, кореляційна розмірність, стохастичність, хаос*

**Prepelitsa G.P.**, *c.t.n.*, **Grushevsky O.N.**, *c.geogr.n.*, **Loboda A.V.**, *c.ph.-m.n.*,  
**Sukharev D.E.**, *c.ph.-m.n.*, **Buyadzhi V.V.**, *as.*  
*Odessa State Environmental University*

## **ON APPLICATION OF THE NEURAL NETWORK MODELLING TO PROBLEMS OF APPLIED ECOLOGY AND HYDROMETEOROLOGY**

*On the basis of previously developed models of neural network modelling it is studying a dynamics of neural networks with different types of input patterns and a problem of forecasting the spatial and temporal structure of the dusty concentration fields for the industrial city's atmosphere as well as the rainfall intensity fields.*

**Keywords:** *neural network modelling, complex patterns*

### **I. Introduction**

Development of new effective methods and schemes for the theoretical and experimental modeling and measuring the characteristics of air pollution, for example, in an atmosphere of industrial cities, modeling different structures temporal and spatial distribution in the various classes of problems in modern hydrometeorology, applied ecology etc. With the development of new technologies and the development of experimental methods have received research involving the use of radar, laser systems, etc. In the theoretical developments, in addition to the classical physical-chemical analysis models in recent years been used successfully and relatively new methods of mathematical modeling, and, above all, the methods of chaos theory, neural network (NN) modeling and artificial intelligence (see., for example, [1-5]). In this context, of particular interest is the use of the NN modeling and pattern recognition. It is important to emphasize that, although some progress in the study and construction of various NN schemes is achieved, however, many of the key issues related to their basic dynamic parameters, models of operation are still far from being solved. Moreover, the specific application of the NN modeling in the applied ecology and hydrometeorology are actually at the initial stage [1-10].

Among the extremely urgent problems here, first of all, one should include the adaptation of simulation NN models to specific environmental systems. Among the unsolved problems it is extremely important the feed problem of so-called noisy patterns into the system during modeling the NN system dynamics. This paper continues our studies [4-10] on the study and modeling of the dynamics of multi-layer NN and illustrative adaptation of the our photon echo NN set to modeling spatial and temporal structure of the air pollutants concentration fields in the atmosphere of industrial city and also similar to the problem of simulating the intensity of rainfall fields (objects). Note that earlier [7-12] using object-orientation programming we did a software implementation of new numerical models of 3-layer systems on the basis of the National Assembly of the photon echo and conducted computer experiments to determine their optimal information capabilities in pattern recognition problems and complex signals.

### **II. Neural networks modeling scheme**

The main aspects of the neural networks modeling scheme, based on the photon echo are earlier presented, in particular, in [5-9]. Therefore, we limit ourselves to a summary of the fundamental aspects of the implementation of the modeling scheme. The model, based on

neural network [4], has been worked out to forecast the air pollution fields in the industrial city's atmosphere in space and time. The model has been tested on the measured and compiled data on the dusty concentration (2000-2002 years), obtained and described in ref. [19]. This product provides maps of maximum values of the dusty concentration projection upon the horizontal surface in the range of about 40km<sup>2</sup> with spatial resolution 0,2x0,2km. The input data applied to the model has consisted of sequences of N consecutive images with 15 min. time step. The forecast has been calculated for the next 15 minutes. The neural network (NN) is a feed-forward non-linear five-layer training network, consisting of input, hidden and output layers (see Ref. [4]). In Refs. [5-10] the same neural networks scheme has been tested with different input patterns. Each layer is composed of n<sub>k</sub> nodes and consecutive layers (k-1 and k) are interconnected by arrays of weights (w<sub>i,j</sub><sup>k</sup>). At first the neural network is trained on a large sample of representative data. Training is to optimise weights on the basis of the error between the expected and calculated outputs. It is conducted with back propagation algorithm on N+1-element sequences of radar images. The rainfall values in all n<sub>0</sub> pixels of the whole radar maps sequence constitute the input vector y<sub>i</sub><sup>0</sup>.

Table 1 - Data vectors applied in the model

Layers	Denitation	Range	Size
1 <sup>st</sup> input layer	y <sub>i</sub> <sup>0</sup>	i=1,...,n <sub>0</sub>	n <sub>0</sub> =n×100
2 <sup>nd</sup> hidden layer	y <sub>i</sub> <sup>1</sup>	i=1,...,n <sub>1</sub>	n <sub>1</sub> =300
3 <sup>rd</sup> output layer	y <sub>i</sub> <sup>2</sup>	i=1,...,n <sub>2</sub>	n <sub>2</sub> =1×100
Expected output	y <sub>i</sub> <sup>3</sup>	i=1,...,n <sub>3</sub>	n <sub>3</sub> =1×100

The vector y<sub>i</sub><sup>0</sup> is transformed into the vector y<sub>i</sub><sup>1</sup> (hidden layer), which in turn is transformed into the output vector y<sub>i</sub><sup>2</sup>. Both transformations are performed using arrays of weights w<sub>i,j</sub><sup>k</sup> according to the following formula

$$y_i^k = f\left\{ \sum_{j=1}^{n_{k-1}} w_{i,j}^k y_j^{k-1} + w_{i,0}^k \right\} \quad i=1, \dots, n_k; k=1, \dots, 2;$$

In the above formula the function f is so-called transfer function; we use sigmoid function:

$$F=1/[1+x^{b(D)}]$$

Here b(D) is sigmoid transfer function parameter, which requires optimisation; D is a fractal dimension (c.f.[18]). In figure 2 it is presented the qualitative shape of response function for direct propagation (curve 1) of the patterns chain (massive of values of the air pollution concentration) and for reverse propagation (curve 2). They are close to function, which is corresponding to derivative of the response function. Such a choice provides an optimal realization of the NN training process. From mathematical point of view the neural network leaning process is multi-parameter task of the non-linear optimization. The referent process is in choice of optimized values of matrix elements for given topology of links between neurons. A regular output vector is formed on output for introduction of input vector from training pattern chain to neural network (i.e. output vector practically coincides with expected sample vector and further process of leaning is finished). It should be noted that a method of reverse mistake propagation is in fact a generalization of the non-linear squares approach to multi-layers neural network (see detailed description in ref.[4]).

The output vector  $y_i^2$  constitutes the result of model process. It is compared with the expected real values from the time the forecast is prepared for. Thus it is possible to calculate the error:

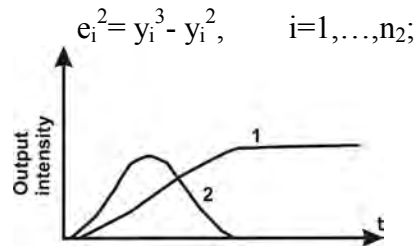


Figure 1 - The response function of neuron in the neural network: 1- response for direct propagation of the patterns chain (massive of values of the air pollution concentration); 2- for reverse propagation ; I—output intensity of data

On the basis of these errors the corrections for all weights between hidden and output layers are calculated as follows:

$$\Delta w_{i,j}^2 = \alpha^2 e_i^2 (1 - y_i^2) y_i^2 y_j^1, \quad i=1, \dots, n_2; j=1, \dots, n_1;$$

where  $\alpha^2$  is the layer learning factor. Next the errors  $e_i^2$  and corrected weights  $w_{i,j}^k$  are propagated backwards in order to calculate errors of previous layer:

$$e_i^1 = (1/n_2) \sum_{j=1}^{n_2} e_j^2 w_{j,i}^2, \quad i=1, \dots, n_1;$$

Finally by analogy the corrections for all weights between input and hidden layers are computed. The training is conducted until either the defined number of iterations is performed or desired accuracy is reached. When the training is finished, the forecasts for 15 minutes ahead (N+1 st elements) are carried out on the basis of N-element sequences applying the known weights. The quality of neural network is checked on both dependent (included in training sample) and independent (not included in training sample) data.

### III. Modelling results and conclusions

As usually [5,11], at first stage of modelling some attempts of model training with different inputs were carried out. In the first attempt 25 sequences of N=2 images (the dusty concentration level) with spatial resolution 0,2 x 0,2 km were applied as input [12,13]. After training was complete, model quality was checked on independent data. As a result the forecast, which was carried out, was not extrapolation of images, but in fact resembled the sum of all images used as training sample. Further there were the attempts consisted in radical limitation on amount of the data in the input with simultaneous increase in values of other parameters (number of iterations, size of hidden layer, stochasticity level, training sample etc). Next tests, aiming at checking recognition of movements, were carried out. Training sample consisted of 64 sequences of N=5 artificially generated images with 40x40 pixels. Neural network parameters: size of hidden layer and number of iteration was increased to 1,000 and 5,000 respectively. Tests resulted in quite acceptable forecasting in terms of extrapolation of the spot position in N+1 st image (fig.2).

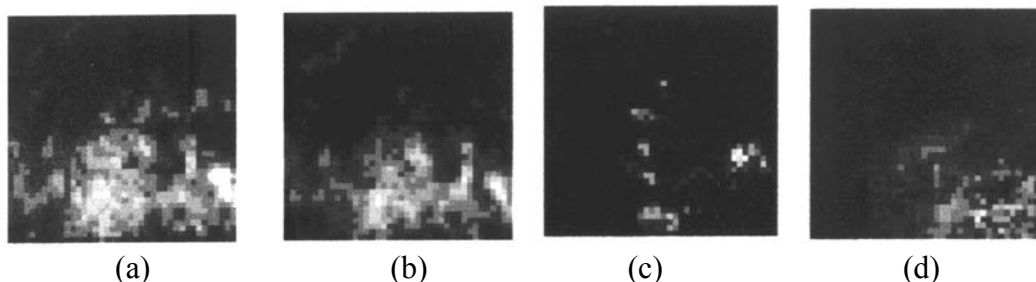


Figure 2 – NN modeling data: (a), (b) - calibration data (time series of real images with 20 sec interval; (c), (d) – predicting images (correspondingly, poorly trained and well-trained).

It indicated that in this case model was capable of learning spot movement. Taking the previous results into account, the attempts of applying simplified real images as input were made. After training, the model quality was checked on both dependent and independent data. The forecasting, calculated on events included in the training process, seemed to be quite acceptable. However in the case of independent data model did not perform well in terms of movement recognition and changes in shape and intensity of spots. The training process was repeated. Model was tested on a series of events not included in the training sample to check the model quality.

The whole conclusion is that the preliminary NN modeling of the structure of the air pollutants, as well as parallel of the precipitation field intensities showed that the predicted and the expected distribution of the desired patterns are correlated with the match data (especially taking into account the further increasing the size of the layer and the number of iterations). In conclusion let us note that the analysis of results of the NN modeling dynamics for different input sequences of images, including, in the case of a noisy input sequence, as well as preliminary results of forecasting the space-time structure of the air polluting substances fields and intensities of the rainfall fields clearly points to the prospects of using the NN simulation in studying dynamics of different environmental systems.

### List of Literature

1. *Neural Computers*, Eds. R.Eckmiller, C.Malsburg.- Berlin: Springer, 1998.
2. *Neural Networks for Computing*, Ed. J.Denker.- New York: AIP Publ., 2000.
3. *Glushkov A.V., Loboda A.V., Svinarenko A.A.* The theory of neural networks on the basis of photon echo and their programme realization.-Odessa: TEC, 2003.-220p.
4. *Glushkov A.V., Loboda A.V.* Program realization of models of the optical neural networks Препр./ MON –NRI of Physics, Odessa National University by I.I.Mechnikova; Ph-L-3-01.-Одесса:2001.
5. *Loboda A.V. Buyadzhi V.V.* Dynamics of multilayer optical neural network: numerical implementation for complex patterns // Bulletin of the Odessa State Environmental University.-2007.-N4.-C.363-367.
6. *Loboda A.V., Svinarenko A.A., Ivanitskaya L.N.* Dynamics of multilayer neural network based on photon echo: numerical implementation// Bulletin of the Odessa State Environmental University.-2006.-N3.-C.363-367.
7. *Loboda A.V., Serbov N.G., Svinarenko A.A., Buyadzhi V.V.* Динамика многослойной нейронной сети на основе фотонного эха: численная реализация с входным

- прямоугольным импульсом // Bulletin of the Odessa State Environmental University.-2008.-N5.-P.220-224.
8. Loboda A.V., Serbov N.G., Svinarenko A.A., Buyadzhi V.V. Динамика многослойной нейронной сети на основе фотонного эха: численная реализация с входным cos-подобным импульсом// Bulletin of the Odessa State Environmental University.-2008.-N6.-P. 245-249.
  9. Glushkov A.V., Loboda A.V., Serbov N.G., Svinarenko A.A., Buyadzhi V.V. Dynamics of multilayer neural network based on photon echo: numerical implementation with the input sinusoidal pulse // Sensor Electr. and Microsyst. Techn.-2008.-N4.-P.63-67.
  10. Loboda A.V., Serbov N.G., Svinarenko A.A., Perelygina T.V. Dynamics of multilayer neural network based on photon echo: a numerical implementation of the input noisy pattern // Bulletin of the Odessa State Environmental University.-2009.-N7.-P.246-250.
  11. Prepelitsa G.P., Loboda A.V., Grushevsky O.N., Buyadzhi V.V. On the question of the application of neural network modeling and pattern recognition to problems of applied ecology and hydrometeorology// Bulletin of the Odessa State Environmental University.-2013.-N16.-P.227-231.
  12. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Mon. Wea. Rev.-1987.-Vol.115.-P.1083-1126.
  13. Bunyakova Yu.Ya., Glushkov A.V., Analysis and forecast of the impact of anthropogenic factors on air basin of an industrial city.-Odessa: Ecology, 2010.-256p.
  14. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya. Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method// Atmospheric Environment (Elsevier).-2008.-Vol.42.-P. 7284-7292.

**До питання про застосування апарату нейромережевого моделювання в задачах прикладної екології та гідрометеорології**

**Препелица Г.П., Грушевський О.М., Лобода А.В., Сухарев Д.Є., Буяджи В.В.**

*На основі раніше розвинутих моделей нейромережевого моделювання розглянуті задачі моделювання динаміки нейромереж з різними видами вхідних паттернів та прогнозування просторово-часової структури полів концентрацій забруднюючих атмосферу промислового міста пилових речовин, а також полів інтенсивності опадів.*

**Ключові слова:** нейромережеве моделювання, складні паттерни

**К вопросу о применении аппарата нейросетевого моделирования в задачах прикладной экологии и гидрометеорологии**

**Препелица Г.П., Грушевский О.Н., Лобода А.В., Сухарев Д.Е., Буяджи В.В.**

*На основе ранее развитых моделей нейросетевого моделирования рассмотрена задача моделирования динамики нейросети с различными видами входных паттернов и прогнозирования пространственно-временной структуры полей концентраций загрязняющих атмосферу промышленного города пылевых веществ, а также полей интенсивности осадков.*

**Ключевые слова:** нейросетевое моделирование, сложные паттерны



**A.V. Glushkov**, *d.ph.-m.n.*  
*Odessa State Environmental University*

## **ANALYSIS AND FORECAST OF THE ANTHROPOGENIC IMPACT ON INDUSTRIAL CITY'S ATMOSPHERE BASED ON METHODS OF CHAOS THEORY: NEW GENERAL SCHEME**

*The theoretical basis's of a new general formalism for an analysis and forecasting an impact of anthropogenic factors on the atmosphere of an industrial city are presented. It is developed a new compact general scheme for modeling temporal fluctuations of the air pollution concentration field temporal fluctuations, based on the methods of a chaos theory.*

**Keywords:** *air basin of the industrial city, the ecological state of the, time series of concentrations, pollutants, analysis and prediction methods of the theory of chaos*

### **1. Introduction**

Problem of studying the dynamics of chaotic dynamical systems arises in many areas of science and technology. We are talking about a class of problems of identifying and estimating the parameters of interaction between the sources of complex (chaotic) oscillations of the time series of experimentally observed values. Such problems arise in environmental sciences, geophysics, chemistry, biology, medicine, neuroscience, engineering, etc. Problem of an analysis and forecasting the impact of anthropogenic pressure on the state of atmosphere in an industrial city and development of the consistent, adequate schemes for modeling the properties of the concentration fields of air pollutions is one of the most important and fundamental problems of modern environmental sciences, in particular, applied ecology and urban ecology [1-18]. Most of the models currently used to assess a state (as well as, the forecast) of an air pollution are presently by the deterministic models or simplified ones, based on a simple statistical regressions. The success of these models, however, is limited by their inability to describe the nonlinear characteristics of the pollutant concentration behaviour and lack of understanding of the involved physical and chemical processes. Although the use of methods of a chaos theory establishes certain fundamental limitation on the long-term predictions, however, as has been shown in a series of our papers (see, for example, [1-11]), these methods can be successfully applied to a short-or medium-term forecasting. As example, let us remind about quantitatively correct description of the temporary changes in the concentration of nitrogen dioxide (NO<sub>2</sub>) and sulfur dioxide (SO<sub>2</sub>) in several industrial cities (Odessa, Trieste, Aleppo and cities of the Gdansk region) with discovery of the low-dimensional chaos. Some elements of this technique have been successfully applied to several tasks of prediction of the other nature system ecological state [6-11]. The main purpose of this paper is formally to present theoretical basis of a new general formalism for an analysis and forecasting an impact of anthropogenic factors on the atmosphere of an industrial city and develop a new compact general scheme for modeling temporal fluctuations of the air pollution concentration field temporal fluctuations, based on the methods of a chaos theory.

### **2. New general formalism for analysis of and forecasting an impact of anthropogenic factors on the atmosphere of an industrial city**

Preliminary we start from the first key task on testing a chaos in the time series of air pollutants [1-11]. As usually, let us consider scalar measurements  $s(n)=s(t_0+ n\Delta t) = s(n)$ , where  $t_0$  is a start time,  $\Delta t$  is time step, and  $n$  is number of the measurements. In a general case,  $s(n)$  is any time series (f.e. atmospheric pollutants concentration). As processes resulting in a chaotic behaviour are fundamentally multivariate, one needs to reconstruct phase space

using as well as possible information contained in  $s(n)$ . Such reconstruction results in set of  $d$ -dimensional vectors  $\mathbf{y}(n)$  replacing scalar measurements. The main idea is that direct use of lagged variables  $s(n+\tau)$ , where  $\tau$  is some integer to be defined, results in a coordinate system where a structure of orbits in phase space can be captured. Using a collection of time lags to create a vector in  $d$  dimensions,  $\mathbf{y}(n)=[s(n),s(n+\tau),s(n+2\tau),\dots,s(n+(d-1)\tau)]$ , the required coordinates are provided. In a nonlinear system,  $s(n+j\tau)$  are some unknown nonlinear combination of the actual physical variables. The dimension  $d$  is the embedding dimension,  $d_E$ .

The choice of proper time lag is important for the subsequent reconstruction of phase space. If  $\tau$  is chosen too small, then the coordinates  $s(n+j\tau)$ ,  $s(n+(j+1)\tau)$  are so close to each other in numerical value that they cannot be distinguished from each other. If  $\tau$  is too large, then  $s(n+j\tau)$ ,  $s(n+(j+1)\tau)$  are completely independent of each other in a statistical sense. If  $\tau$  is too small or too large, then the correlation dimension of attractor can be under- or overestimated.

One needs to choose some intermediate position between above cases. First approach is to compute the linear autocorrelation function  $C_L(\delta)$  and to look for that time lag where  $C_L(\delta)$  first passes through 0. This gives a good hint of choice for  $\tau$  at that  $s(n+j\tau)$  and  $s(n+(j+1)\tau)$  are linearly independent. It's better to use approach with a nonlinear concept of independence, e.g. an average mutual information. The mutual information  $I$  of two measurements  $a_i$  and  $b_k$  is symmetric and non-negative, and equals to 0 if only the systems are independent. The average mutual information between any value  $a_i$  from system  $A$  and  $b_k$  from  $B$  is the average over all possible measurements of  $I_{AB}(a_i, b_k)$ . Usually it is necessary to choose that  $\tau$  where the first minimum of  $I(\tau)$  occurs.

The goal of the embedding dimension determination is to reconstruct a Euclidean space  $R^d$  large enough so that the set of points  $d_A$  can be unfolded without ambiguity. The embedding dimension,  $d_E$ , must be greater, or at least equal, than a dimension of attractor,  $d_A$ , i.e.  $d_E > d_A$ . In other words, we can choose a fortiori large dimension  $d_E$ , e.g. 10 or 15, since the previous analysis provides us prospects that the dynamics of our system is probably chaotic. The correlation integral analysis is one of the widely used techniques to investigate the signatures of chaos in a time series. The analysis uses the correlation integral,  $C(r)$ , to distinguish between chaotic and stochastic systems.

According to [4], it is computed the correlation integral  $C(r)$ . If the time series is characterized by an attractor, then the correlation integral  $C(r)$  is related to the radius  $r$  as

$$d = \lim_{\substack{r \rightarrow 0 \\ N \rightarrow \infty}} \frac{\log C(r)}{\log r}, \quad (1)$$

where  $d$  is correlation exponent. If the correlation exponent attains saturation with an increase in the embedding dimension, then the system is generally considered to exhibit chaotic dynamics. The saturation value of correlation exponent is defined as the correlation dimension ( $d_2$ ) of the attractor (see details in refs. [3,4]).

Another method for determining  $d_E$  comes from asking the basic question addressed in the embedding theorem: when has one eliminated false crossing of the orbit with itself which arose by virtue of having projected the attractor into a too low dimensional space? In other words, when points in dimension  $d$  are neighbours of one other? By examining this question in dimension one, then dimension two, etc. until there are no incorrect or false neighbours remaining, one should be able to establish, from geometrical consideration alone, a value for the necessary embedding dimension. Such an approach was described by Kennel et al. [16,17]. In dimension  $d$  each vector  $\mathbf{y}(k)$  has a nearest neighbour  $\mathbf{y}^{NN}(k)$  with nearness in the sense of some distance function. The Euclidean distance in dimension  $d$  between  $\mathbf{y}(k)$  and  $\mathbf{y}^{NN}(k)$  we call  $R_d(k)$ :

$$R_d^2(k) = [s(k) - s^{NN}(k)]^2 + [s(k + \tau) - s^{NN}(k + \tau)]^2 + \dots + [s(k + \tau(d-1)) - s^{NN}(k + \tau(d-1))]^2. \quad (2)$$

$R_d(k)$  is presumably small when one has a lot of data, and for a dataset with  $N$  measurements, this distance is of order  $1/N^{1/d}$ . In dimension  $d + 1$  this nearest-neighbour distance is changed due to the  $(d + 1)$ st coordinates  $s(k + d\tau)$  and  $s^{NN}(k + d\tau)$  to

$$R_{d+1}^2(k) = R_d^2(k) + [s(k + d\tau) - s^{NN}(k + d\tau)]^2. \quad (3)$$

We can define some threshold size  $R_T$  to decide when neighbours are false. Then if

$$\frac{|s(k + d\tau) - s^{NN}(k + d\tau)|}{R_d(k)} > R_T, \quad (4)$$

(the nearest neighbours at time point  $k$  are declared false). Kennel et al. [16] showed that for values in the range  $10 \leq R_T \leq 50$  the number of false neighbours identified by this criterion is constant. In practice, the percentage of false nearest neighbours is determined for each dimension  $d$ . A value at which the percentage is almost equal to zero can be considered as the embedding dimension.

As usually, the predictability can be estimated by the Kolmogorov entropy, which is proportional to a sum of positive Lyapunov exponents. The spectrum of the Lyapunov exponents is one of dynamical invariants for non-linear system with chaotic behaviour. The limited predictability of the chaos is quantified by the local and global Lyapunov exponents, which can be determined from measurements. The Lyapunov exponents are related to the eigenvalues of the linearized dynamics across the attractor. Negative values show stable behaviour while positive values show local unstable behaviour.

For chaotic systems, being both stable and unstable, Lyapunov exponents indicate the complexity of the dynamics. The largest positive value determines some average prediction limit. Since the Lyapunov exponents are defined as asymptotic average rates, they are independent of the initial conditions, and hence the choice of trajectory, and they do comprise an invariant measure of the attractor. An estimate of this measure is a sum of the positive Lyapunov exponents. The estimate of the attractor dimension is provided by the conjecture  $d_L$  and the Lyapunov exponents are taken in descending order. The dimension  $d_L$  gives values close to the dimension estimates discussed earlier and is preferable when estimating high dimensions. To compute the Lyapunov exponents, we use a method with linear fitted map, although maps with higher order polynomials can be used too [18-23].

### 3. Conclusions

Summing up above said and results of Refs. [1-3], it is useful to summarize the key points of the investigating system for a chaos availability and wording the forecast model (evolution) of the system. The above methods are just part of a large set of approaches (see our versions in [1-11]), which is used in the identification and analysis of chaotic regimes in the time series. Generally speaking, the short technique of processing any time series of the air pollutants can be formulated as follows:

- a) check for the presence of a chaotic regime (the Gottwald-Melbourne's test; the method of correlation dimension);
- b) reducing the phase space (choice of the time delay, the definition of the embedding space by methods of correlation dimension algorithm and false nearest neighbor points);
- c) determination of the dynamic invariants of a chaotic system (global Lyapunov exponents);
- d) forecasting evolution of the dynamical system.

Algorithm for calculating the characteristics of the chaotic time series and use it to forecast the non-linear method is presented in Figure 1. The most important stage of this technique are the first two points, as the accuracy of the recovery will depend on the dimension of the attractor chaotic classification system and forecast its evolution. Therefore it is preferable not to

use any one method, and several compare results. There is another very important aspect related to the invariants of the system. The fact is that if the aggregate and dynamic topological invariants (see details in [1-3]), the two systems are identical, then we can say that the evolution of these systems are also subject to the same laws. Further, if one of these systems is known differential equation (or system of equations) describing its dynamics, it can be assumed that an analogous equation (or system) and the other describes the evolution of the system.

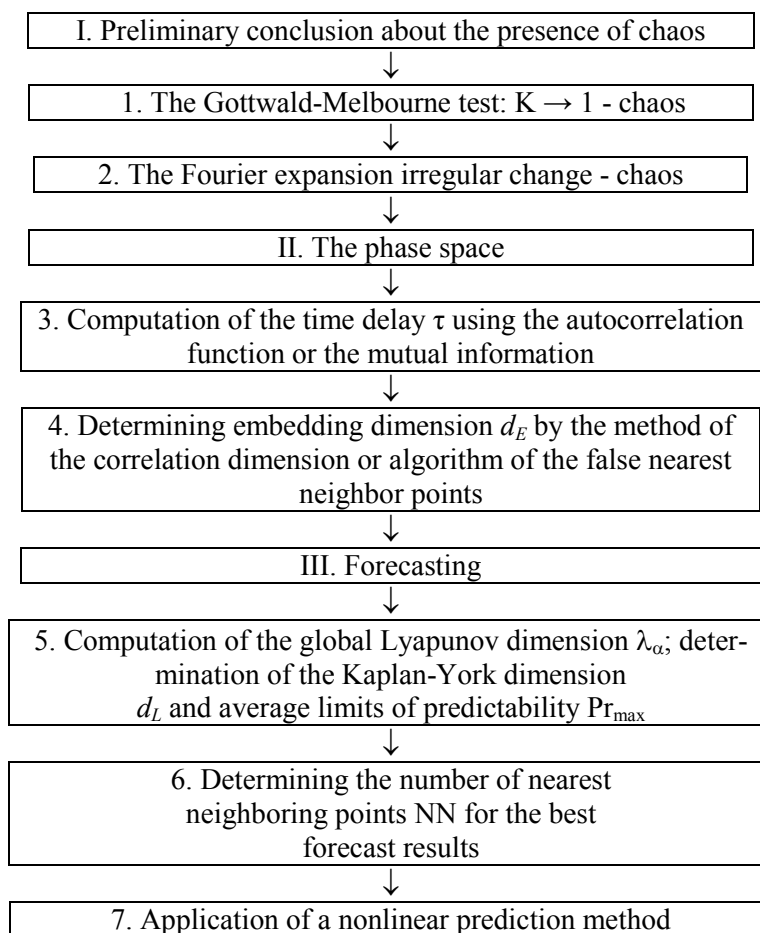


Figure 1 – General compact algorithm for computation of the characteristics of the air pollutant chaotic time series and application of the non-linear prediction method to it

### List of Literature

1. *Bunyakova Yu.Ya., Glushkov A.V.*, Analysis and forecast of the impact of anthropogenic factors on air basein of an industrial city.-Odessa: Ecology, 2010.-256p.
2. *Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Serbov N.G., Bunyakova Yu.Ya., Balan A.K., Balanyuk E.P.* Low-dimensional chaos in the time series of concentrations of pollutants in an atmosphere and hydrosphere // Vestnik of Odessa State Environmental Univ.-2007.-N4.-C.337-348.
3. *Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya.* Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method// Atmospheric Environment (Elsevier; The Netherlands).-2008.-Vol.42.-P. 7284–7292.
4. *Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Prepelitsa G.P., Tsenenko I.A.* Temporal variability of the atmosphere ozone content: Effect of North-Atlantic oscillation// Optics of atmosphere and ocean.-2004.-Vol.14,N7.-p.219-223.
5. *Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N.* Using meteorological data for reconstruction of annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal functions approach to Moldova-Southwest Ukraine region//Atmospheric Research (Elseiver).-2005.-Vol.77.-P.100-113.
6. *Glushkov A.V., Kuzakon' V.M., Khetselius O.Yu., Bunyakova Yu.Ya., Zaichko P.A.* Geometry of Chaos: Consistent combined approach to treating chaotic dynamics atmospheric pollutants and its forecasting// Proceedings of International Geometry Center.-2013.-Vol. 6,N3.-P.6-13.

7. Glushkov A.V., Rusov V.N., Loboda N.S., Khetselius O.Yu., Khokhlov V.N., Svinarenko A.A. and Prepelitsa G.P. On possible genesis of fractal dimensions in the turbulent pulsations of cosmic plasma – galactic-origin rays – turbulent pulsation in planetary atmosphere system// *Adv. in Space Research* (Elsevier).-2008.-Vol.42(9).-P.1614-1617.
8. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation // *Journal of Hydrology* (Elsevier).-2006.-Vol. 322. N1-4.-P.14-24
9. Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Brusentseva S.V., Zaichko P.A., Ternovsky V.B. Adv. in Neural Networks, Fuzzy Systems and Artificial Intelligence, Series: Recent Adv. in Computer Engineering, ed. by J.Balicki (WSEAS, Gdansk).-2014.-Vol.21.- P.69-75.
10. Glushkov A.V., Svinarenko A.A., Buyadzhi V.V., Zaichko P.A., Ternovsky V.B. Adv.in Neural Networks, Fuzzy Systems and Artificial Intelligence, Series: Recent Adv. in Computer Engineering, ed. by J.Balicki (WSEAS, Gdansk).-2014.-Vol.21.- P.143-150.
11. Rusov V.D., Glushkov A.V., Vaschenko V.N., Myhalus O.T., Bondartchuk Yu.A. et al Galactic cosmic rays – clouds effect and bifurcation model of the earth global climate. Part 1. Theory// *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* (Elsevier).-2010.-Vol.72.-P.498-508.
12. Sivakumar B. Chaos theory in geophysics: past, present and future // *Chaos, Solitons & Fractals*. 2004. V. 19. № 2. P. 441-462.
13. Chelani A.B. Predicting chaotic time series of PM10 concentration using artificial neural network // *Int. J. Environ. Stud*. 2005. V. 62. № 2. P. 181-191.
14. Gottwald G.A., Melbourne I. A new test for chaos in deterministic systems// *Proc. Roy. Soc. London. Ser. A. Mathemat. Phys. Sci.* – 2004. – Vol. 460. – P. 603-611.
15. Packard N.H., Crutchfield J.P., Farmer J.D., Shaw R.S. Geometry from a time series// *Phys. Rev. Lett.* – 1980. – Vol. 45. – P. 712-716.
16. Kennel M., Brown R., Abarbanel H. Determining embedding dimension for phase-space reconstruction using a geometrical construction// *Phys. Rev. A.* – 1992. – Vol. 45. – P. 3403-3411.
17. Abarbanel H.D.I., Brown R., Sidorowich J.J., Tsimring L.Sh. The analysis of observed chaotic data in physical systems // *Rev. Mod. Phys.*-1993.-Vol.65.- P.1331-1392.
18. Schreiber T. Interdisciplinary application of nonlinear time series methods // *Phys. Rep.* – 1999. – Vol. 308. – P. 1-64.
19. Fraser A.M., Swinney H. Independent coordinates for strange attractors from mutual information// *Phys. Rev. A.* – 1986. – Vol. 33. – P. 1134-1140.
20. Grassberger P., Procaccia I. Measuring the strangeness of strange attractors// *Physica D.* – 1983. – Vol. 9. – P. 189-208.
21. Gallager R.G. Information theory and reliable communication.- NY: Wiley, 1968. – 608P.
22. Mañé R. On the dimensions of the compact invariant sets of certain non-linear maps// *Dynamical systems and turbulence*, Warwick 1980. Lecture Notes in Mathematics No. 898 / D.A. Rand, L.S. Young (Eds.). – Berlin: Springer, 1981. – P. 230-242.
23. Takens F. Detecting strange attractors in turbulence // *Dynamical systems and turbulence*, Warwick 1980. Lecture Notes in Mathematics No. 898 / D.A. Rand, L.S. Young (Eds.). – Berlin: Springer, 1981. – P. 366-381.

**Аналіз і прогноз антропогенного впливу на повітряний басейн промислового міста на основі методів теорії хаосу: Нова загальна схема. Глушков О.В.**

*З метою розвитку теоретичних основ загального апарату аналізу та прогнозу впливу антропогенного навантаження на стан атмосфери промислового міста і розробки нової схеми моделювання властивостей полів концентрацій забруднюючих повітряний басейн речовин на основі методів теорії хаосу, виконано аналіз тестів на наявність хаосу в системі (повітряний басейн промислового міста) і викладено удосконалену методуку відновлення фазового простору.*

**Ключові слова:** *повітряний басейн промислового міста, екологічний стан, часові ряди концентрацій, забруднюючі речовини, аналіз і прогноз, методи теорії хаосу*

**Анализ и прогноз антропогенного воздействия на воздушный бассейн промышленного города на основе методов теории хаоса: Новая общая схема. Глушков А.В.**

*Изложены теоретические основы общего аппарата анализа и прогноза влияния антропогенной нагрузки на состояние атмосферы промышленного города, Представлена компактная общая схема моделирования временных флуктуаций полей концентраций загрязняющих воздушный бассейн веществ на основе методов теории хаоса.*

**Ключевые слова:** *воздушный бассейн промышленного города, экологическое состояние, временные ряды концентраций, загрязняющие вещества, анализ и прогноз, методы теории хаоса*

УДК 551.557.5

Э.В. Агайар, к. геогр. н.

Одесский государственный экологический университет

**СТРУЙНЫЕ ТЕЧЕНИЯ НИЖНЕГО УРОВНЯ АТМОСФЕРЫ ПРИ СЛАБОМ ВЕТРЕ У ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ**

*Рассмотрены особенности формирования струйных течений нижнего уровня атмосферы (СТНУ) над территорией Северо-Западного Причерноморья и определена их связь с наличием слабого ветра у поверхности земли.*

**Ключевые слова:** СТНУ, слабый ветер, малоградиентное поле, задерживающие слои.

**Введение.** Формирование слабого ветра у поверхности земли над Северо-Западным Причерноморьем, как и над многими географически неоднородными территориями [2, 10, 11], часто связано со струйными течениями нижних уровней (СТНУ) и задерживающими слоями [1, 4].

**Целью исследования** является выявление связи между наличием СТНУ и формированием слабого ветра у поверхности земли над территорией Северо-Западного Причерноморья.

**Материалы исследования и полученные результаты.** Для получения связи между характеристиками СТНУ и скоростью приземного ветра использовались данные трехразовых радиозондирований за период 1981-1990 гг., одноразовых за следующее десятилетие (1991-2000 гг.), а также дневники погоды по станции Одесса-ГМО и синоптические карты (приземные, АТ<sub>850</sub> и АТ<sub>500</sub>). Для ст. Кишинев взяты 6-летние метеорологические и аэрологические наблюдения (1983-1988 гг.) в центральные месяцы сезонов (январь, апрель, июль, октябрь).

Известно [7, 8, 9], что за последние 20 лет скорость ветра значительно уменьшилась над большинством регионов Европы, в том числе и над Украиной. Это ослабление скорости хорошо видно на примере пяти метеорологических станций, расположенных на побережье Черного моря в районе Одессы. Среднегодовая скорость приземного ветра за период 1991-2000 гг. составляет на станциях: Одесса-ГМО – 3,0 м·с<sup>-1</sup>, порт-Ильичевск – 3,4 м·с<sup>-1</sup>, порт-Одесса – 4,6 м·с<sup>-1</sup>, порт -Южный – 4,5 м·с<sup>-1</sup> и Одесса - АМСГ – 4,7 м·с<sup>-1</sup>, что значительно меньше аналогичных значений за предыдущие десятилетия [6]. В качестве примера в табл. 1 приведена повторяемость слабых (0...4 м·с<sup>-1</sup>) скоростей ветра по срокам в центральные месяцы каждого сезона в портах Ильичевск и Южный, а также на станции Одесса-АМСГ.

Слабый ветер преобладает на станции Ильичевск-порт во все сезоны и сроки, изменяясь в среднем за сутки от 77,4 в холодный до 87,5% в теплый период, при этом максимальное их количество фиксируется в июле 91,6 % (06 UTC). На станции Одесса-АМСГ в дневные часы ветер значительно усиливается и повторяемость слабого ветра снижается до 20-35%; ночью доминирует слабый ветер в течение всего года. Среднегодовая амплитуда колебания повторяемости составляет 3,6%. В порту Южный слабый ветер наблюдается в 51,4% случаев в октябре и 60,5% в апреле. Такая различная повторяемость слабого ветра на станциях, расположенных на небольшом расстоянии одна от другой, при одних и тех же синоптических условиях, по-видимому, связана с физико-географическим расположением станций.

За период наблюдений над Одессой при наличии слабого ветра (до 4 м·с<sup>-1</sup>) у поверхности земли выявлены 58 СТНУ в зимне-весенний и 41 струя в летне-осенний период (табл. 2). Струйным течением нижнего уровня принято

называть наличие в пределах пограничного слоя атмосферы пика скорости ветра  $\geq 15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , если в 300-метровом слое выше и ниже уровня максимума скорость изменяется на  $3\text{-}4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  и более [3].

Наибольшая повторяемость СТНУ связана с циклонической циркуляцией; обычно это поля с небольшим градиентом давления. Максимальное число случаев (33%) СТНУ приходится на зиму и весну и связано с западным переносом, который соответствует южной или юго-восточной периферии циклона, и южным переносом (20%), что характерно для передней части циклона; наименьшая повторяемость (10%) струй зафиксирована при – восточном переносе (южная периферия антициклона) и в седловине.

Таблица 1 – Повторяемость (%) слабого ветра по срокам за период 1991-2000 гг.

Месяц	Сроки, UTC								Сутки
	00	03	06	09	12	15	18	21	
Ильичевск-порт									
I	49,0	77,4	80,4	78,7	76,8	74,2	72,6	80,0	77,4
IV	86,0	81,3	83,0	79,3	73,7	69,7	76,4	83,0	79,1
VII	90,0	91,3	91,6	87,4	83,6	81,0	85,8	90,0	87,5
X	81,6	80,4	79,4	75,8	70,0	73,5	78,1	80,3	77,4
Одесса-АМСГ									
I	58,7	58,4	56,2	45,7	42,0	46,4	57,0	58,7	52,9
IV	65,6	70,1	50,8	28,4	18,7	35,8	56,6	67,3	49,1
VII	76,7	75,3	50,4	36,0	23,5	28,8	63,8	75,2	53,5
X	64,0	65,6	52,0	35,2	27,2	47,7	60,0	66,7	52,5
Южный-порт									
I	52,6	56,7	54,8	53,5	51,3	46,1	53,6	52,0	52,6
IV	64,4	65,4	66,4	58,7	53,7	53,4	57,0	63,0	60,5
VII	69,0	70,0	61,9	59,7	59,7	49,3	45,5	64,2	59,9
X	56,2	56,4	54,2	47,4	42,6	44,5	52,9	56,8	51,4

Летом и осенью наиболее благоприятные условия для возникновения низкотропосферных струй формируются также при периферийных синоптических процессах, особенно в тех случаях, когда на расстоянии 200 – 250 км от района исследования могут проходить размытые атмосферные фронты, обуславливая, как свидетельствуют наблюдения пяти метеорологических станций, различные скорости ветра на Одесском побережье.

В сезонном ходе наибольшая повторяемость (70%) струй, как и слабого ветра, наблюдается в ночные часы при наличии задерживающих слоев в пограничном слое атмосферы (ПСА). В качестве причины образования инверсии можно, по-видимому, указать механизм «застоя» более холодного воздуха при сильном излучении с подстилающей поверхности и небольшой облачности, низкой влажности и малых скоростях ветра. Кроме того, действует и динамический фактор, который обуславливает взаимосвязь воздушного потока с особенностями рельефа в расположении пяти вышеназванных метеорологических станций при наличии разрыва свойств подстилающей поверхности суша-море.

Таблица 2 – Характеристики СТНУ при наличии слабого ветра у поверхности земли в районе Одессы

Сезон	Число случаев	Мощность, м	Высота оси, м	Скорость ветра на оси, м·с <sup>-1</sup>	
				средняя	максимальная
Зима	31	800	830	20	26
Весна	27	450	580	20	26
Лето	20	280	520	17	22
Осень	21	550	900	18	23

В связи с тем, что низкотропосферные струи над побережьем Чёрного моря рассмотрены достаточно подробно [4], остановимся детальнее на струях над Молдовой.

Станция Кишинев расположена на правом склоне реки Босы на высоте около 90 м над уровнем моря. Долина реки шириной от 2 до 5 км, ориентированная с северо-запада на юго-восток, находится в среднем на высоте 75-80 м над уровнем моря. Местность расчленена балками и оврагами и в радиусе 5-10 км повышается на 200–240 м [5]. Сложный рельеф территории Молдовы с разнообразной экспозицией склонов создает значительные микроклиматические различия на сравнительно небольших расстояниях. Указанные особенности способствуют развитию как динамической, так и термической турбулентности и конвекции. Термической конвекции особенно благоприятствует неравномерность нагревания нижних слоев воздуха из-за различной экспозиции долины. Изрезанность рельефа усиливает динамическую турбулентность. Все это может приводить к развитию мощных восходящих и нисходящих движений воздуха в теплое время года. В жаркие дневные часы при значительном перегреве слоев воздуха на территории Молдовы часто развиваются пыльные и песчаные вихри. Они достигают нередко большого вертикального развития, и их прохождение сопровождается кратковременными шквалами и пыльными бурями. Сильная турбулентность приводит к порывистости ветра. Важнейшим проявлением турбулентности, кроме усиления ветра, является сглаживание вертикальных профилей всех метеорологических величин, т.е. уменьшение контрастов температуры, скорости ветра и других метеорологических параметров по вертикали.

Характерной особенностью ветрового режима в ПСА над территорией Молдовы является также наличие струйных течений нижнего уровня или, как ещё их называют, мезоструй [3, 5]. За исследуемый период (1983–1988 гг.) при наличии слабого ветра (0-4 м·с<sup>-1</sup>) у поверхности земли над Кишинёвом выявлена 51 низкотропосферная струя, что соответствует 83% струй, образующихся в этот период при различных (не только слабых) скоростях ветра у поверхности земли.

Преобладающее число СТНУ (70%), как и над Одессой, связано с циклоническим полем циркуляции, однако по сезонам их повторяемость существенно различается. В январе струи отмечаются в передней части циклонов (42% случаев), в малоградиентных полях повышенного и пониженного давления (по 17%), в размытых барических полях давления, в передней части антициклона и при северо-восточном переносе (по 12%). В апреле почти половина всех мезоструй (46%) формируется в малоградиентном поле низкого давления; 27% мезоструй отмечено в малоградиентном поле тёплого сектора циклона; наименьшее число струй (всего по одной) имело место в передней и юго-западной частях антициклона с центром над Восточной Европой или в районе восточных границ Украины. В июле СТНУ преимущественно (50%) связаны с тёплыми фронтами. В октябре зарегистрировано всего четыре мезоструи, наблюдающихся либо



при синоптических ситуациях, соответствующих передней части антициклона, либо при наличии северо-западного переноса.

Таким образом, наиболее благоприятные условия для возникновения струйных течений нижнего уровня в районе Кишинёва создаются при макропроцессах, соответствующих циклонической циркуляции (27%) и малоградиентному полю пониженного давления (22%). Скорость ветра на оси фронтальных струй различается незначительно. Причем, оси струй в зоне холодного фронта, как правило, расположены ниже, чем в зоне тёплого. Анализ пространственных разрезов показывает, что в исследуемом районе, как и во многих других [12], наиболее протяженные струи связаны с атмосферными фронтами.

Продолжительность сохранения низкотропосферной струи обычно не превышает 6 часов. Чаще они отмечаются в утренний срок зондирования. В случаях, когда СТНУ связаны с тёплыми фронтами, время их существования увеличивается до 24 часов. Чаще всего струи наблюдаются при наличии облаков нижнего яруса, но также могут отмечаться при ясном небе и облаках верхнего и среднего ярусов (что следует из анализа повторяемости СТНУ по типам синоптических процессов).

Направление ветра в мезоструях над Кишинёвом, в основном, южное и северо-западное. При этом в пограничном слое атмосферы наблюдается чаще правый поворот ветра с высотой, т.е. СТНУ связаны, как правило, с адвекцией тепла, исключение составляют струи, связанные с холодными фронтами.

Если говорить о годовом ходе повторяемости СТНУ, то над Молдовой в январе и апреле они формируются чаще, чем в другие сезоны (табл. 3). Очевидно, это обусловлено повышенной повторяемостью в нижней части атмосферы задерживающих слоёв, способствующих образованию низкотропосферных струй. Зимой территория Молдовы часто находится под воздействием западной периферии гребня, ориентированного с юго-запада на северо-восток; это приводит к образованию приземных инверсий, повторяемость которых, в сочетании со смешанными, составляет 34 % в ночные и утренние часы.

Суточный ход повторяемости СТНУ выражен слабо, хотя в ночные и утренние часы обнаруживается тенденция к увеличению их числа по сравнению с дневными. Следует отметить, что над Кишинёвом 90% струй формируется при наличии изотермий и инверсий; здесь действует, очевидно, и динамический фактор, обусловленный особенностями рельефа местности – холмистая равнина и наличие гор Кодры. Для столь ограниченного региона рельеф достаточно разнообразен и сложен. Ниже приведены средние значения основных характеристик СТНУ для ст. Кишинев-ГМО (табл. 3).

Таблица 3 – Сезонные характеристики СТНУ над Кишинёвом при слабом ветре

Месяцы	Число случаев	Среднее значение		Скорость ветра на оси, м·с <sup>-1</sup>	Максимальная скорость ветра на оси, м·с <sup>-1</sup>
		мощность, м	высота оси, м		
Январь	24	430	690	15	23
Апрель	15	490	750	18	23
Июль	8	610	800	16	26
Октябрь	4	400	820	18	20

Средняя мощность (разность высот слоя, охватываемого струйным течением) струи колеблется от 610 летом до 400 м осенью. С увеличением мощности струи

скорость на её оси, как правило, не возрастает. Сравнительный анализ количественных параметров струй показывает, что при слабом приземном ветре мощность и интенсивность СТНУ меньше, а располагаются они выше струй, при которых ветер у поверхности земли над Молдовой не ограничивается значениями слабого. Если учесть, что стратификация температуры воздуха при СТНУ, как правило, устойчивая и направление ветра в струе и у поверхности земли чаще отличается более чем на  $60^\circ$ , то вполне очевидно отсутствие обмена (или слабый обмен) количеством движения между струёй и приземными слоями воздуха, и, как следствие, формирование скорости приземного ветра до  $4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Устойчивость в слое атмосферы над струёй способствует ослаблению скорости ветра у поверхности земли до  $1-4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  (чаще до  $2-3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ) и увеличению сдвига ветра, информация о котором необходима для обеспечения безопасности воздушных судов при взлёте и заходе на посадку.

В Кишинёве повторяемость сильных сдвигов ветра больше под осью СТНУ. Сильные сдвиги ветра обычно наблюдаются при наличии задерживающих слоёв, которые, в свою очередь, влияют также и на форму струи. Над Молдовой преобладают также мезоструи, в верхней части которых вертикальный градиент скорости ветра меньше, чем в нижней (51%). Как видно из табл. 3, самые мощные струйные течения нижнего уровня тропосферы формируются летом, а самые высокие – осенью. В ночное время струи характеризуются инверсией и изотермией и, как следствие, меньшей интенсивностью турбулентного обмена между струей и «подструйным» слоем атмосферы. Средняя скорость ветра в СТНУ значительно сильнее весной и осенью, а летом и зимой струи менее интенсивны. Для сравнения (табл. 2) над Одессой струи в течение всего года интенсивнее, чем над Кишиневом. Практически все струйные течения связаны с задерживающими слоями: ночью – с приземными, днем – приподнятыми; лишь в летнее время иногда возможно образование слабого СТНУ при отсутствии задерживающего слоя.

**Выводы.** В целом по результатам выполненного исследования получено:

- струйные течения нижнего уровня тропосферы в районе Одессы чаще формируются в циклоническом поле давления и при периферийных атмосферных процессах; над Кишиневом наибольшее количество СТНУ наблюдается как при циклоническом типе циркуляции, так и в малоградиентных полях пониженного давления;
- над северо-западным побережьем Чёрного моря низкотропосферные струи интенсивнее, чем над Кишиневом;
- при слабом ветре у поверхности земли в пограничном слое атмосферы часто одновременно прослеживается низкотропосферное струйное течение и инверсия температуры (либо задерживающий слой в виде изотермии или замедленного градиента температуры).

## Литература

1. Ивус Г. П., Ефимов В. А., Агайар Э. В. Особенности внутренней структуры пограничного слоя при слабом ветре у поверхности земли в районе Одессы // Вісник ОДЕКУ, 2005. – Вип. 1. – С. 38-45.
2. Івус Г. П. Умови утворення та прогнозу слабого вітру біля поверхні землі та інверсій температури в районі Одеси: навч. посібн. [для студ. вищ. навч. закл.] / К.: НМК з гідрометеорології Міністерства України, 1998. – 112 с.

3. Ивус Г. П., Кивганов А. Ф., Тимофеев В. Е. Струйные течения нижних уровней атмосферы. – Киев: УМК ВО. – 1991. – 49 с.
4. Ивус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б. К вопросу о струйных течениях нижних уровней над Одессой // Метеорология, климатология и гидрология. – 1998. – Вып. 35. – С. 121-129.
5. Климат Кишинева / Под ред. В. Н. Бабиченко, Т. Г. Шевкун. – Л.: Гидрометеиздат. – 1982. – 168 с.
6. Климат Одессы / Под ред. Л. К. Смекаловой и Ц. А. Швер. – Л.: Гидрометеиздат. – 1986. – 174 с.
7. Казаков А. Л. Об использовании различной информации по ветру в прикладных исследованиях // Метеорология, гидрология та кліматологія. – 2005. – Вип. 49. – С. 190-203.
8. Луц Н. В. Многолетняя изменчивость скорости ветра в Восточном Приазовье // Метеорология и гидрология. 2001.– Вып. 2. – С. 98-102.
9. Мещерская А. В., Баранова А. А., Еремин В. В., Майстрова В. В. Изменение скорости ветра на севере России во второй половине XX века по приземным и аэрологическим данным // Метеорология и гидрология. – 2006. – Вып. 9. – С. 46-58.
10. Kolar M. Bodennahefeld der Luftstromung auf dem Gebiet der Stadt Brno // Scr. fac. sci. natur UJEP brun. – 1986. – 16. №8. – P. 405-413.
11. Storm B., Dudhia., Basy S., Swift A., Giammanco I. Evaluation of the weather research and forecasting model on forecasting low-level jets: implications for wind energy//Wind Energy. – 2008. – [www.interscience.wiley.com](http://www.interscience.wiley.com).
12. Tapp R.G. Patters of weak, near-surface winds at Melbourne, Australia. Boundary Layer Meteorol. – 1985. – 33. №4. – P. 397-414.

**Струменеві течії нижнього рівня атмосфери при слабкому вітрі у поверхні землі. Агайар Е.В.**

*Розглянуті особливості формування струменевих течій нижнього рівня атмосфери (СТНР) над територією Північно-Західного Причорномор'я їх зв'язок з наявністю слабкого вітру біля поверхні землі.*

**Ключові слова:** *СТНР, слабкий вітер, малоградієнтне поле, затримуючі шари.*

**Low-level jets in the presence of surface weak winds. Agayar E.V.**

*It was considered peculiarities formation of low-level jet streams over the territory of the North-Western Black Sea and their connection with the presence of a weak winds at the ground surface.*

**Keywords:** *low-level jet, weak wind, weak gradient field of pressure, inversion.*

## ВПЛИВ ПІВНІЧНОАТЛАНТИЧНОГО КОЛИВАННЯ НА ПОСУХИ В УКРАЇНІ В УМОВАХ СУЧАСНИХ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН

*Досліджується часовий розподіл індексу Північноатлантичного коливання протягом 1951–2010 рр. Визначено, що в період глобального потепління та істотного збільшення кількості й екстремальності посух в Україні в атмосфері Північної Атлантики переважала позитивна фаза зазначеної структури атмосферної телеконекції. Встановлений значущий зв'язок між змінами індексів посухи та Північноатлантичним коливанням з періодом 2-3 роки.*

**Ключові слова:** Північноатлантичне коливання, стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування, вейвлет-перетворення.

**Вступ.** Протягом останніх десятиріч спостерігається істотне збільшення екстремальних природних явищ, в том числі й посух. За результатами останніх досліджень виявлено, що більше 20% загальних збитків, що завдають природні явища, припадає на результати дії посух. Посухи, а особливо їх екстремальні прояви, прискорюють розвиток опустелювання в різних регіонах світу. У глобальному масштабі з 1970-х років площа, уражена посухою, збільшилася вдвічі.

Беззаперечно цьому процесу передуює інтенсивне антропогенне навантаження, що посилюється в умовах тривалих та інтенсивних посух. Проте більшість вчених пов'язують збільшення суворості та кількості посух в останні десятиріччя саме зі змінами глобального й регіонального клімату. За результатами дослідження Міжурядової групи експертів по змінам клімату [4], потепління кліматичної системи являється беззаперечним фактом, що доводять спостереження за глобальною середньою температурою повітря й океану, підвищенням глобального середнього рівня моря та таненням снігу й льоду. В середньому по всій земній кулі потепління в ХХ сторіччі відбувалося в двох фазах – у 1910–1940-х роках та починаючи з кінця 1970-их до теперішнього часу, а одинадцять з дванадцяти останніх років є найбільш теплими за всю історію інструментальних спостережень. Підвищення температури спостерігається по всій земній кулі, причому воно більш вагоме у високих північних широтах. Ймовірно, що збільшилась повторюваність хвиль тепла для більшості районів суходолу.

**Постановка проблеми.** Як відомо [3], головним фактором, що визначає мінливість клімату в Євроатлантичному секторі, є Північноатлантичне коливання (ПАК), яке відповідає за більш ніж третину всієї мінливості приземного тиску, а також від 20 до 60% мінливості температури та опадів холодного періоду над Скандинавією, Гренландією, Європою та Середземномор'ям. При цьому розрізняють дві фази ПАК. Тиск нижче нормального над Ісландією і вище нормального на Азорськими островами (так звана додатна фаза ПАК) викликає великі баричні градієнти, а зворотне співвідношення (від'ємна фаза ПАК) – їх зменшення. Зміни середньої циркуляції над Північною Атлантикою, пов'язані з ПАК, супроводжуються змінами інтенсивності та кількості інтенсивних циклонів, шляхів їх переміщення та погодних умов у них. Коли протягом холодної пори року переважає додатна фаза ПАК, швидкості вітру біля поверхні землі є більшими, а циклони, що зміщуються з заходу на схід через Північну Атлантику, є глибшими. Внаслідок цього спостерігається більш волога та тепла зима над Північною Європою та східним узбережжям США, а над Гренландією та Середземномор'ям – більш холодна та суха [7]. Дослідженню впливу Північноатлантичного коливання на різні гідрометеорологічні величини в

Європейському секторі присвячена велика кількість наукових робіт. В свою чергу, вплив ПАК на територію України вивчений дещо меншою мірою. Тому, в даній роботі зроблена спроба дослідження часового розподілу індексу Північноатлантичного коливання та мінливості посух, й встановлення їх взаємозв'язку в умовах сучасних змін клімату.

**Матеріали та методи дослідження.** Для визначення просторово-часової мінливості посух в умовах глобальних змін клімату використовувався багатомасштабний індекс посухи – стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування (SPEI) [10]. Для цієї роботи індекси посухи SPEI розраховані в період з 1951 по 2010 рр. з масштабом часу 12 місяців. Досліджувались два пункти спостереження, що розташовані на півночі та півдні України, – Чернігів та Одеса. Як відомо, вплив ПАК на територію України не може розглядатися в повному обсязі, тому що Україна знаходиться в перехідній зоні між процесами, пов'язаними з ПАК. Наприклад, в період негативної фази ПАК циклони рухаються на північ країни і не викликають значних змін в температурі і кількості опадів в Україні, як це відбувається в Західній Європі. Проте, позитивна фаза ПАК може бути пов'язана з посушливими умовами в південних регіонах країни. Тому саме полярно різні регіони досліджувались у даній роботі.

Для обчислення індексу SPEI використовувалась база даних середньомісячної температури повітря та опадів з кроком сітки  $0,5^\circ$  з 1948 року по теперішній час, яка нещодавно створена в Національному центрі з прогнозування клімату [5, 6]. Треба зазначити, що середнє значення SPEI дорівнює нулю, а середньоквадратичне відхилення – одиниці. При цьому, явище посухи фіксується в тому випадку, якщо SPEI приймає значення  $\leq -1$ . Цей індекс є стандартизованою величиною і може бути порівняний з аналогічними величинами в інших пунктах та за інший проміжок часу. Категорії посух для різних величин SPEI визначені у табл. 1.

Таблиця 1 – Критерії посухи за стандартизованим індексом опадів та сумарного випаровування

Значення SPEI	Категорія посухи
$-0,99 \leq \text{SPEI} < 0$	Посушливі умови
$-1,49 \leq \text{SPEI} < -1$	Помірна посуха
$-1,99 \leq \text{SPEI} < -1,5$	Інтенсивна посуха
$\text{SPEI} \leq -2$	Екстремальна посуха

Як вихідні дані для дослідження мінливості ПАК, використаємо середньомісячні дані індексу ПАК Національного центру передбачення клімату США (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>). Одна з найбільш поширених методик визначення ПАК ґрунтується на використанні компонентного аналізу [2], згідно якої ПАК визначається за власними векторами матриці взаємної коваріації або кореляції, розрахованих за часовими рядами значень атмосферного тиску на рівні моря (чи якоїсь іншої придатної метеорологічної величини) у вузлах сітки. Власні вектори, кожний з яких є ортогональним у просторі та за часом до інших, потім масштабують відповідно до кількості (у відсотках) загальної дисперсії даних, яку вони пояснюють. За таким лінійним підходом припускається, що найкращими режимами атмосферної циркуляції є диполі, в яких аномалії обернених знаків мають майже однакову просторову структуру.

Процедура застосування компонентного аналізу для розрахунку індексів структур телеконекції є такою. Для кожного з місяців року за допомогою компонентного аналізу за даними про поля аномалій стандартизованих

середньомісячних висот АТ-500 гПа визначаються десять головних компонентів. Потім для цих компонентів застосовуються процедура Варімакс, в якій індекси для структур телеконекції, виявлених як десять головних компонентів, одночасно розраховуються для кожного з місяців за допомогою методу найменших квадратів. Таким чином, ці індекси є розв'язком системи рівнянь та відображують комбінацію режимів, які пояснюють найбільшу просторову мінливість спостереженого поля аномалій стандартизованих середньомісячних висот АТ-500 гПа у певний місяць року [2].

Існує припущення про наявність зв'язку між мінливістю ПАК та просторо-часовим розподілом індексу SPEI, що є об'єктивним показником посух, проте кількісно виразити такий зв'язок дуже важко. Тому, в даній роботі для виявлення впливу Північноатлантичного колювання на виникнення посух на території України застосовуємо вейвлет-перетворення, яке є достатньо гнучким у пристосуванні до локальних змін періоду сигналів, що змінюються в широких межах. Відомо, що вейвлет-розкладання є ефективним засобом для аналізу нестационарних часових рядів. Процедура безперервного вейвлет-перетворення детально наведена в роботі Торренса і Компо [8]. В даній роботі приведемо короткий опис методу вейвлет-перетворення.

Вейвлети є функціями стандартних блоків і аналогічні тригонометричним функціям синус та косинус. Перетворення Фур'є добуває деталі з частоти сигналу, але вся інформація про розташування окремої частоти всередині сигналу втрачається. Тому при аналізі нестационарних сигналів вейвлети за рахунок своєї локальності мають суттєву перевагу над перетворенням Фур'є. Припустимо, що є часовий ряд  $x_n$  з інтервалом  $\delta t$  і  $n = 0 \dots N-1$ , де  $N$  - кількість значень цього часового ряду. Припустимо також, що є вейвлет-функція  $\psi_0(\eta)$ , яка залежить від безрозмірного "часового" параметру  $\eta$ . Для того, щоб ця функція розглядалась як вейвлет, необхідно щоб вона мала середнє значення рівне нулю і була локалізована за часом та частотою

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2}, \quad (1)$$

$$\hat{\psi}_0(s\omega) = \pi^{-1/4} H(\omega) e^{-(s\omega - \omega_0)^2/2},$$

де  $\omega_0$  – безрозмірна частота, яка тут дорівнює 6 для задоволення умови допустимості.  $H(\omega)$  – функція Хевісайда з  $H(\omega) = 1$  для  $\omega > 0$  і  $H(\omega) = 0$  для  $\omega \leq 0$ .

Термін вейвлет-функція зазвичай використовується як до ортогональних, так і до не-ортогональних функцій. Безперервне вейвлет-перетворення дискретної послідовності  $x_n$  визначається як сукупність  $x_n$  масштабованою і зміщеною версією  $\psi_0(\eta)$

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \psi^* \frac{(n' - n)\delta t}{s}, \quad (2)$$

де надрядковий символ "\*" вказує комплексне спряження. У виразі (2) підрядковий символ "0" у  $\psi$  був опущений для вказівки того, що  $\psi$  була нормалізована. Змінюючи масштаб вейвлету  $s$  і зсув уздовж локалізованого часового індексу  $n$ , можна визначити як амплітуду по відношенню до масштабу, так і як ця амплітуда змінюється у часі. Хоч вейвлет-перетворення може бути здійснене за допомогою виразу (2), значно швидше розрахунки виконуються у просторі Фур'є.

Щоб апроксимувати неперервне вейвлет-перетворення, згортка (2) має бути зроблена  $N$  разів для кожного масштабу. Теорема про згортку дозволяє зробити  $N$  згорток одночасно за допомогою дискретного перетворення Фур'є

$$\hat{x}_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-2\pi i k n / N}, \quad (3)$$

де  $k = 0, 1, \dots, N-1$  – індекс частоти.

Через те, що перетворення Фур'є функції  $\psi(t/s)$  задається через  $\hat{\psi}(s\omega)$ , то вейвлет-перетворення визначається як зворотне перетворення Фур'є

$$W_n(s) = \sum_{k=0}^{N-1} \hat{x}_k \hat{\psi}^*(s\omega_k) e^{ik\omega_k \delta t}, \quad (4)$$

де кутова частота дорівнює

$$\omega_k = \begin{cases} \frac{2\pi k}{N\delta t} & k \leq \frac{N}{2}, \\ -\frac{2\pi k}{N\delta t} & k > \frac{N}{2}. \end{cases} \quad (5)$$

Використовуючи вираз (4) та стандартну процедуру перетворення Фур'є, можна одночасно виконати неперервне вейвлет-перетворення (для заданих  $s$ ) на усіх  $n$ .

Щоб забезпечити порівнянність вейвлет-перетворень (4) поміж собою, вейвлет-функція нормалізується на кожному масштабі  $s$

$$\hat{\psi}(s\omega_k) = \sqrt{\frac{2\pi s}{\delta t}} \psi_0(s\omega_k). \quad (6)$$

Через те, що вейвлет-функція є взагалі комплексною, вейвлет-перетворення  $W_n(s)$  також є комплексним. Тоді перетворення може бути поділено на дійсну  $\Re\{W_n(s)\}$  та уявну  $\Im\{W_n(s)\}$  частини або на амплітуду  $|W_n(s)|$  та фазу  $\tan^{-1}[\Im\{W_n(s)\}/\Re\{W_n(s)\}]$ . Нарешті, можна визначити енергетичний вейвлет-спектр як  $|W_n(s)|^2$ .

Після того, як вибрана вейвлет-функція, необхідно вибрати масштаби  $s$  для використання у вейвлет-перетворенні (4). Щоб відобразити більш повну картину, для неортогонального вейвлет-аналізу можна використати довільний набір масштабів

$$s_j = s_0 2^{j\delta j}, \quad (7)$$

де  $s_0$  – найменший розв'язуваний масштаб,

$J$  – найбільший масштаб;  $J = \delta j^{-1} \log_2(N\delta t/s_0)$ .

Масштаб  $s_0$  має бути вибраний таким, щоб еквівалентний період Фур'є дорівнював приблизно  $2\delta t$ . Вибір достатньо малого  $\delta j$  залежить від ширини спектрального простору вейвлет-функції. Для вейвлета Морле  $\delta j \approx 0,5$  є найбільшим значенням, за якого все ще можлива адекватна дискретизація за масштабом, тим часом як для інших вейвлет-функцій можуть використовуватися більші значення. Природно, що менші значення  $\delta j$  забезпечують більш високе розділення.

Через те, що зазвичай часові ряди мають скінченну довжину, на початку і наприкінці енергетичного вейвлет-спектра мають місце помилки внаслідок того, що у (2) припускається циклічність даних. Вирішенням цієї проблеми є додавання нулів до кінця часового ряду та вилучення їх після виконання вейвлет-перетворення. Частіше за все кількість доданих нулів є такою, щоб довжина часового ряду  $N$  після додавання була діадичною, що обмежує крайові ефекти та прискорює перетворення Фур'є. Додавання нулів, природно, призводить до невизначеності поблизу меж. Тому вводиться поняття заглибу депресії, яка є зоною вейвлет-спектра, де межові ефекти є істотними, і визначається як час експоненціальної згортки для автокореляції вейвлет-спектра на кожному масштабі. Для вейвлета Морле цей час дорівнює  $\sqrt{2}s$ .

Наступним етапом аналізу часового ряду за допомогою неперервного вейвлет-перетворення є визначення відповідного фонового спектра для визначення рівня значущості результатів, після чого припускається, що різні реалізації процесу будуть випадково розподілені поряд з цим фоном і реальний спектр може бути порівняний з цим випадковим розподілом. Для більшості геофізичних явищ слухним фоном спектром є білий шум (рівномірний спектр Фур'є) або червоний шум (збільшення

енергії зі зменшенням частоти).

Простою моделлю червоного шуму є одновимірний авторегресійний процес із запізнюванням AR(1)

$$x_n = \alpha x_{n-1} + z_n, \quad (8)$$

де  $z_n$  – гаусів білий шум.

Дискретний енергетичний спектр Фур'є для (8) після нормалізації задається у вигляді

$$P_k = \frac{1 - \alpha^2}{1 + \alpha^2 - 2\alpha \cos(2\pi k/N)}, \quad (9)$$

де  $k = 0, 1, \dots, N/2$  – індекс частоти.

Відповідно, вибравши певний параметр  $\alpha$ , можна використовувати (9) як модель спектра червоного шуму, а встановивши  $\alpha = 0$  – білого шуму.

Нульова гіпотеза для енергетичного вейвлет-спектра задається у такий спосіб. Припускається, що часовий ряд має середній енергетичний спектр, можливо заданий за допомогою (9). Якщо пік енергетичного вейвлет-спектра істотно вище цього фонового спектра, то цей пік може розглядатися як особливість процесу з певним ступенем упевненості.

Нормалізований енергетичний спектр Фур'є задається через  $N|\hat{x}_k|^2/2\sigma^2$ , де  $\sigma^2$  – дисперсія часового ряду. Якщо  $x_n$  є випадковою змінною, яка підлягає нормальному розподілу, то і дійсна, й уявна частина  $\hat{x}_k$  розподілені нормально. Через те, що квадрат нормально розподіленої величини підлягає розподілу хі-квадрат з одним ступенем свободи, то  $|\hat{x}_k|^2$  підлягає розподілу хі-квадрат з двома ступенями свободи, який позначається, як  $\chi_2^2$ . Тоді, щоб визначити 95% рівень значущості, потрібно помножити фоновий спектр на 95-ту центиль величини для  $\chi_2^2$ . Нарешті, припускаючи середній фоновий спектр (червоний шум), розподіл для енергетичного спектра Фур'є є

$$\frac{N|\hat{x}_k|^2}{2\sigma^2} \Rightarrow \frac{1}{2} P_k \chi_2^2 \quad (10)$$

для кожного індексу частоти  $k$ , а « $\Rightarrow$ » позначає «розподілено як». Відповідний розподіл для локального енергетичного вейвлет-спектра є

$$\frac{|W_n(s)|^2}{2\sigma^2} \Rightarrow \frac{1}{2} P_k \chi_2^2 \quad (11)$$

для кожного часу  $n$  і масштабу  $s$ . Значення  $P_k$  у (11) є середнім спектром на частоті Фур'є, яка відповідає масштабу вейвлета  $s$ . За винятком співвідношення між  $k$  та  $s$ , вираз (11) не залежить від вейвлет-функції. Після знаходження відповідного фонового спектра і вибору конкретної значущості для  $\chi_2^2$ , наприклад, 95%, можна розрахувати (11) на кожному масштабі.

**Основні результати.** Проаналізуємо розподіл індексу Північноатлантичного колювання протягом періоду дослідження, тобто з 1951 по 2010 рр. При цьому для вивчення часової мінливості індексу ПАК в загальному вигляді розглянемо нормалізовані середньосезонні (з грудня по березень) значення вказаного показника, оскільки Північноатлантичне колювання та його вплив на погодні умови Європи є найбільш активний саме в зимові місяці. Результати багатьох досліджень показують, що зимові індекси ПАК відображають просторову структуру ПАК для всього року.

З рис. 1 видно, що починаючи з 1950-х років в основному переважала від'ємна фаза ПАК. Позитивні значення індексу фіксувались лише в окремі роки. Максимальні



від'ємні значення індексу ПАК зареєстровані наприкінці 1960-х – на початку 1970-х років. Далі спостерігається тривалий проміжок часу з позитивними значеннями індексу ПАК, проте, кінець 1970-х відзначився зміною фази та переважанням негативних показників. Однак вагомих змін індекс ПАК зазнає лише з початку 1980-х років, а це співпадає з початком періоду глобального потепління та значним підвищенням середньої температури повітря.

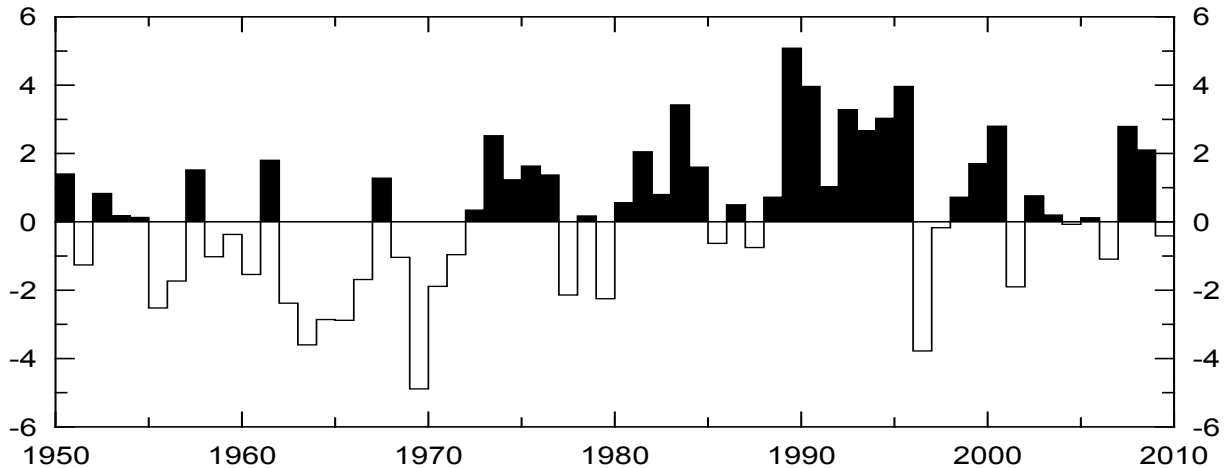


Рис. 1 – Сезонний (грудень-березень) розподіл індексу ПАК протягом 1951–2010 рр.

Позитивна фаза Північноатлантичного колювання переважно була панівною протягом кінця ХХ – початку ХХІ століття.

Як зазначалось у попередньому дослідженні [1], в цей час фіксується й істотне збільшення кількості, тривалості та суворості посух в Україні. Аналізуючи особливості просторово-часового розподілу основних характеристик посух було виявлено, що найбільш тривалі та суворі посухи спостерігались протягом 1981–2010 рр. Зосереджувались вони в основному над південно-західними та західними регіонами України. Тривалість і суворість посух протягом 1951–1980 рр. була дещо меншою й розташовувались вони на півночі та північному сході країни.

Таким чином, можна зауважити, що починаючи з 1980-х років, коли фіксувалось зростання кількості й екстремальності посух в Україні, в атмосфері Північної Атлантики переважала позитивна фаза ПАК.

Для більш детального аналізу зв'язку Північноатлантичного колювання та індексу посухи SPEI й виявлення переважаючої фази ПАК, під впливом якої формуються посушливі умови в Україні, були побудовані гістограми повторюваності різних градацій індексу SPEI з масштабом часу 12 місяців окремо для негативної та позитивної фази для пунктів Одеса та Чернігів (рис. 2). При цьому слід зазначити, що гістограми показують повторюваність різних градацій SPEI з масштабом часу 12 місяців, якщо ПАК перебуває в позитивній фазі ( $> 0,5$ ) або в негативній ( $< -0,5$ ).

В Одесі при позитивній фазі ПАК (рис. 2а) простежується чітке переважання від'ємних значень індексу SPEI, що свідчить про наявність посушливих умов або посух. Протилежна ситуація спостерігається у випадку негативної фази ПАК. Оскільки рис. 2б показує, що фіксується значне зміщення в сторону додатних значень індексу посухи SPEI, що характеризує умови надмірного зволоження. Дещо інші результати отримані для Чернігова. Порівнювати результати, отримані для Одеси та Чернігова, можна відзначити, що у випадку негативної фази (ПАК  $< -0,5$ ) в Чернігові, як і в Одесі, найбільшу повторюваність мають додатні значення SPEI, тобто спостерігаються умови надмірного зволоження. Для позитивної фази (ПАК  $> 0,5$ ), на відміну від Одеси, в

Чернігові не відзначається значного переважання від'ємних показників індексу посухи, а спостерігаються як посушливі, так і "вологі" умови.

Тобто, попередні припущення, що посухи в Україні формуються в своїй більшості при позитивній фазі індексу Північноатлантичного колювання, підтверджують і результати представлені на рис. 2.

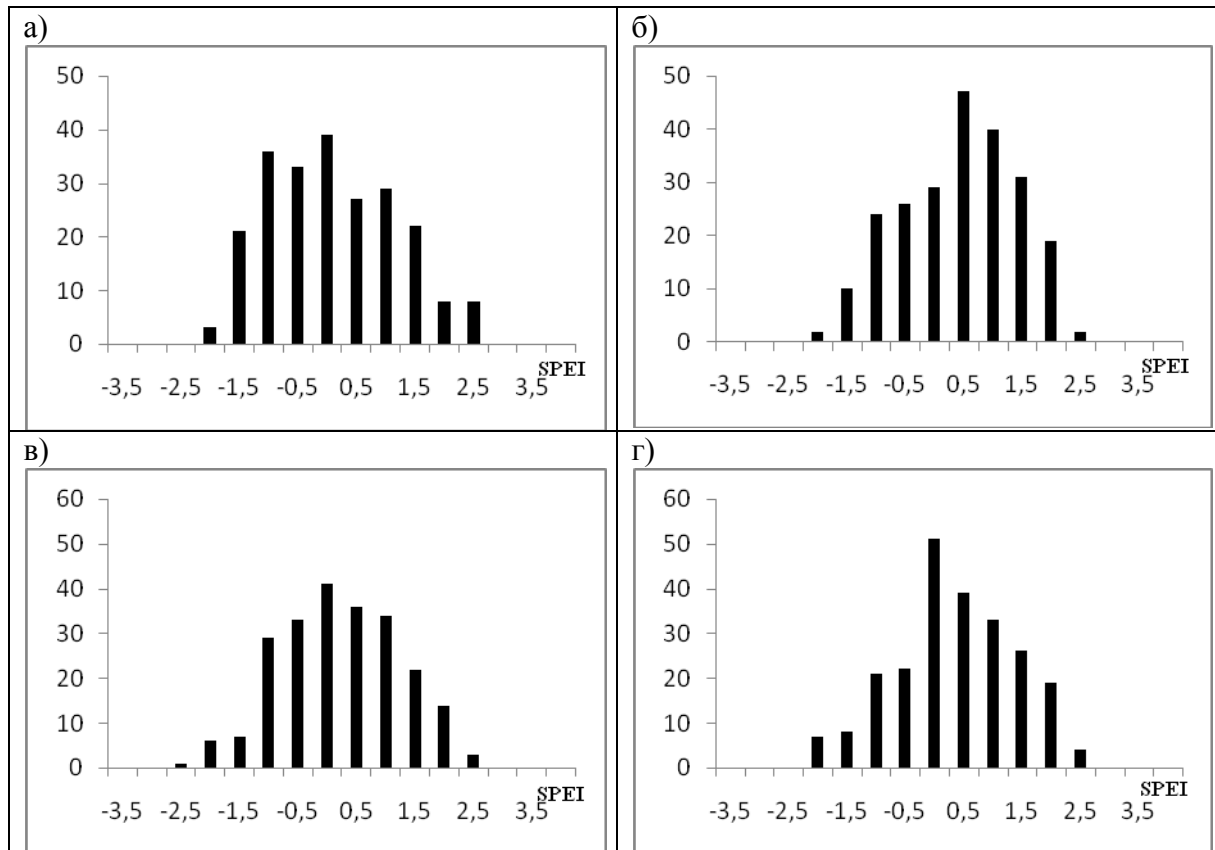


Рис. 2 – Повторюваність посух (SPEI 12) залежно від фази ПАК в Одесі (а – позитивна фаза; б – негативна фаза) та в Чернігові (в – позитивна фаза; г – негативна фаза) протягом 1951–2010 рр.

Далі для виявлення зв'язку та його кількісного опису між процесами, що виникають над Північною Атлантикою, та умовами формування посух над Україною застосуємо методику вейвлет-аналізу. Як вихідні дані використаємо два часових ряди. Перший – це безпосередньо середньомісячні значення індексу Північноатлантичного колювання в період з 1951 по 2010 рр., другий – значення індексу посухи SPEI з масштабом часу 12 місяців, що також розраховані для кожного місяця, протягом цього ж періоду часу для Одеси та Чернігова (рис. 3).

Рівень значущості 5 % показано товстими лініями. Відносна фаза позначається стрілками. Якщо стрілки направлені праворуч, то два ряди перебувають у фазі, ліворуч – у протифазі. В тому випадку, коли стрілки направлені догори – перший ряд випереджає другий, вниз – навпаки. В даній роботі для виявлення зв'язку між індексами ПАК та SPEI застосуємо так зване перехресне вейвлет-перетворення (cross-wavelet). Перехресне вейвлет-перетворення (XWT) двох часових рядів  $x_n$  і  $y_n$  визначається як  $W^{XY} = W^X W^{Y*}$ , де зірочка позначає комплексне сполучення. Далі потужність сигналу вейвлет-перетворення визначається як  $|W^{XY}|$  і комплексний

аргумент  $\arg(W^{XY})$  є локальною відносною фазою між  $x_n$  і  $y_n$  в частотно-часовому просторі.

Аналіз перехресного вейвлет-перетворення індексу посухи SPEI з масштабом часу 12 місяців та середньомісячних значень індексу ПАК, виконаний для пункту Одеса, показав, що існує значущий зв'язок між змінами індексів посухи та ПАК з періодом 2-3 роки. Найбільш значуща широка смуга спостерігається протягом 1970–2000 рр., тобто в період глобального потепління. При чому стрілки направлені ліворуч, що свідчить про те, що ці два ряди перебувають в протифазі. Через те, що індекс ПАК мав тенденцію до зростання, то SPEI, перебуваючи в протифазі, буде зменшуватись, тобто набувати більш від'ємних значень, що, в свою чергу, пояснює посилення інтенсивності та суворості посух в Україні в останні десятиріччя.

У випадку станції Чернігів, на відміну від Одеси, такої широкої смуги вейвлет-перетворення не зафіксовано, хоча й спостерігаються поодинокі значущі осередки з періодом також 2-3 роки.

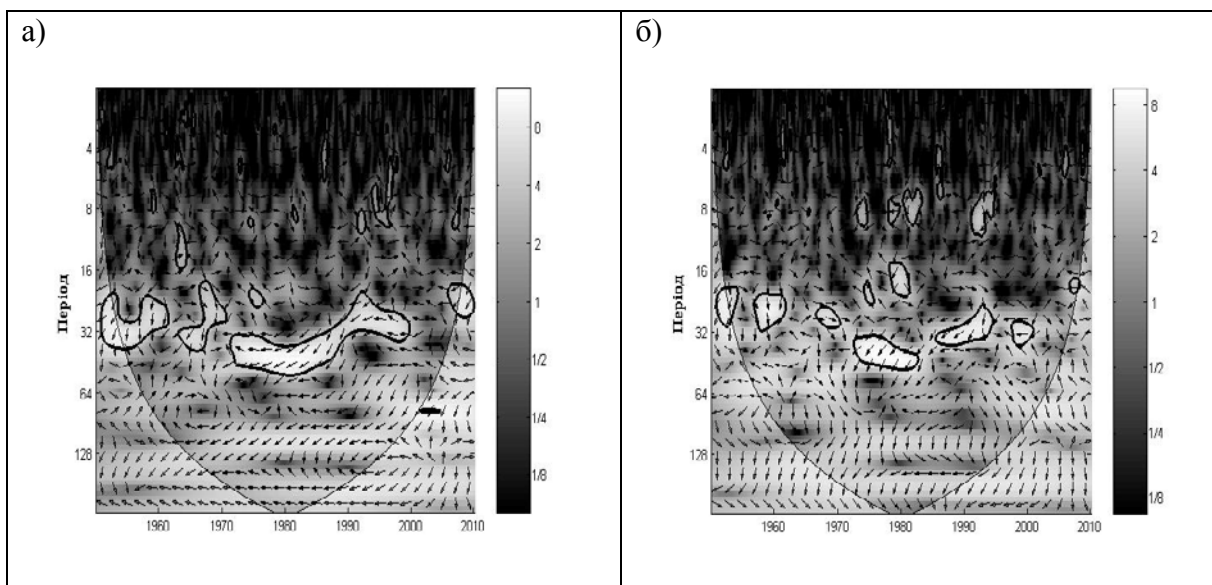


Рис. 3 – Вейвлет-перетворення індексів ПАК та SPEI з масштабом часу 12 місяців в м. Одеса (а) та м. Чернігів (б) в період 1951–2010 рр.

**Висновки.** В даній роботі виявлено, що в умовах сучасних змін клімату на території України спостерігається істотне збільшення кількості, тривалості та інтенсивності посух. Встановлено, що одним з головних чинників, що впливає на умови формування посух в Україні є Північноатлантичне коливання. Аналіз часового розподілу індексу ПАК протягом періоду 1951–2010 рр. показав, що в період глобального потепління та інтенсивного росту кількості посушливих явищ, тобто з 1980-х років і до теперішнього часу, переважала позитивна фаза ПАК. Побудовані гістограми розподілу стандартизованого індексу SPEI також демонструють, що посухи в Україні формуються в своїй більшості за позитивної фази Північноатлантичного коливання, особливо це стосується південних регіонів країни. Застосування вейвлет-аналізу двох часових індексів ПАК та SPEI показало, що найбільш значущий зв'язок між індексом посухи SPEI та ПАК зафіксований приблизно в періодом 2-3 роки. При чому два ряди перебувають в протифазі, це пояснює збільшення частоти та інтенсивності посух в Україні в період панування позитивної фази Північноатлантичного коливання.

## Список літератури

1. Хохлов В.М., Єрмоленко Н.С. Про зв'язок середнього річного стоку р. Південний Буг з посухами в період 1951–2010 рр. // Вісник ОДЕКУ. – 2013. – Вип. 16. – С. 51–59.
2. Школьнік Є.П. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: підручник / Школьнік Є.П., Лоєва І.Д., Гончарова Л.Д. – К.: Міносвіти України, 1999. – 600 с.
3. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Mon. Wea. Rev. – 1987. – V. 115. – P. 1083–1126.
4. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis* / S. Solomon et al. Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. – Cambridge University Press, 2007. – 996 p.
5. Fan Y., H. van den Dool. A global monthly land surface air temperature analysis for 1948–present. // Journal of Geophysical Research. – 2008. – Vol. 113 – D01103.
6. Fan Y., H. van den Dool. Climate Prediction Center global monthly soil moisture data set at 0.5° resolution for 1948 to present. // Journal of Geophysical Research. – 2004. – Vol. 109. – D10102.
7. Hurrell J.W. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on northern hemisphere temperature // Geophys. Res. Lett. – 1996. – V. 23. – P. 665–668.
8. Khokhlov V.N. Atmospheric teleconnection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis / V.N. Khokhlov, A.V. Glushkov, I.A. Tsenenko // Nonlinear Processes in Geophysics. – 2004. – Vol. 11, No. 3. – P. 295–301.
9. Torrence C., Compo G.P. A practical guide to wavelet analysis // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1998. – V. 79. – P. 61–78.
10. Vicente-Serrano S.M., Beguería S., López-Moreno J.I. A multiscale drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index // Journal of Climate. – 2010. – Vol. 23, Iss. 7. – P. 1696–1718.

### **Влияние Североатлантического колебания на засухи в Украине в условиях современных климатических изменений. Ермоленко Н.С.**

*Исследуется временное распределение индекса Североатлантического колебания в течение 1951–2010 гг. Определено, что в период глобального потепления и существенного увеличения количества и экстремальности засух в Украине в атмосфере Северной Атлантики преобладала положительная фаза указанной структуры атмосферной телеконнекции. Установлена значимая связь между изменениями индексов засухи и Североатлантическим колебанием с периодом 2–3 года.*

**Ключевые слова:** Североатлантическое колебание, стандартизованный индекс осадков и суммарного испарения, вейвлет-преобразование.

### **Influence of North Atlantic Oscillation on droughts in Ukraine in conditions of modern climate change. Yermolenko N. S.**

*We study the time distribution of the North Atlantic Oscillation index during 1951–2010. It was found that the positive phase of this teleconnection pattern was dominant during the global warming and resulted in the significant increase in the number and extremity of drought in Ukraine. It was also revealed the significant relationship between changes in the indices of drought and North Atlantic Oscillation with the period of 2–3 years.*

**Keywords:** North Atlantic Oscillation, standardized precipitation evapotranspiration index, wavelet transform.

## **СХЕМИ ПЕРЕТВОРЕННЯ ЕНЕРГІЇ В БЛОКУЮЧОМУ АНТИЦИКЛОНІ**

*Запропоновано стадії енергетичної взаємодії блокуючої ситуації з процесами, які відбуваються в її оточенні. Визначено типові схеми перетворення різних видів енергії для кожної стадії.*

**Ключові слова:** енергетика атмосфери, блокуючий антициклон, стадії енергетичної взаємодії

**Постановка проблеми у загальному вигляді.** Енергетичні характеристики вихорів синоптичного масштабу аналізуються тривалий період часу. Але тільки в останні приблизно два десятиріччя, після того як були сформовані загальнодоступні бази даних ре-аналізу, виникла можливість розрахунку та аналізу атмосферної енергетики майже для будь-якого синоптичного об'єкту над будь-яким районом земної кулі за будь-який період часу. Проте треба відзначити, що переважна більшість досліджень енергетики вихорів синоптичного масштабу зосереджувалася на циклонах помірних широт. Для антициклонів, на відміну від циклонів, майже зовсім не проводився аналіз атмосферної енергетики, хоча вплив, наприклад, блокуючих антициклонів на формування екстремальних погодних умов, таких як посухи, хвилі тепла, суховії тощо є суттєвим. Внаслідок того, що енергетика атмосфери дозволяє розглядати динамічні процеси, які відбуваються в блокуючих антициклонах, в усьому їх різноманітті, представлене дослідження виявило певні особливості еволюції процесу блокування та енергетичної взаємодії антициклону з його оточенням, зокрема циклонами помірних широт. Метою роботи було отримання схематичної картини енергообміну між блокуючим процесом та навколишнім оточенням, а саме циклонічними утвореннями та атмосферними фронтами, а також визначення стадій енергетичної взаємодії блокуючого антициклону з іншими синоптичними об'єктами.

**Аналіз останніх досліджень і публікацій.** Можливо першими, хто досліджував вплив блокуючого антициклону на енергетичні характеристики загальної циркуляції атмосфери, були Кунг и Бейкер [1], які використали розкладання атмосферної енергетики у просторі зональних хвильових чисел [2]. Вони показали, що взимку, коли блокуючий антициклон охоплює велику територію у Північній півкулі, під час процесу блокування кінетична енергія передається по спектру від хвильових чисел  $n = 3 \div 10$  до  $n = 1 \div 2$ , що й є причиною виникнення та розвитку антициклону. Запаси кінетичної енергії на  $n = 3 \div 10$  підтримуються інтенсивним барокліним перетворенням з доступної потенціальної енергії. Влітку, коли розміри антициклону були не такими великими, як взимку, процес блокування існував за рахунок передавання кінетичної енергії до хвильового числа  $n = 4$  та її підживлення за рахунок барокліного перетворення в усьому спектрі хвильових рухів. Цікавим продовженням їх роботи є дослідження, виконане Фурньє [3] за допомогою вейвлет-перетворення. Це дозволило йому виявити не тільки передавання вихрової кінетичної енергії від вихорів меншого масштабу до великомасштабного блокуючого гребеня, тобто вгору по спектру рухів, але й зворотній процес – підживлення енергією окремих вихорів синоптичного масштабу за рахунок малорухомого, великого за розмірами антициклону. Ватараї та Танака [4] виконали аналіз енергетики для великої кількості випадків блокуючих процесів за формулюванням, що ґрунтується на поняттях середнього та зсувного потоків. Такий підхід дозволив виявити дві головні відмінності, що мають місце за інтенсивного процесу блокування. По-перше, для випадків блокуючого антициклону є характерним приплив механічної енергії середнього руху до зони поблизу гребеня, що

не спостерігається за відсутності блокування. По-друге, кінетична енергія середнього потоку у верхній частині атмосфери зменшується для випадків блокуючого антициклону внаслідок її перенесення у східному напрямку. Таким чином, конвергенція потоку механічної енергії середнього руху поблизу гребеня може вважатися ознакою виникнення процесу блокування. Хохлов [5] виявив, що на початкових стадіях розвитку в рухливих антициклонах відзначаються істотні перетворення доступної потенціальної енергії у кінетичну разом з припливом останньої через бокові межі вихору. Для стаціонарних антициклонів ці процеси мають місце тільки у верхній атмосфері, тобто над атмосферним вихором. Саме це, з точки зору автора й є причиною того, що одні області підвищеного тиску у подальшому розвиваються у блокуючі процеси, а інші залишаються звичайними синоптичними утвореннями. Цікавим є й те, що, починаючи з роботи Міхалідеса [6], використовувалася схема розрахунку, яка ґрунтується на рівняннях, запропонованих Лоренцем [2] для глобальної атмосфери. Як відомо, Лоренц запропонував розглядати енергетичний цикл в атмосфері між середньої кінетичною, середньою доступною потенціальною, вихровою кінетичною та вихровою доступною потенціальною енергіями. Міхалідес же вивів рівняння для відкритої системи, якою є циклони та антициклони помірних широт. Мішра і Рао [7], застосувавши формулювання Міхалідеса, проаналізували вертикальний розподіл енергетичних характеристик атмосфери і виявили, що найбільш активні процеси перетворення та переносу енергії у циклоні мають місце у верхній тропосфері та нижній стратосфері. За їх результатами, динамічна взаємодія вихору та великомасштабного потоку обмежена шаром 350-100 гПа, що підтверджується вертикальним розподілом перетворення середньої кінетичної та вихрової доступної потенціальної у вихрову кінетичну енергію, а також генерації потенціальної енергії.

Кей та ін. [8] аналізували різницю в енергетичних характеристиках між низькочастотними та високочастотними вихорами. З першими, певною мірою, можна асоціювати блокуючі антициклони, а з другими – звичайні вихори синоптичного масштабу. Автори цієї роботи показали, що з енергетичної точки зору низькочастотні вихори, які розташовуються поблизу вісі струменевої течії, є майже ідентичними високочастотним – вони також еволюціонують за рахунок бароклінності через перенесення тепла в напрямку полюсу та перетворення вихрової доступної потенціальної енергії у вихрову кінетичну. Якщо ж розглядати перетворення середньої кінетичної енергії у вихрову кінетичну, то існує невелика, але істотна відмінність. Зокрема, низькочастотні вихори підживлюються енергією на боці струменевої течії з циклонічним зсувом, а високочастотні – набагато північніше від цієї зони. Також, на боці струменевої течії з антициклонічним зсувом низькочастотні вихори дістають енергію, а високочастотні – втрачають [8].

Пецца та ін. [9] досліджували енергетику атмосфери для пари «інтенсивний циклон – блокуючий антициклон» над Аляскою і виявили, що саме зона підвищеного тиску відіграє ключову роль безпосередньо перед виникненням циклону, коли має місце істотне бароклінне перенесення енергії від антициклону до його оточення. Треба відзначити, що ця робота є, найвірогідніше, першою, в якій визначається вплив антициклону на сусідній циклонічний вихор. Пецца та ін. [9] також показали, що баротропне перетворення енергії, тобто з середньої кінетичної у вихрову кінетичну енергію, є суттєвим чинником на першій стадії розвитку циклону, після чого основним стає бароклінне перетворення – з вихрової доступної потенціальної у кінетичну енергію.

**Основний матеріал і методи дослідження.** Вихідними даними в дослідженні були тривимірні поля об'єктивного аналізу NCEP-NCAR з 1 січня 1998 по 31 грудня

2008 року для області 40°-70° півн.ш. і 0°-70° сх.д. Горизонтальне розділення сітки становить 2,5° по широті і довготі; інтервал між строками складає 24 години. Метеорологічні величини, які використовуються у дослідженнях, це зональна та меридіональна складові вектора швидкості вітру  $u$  і  $v$ , аналог вертикальної швидкості в ізобаричній системі координат  $\tau$  та температури повітря  $T$ . Для опису енергетики досліджуваної області використовувалися такі характеристики: середньозональна доступна потенціальна енергія  $P_Z$ , вихрова доступна потенціальна енергія  $P_E$ , середньозональна кінетична енергія  $K_Z$ , вихрова кінетична енергія  $K_E$ , а також перетворення цих енергій  $(K_Z - K_E)$ ,  $(P_Z - P_E)$ ,  $(P_Z - K_Z)$ ,  $(P_E - K_E)$  і інтегральні перенесення даних видів енергії  $BPZ$ ,  $BPE$ ,  $BKZ$ ,  $BKE$ . Докладніше рівняння для бюджету енергії описані Міхалідесом [6]. Розрахунки проводилися по 119 випадках блокування, які були виявлені за період дослідження над територією Європи.

**Результати дослідження.** Усі блокуючі ситуації можна розділити на три категорії: безпосередньо блокуючий антициклон (I), гребінь з циклонічним зсувом вітру, вісь якого має напрямок з південного сходу на північний захід (II) та гребінь з антициклонічним зсувом вітру, який має орієнтацію з південного заходу на північний схід (III). На підставі цього отримані результати було сформовано у часові ряди та отримано по ним деякі статистичні параметри: максимальне ( $X_{max}$ ), мінімальне ( $X_{min}$ ), середнє арифметичне ( $\bar{X}$ ) значення та дисперсія ( $S_x^2$ ) для перетворень енергії, які наведені в табл. 1.

Таблиця 1 – Статистичні параметри перетворень різних видів енергії (Вт/м<sup>2</sup>) у блокуючих процесах

Під час дослідження перетворень різних видів енергії блокуючих антициклонів

Енергетичні характеристики	Статистичні параметри	Категорія I (Az)	Категорія II (Пд-Сх)	Категорія III (Пд-Зах)
$(K_Z - K_E)$	$X_{max}$	2,56	15,64	11,79
	$X_{min}$	-8,23	-19,27	-7,06
	$\bar{X}$	-2,23	2,84	3,49
	$S_x^2$	3,8	8,82	4,04
$(P_Z - P_E)$	$X_{max}$	0,62	1,48	1,61
	$X_{min}$	-0,60	-0,92	-0,48
	$\bar{X}$	-0,02	0,27	0,21
	$S_x^2$	0,12	0,17	0,18
$(P_Z - K_Z)$	$X_{max}$	3,45	11,17	6,72
	$X_{min}$	-3,87	-2,78	-2,37
	$\bar{X}$	-0,82	3,14	2,43
	$S_x^2$	3,46	4,37	1,85
$(P_E - K_E)$	$X_{max}$	0,71	3,64	2,41
	$X_{min}$	-1,65	-1,83	-1,42
	$\bar{X}$	-0,14	0,64	0,41
	$S_x^2$	0,20	0,50	0,31

було виявлено певні закономірності передачі того чи іншого виду енергії від блокуючого антициклону до оточуючих його процесів циклогенезу та фронтогенезу. Узагальнюючи такі закономірності передачі енергії, доцільно запропонувати визначити деякі стадії енергетичної взаємодії блокуючої ситуації з процесами, які відбуваються в

оточенні блокінга. Крім того, можна визначити типові схеми перетворення різних видів енергії для кожної стадії.

На початковій стадії (стадії утворення блокуючого антициклону) середньозональна доступна потенціальна енергія ( $P_Z$ ) практично для всіх досліджених блокуючих процесів має максимальні значення (рис. 1). Це свідчить про те, що перед блокуванням в атмосфері сконцентрована велика кількість середньозональної доступної потенціальної енергії. На стадії утворення блокуючого антициклону запаси вихрової доступної потенціальної енергії ( $P_E$ ) мають великі значення, але не є максимальними. На цій стадії розвитку блокування вихрова компонента доступної потенціальної енергії отримує запаси від  $P_Z$ . Ймовірно, такої потужності вихрової енергії достатньо для початку утворення в атмосфері блокуючого процесу. Початкова стадія існування блокуючого процесу характеризується середніми значеннями запасів середньозональної кінетичної енергії ( $K_Z$ ) і перетвореннями запасів  $P_Z$  у середньозональну кінетичну енергію. На першій стадії утворення блокуючого процесу запаси вихрової кінетичної енергії ( $K_E$ ) невеликі, але не є мінімальними, завдяки перетворенням середньозональних енергетичних запасів (рис. 1).

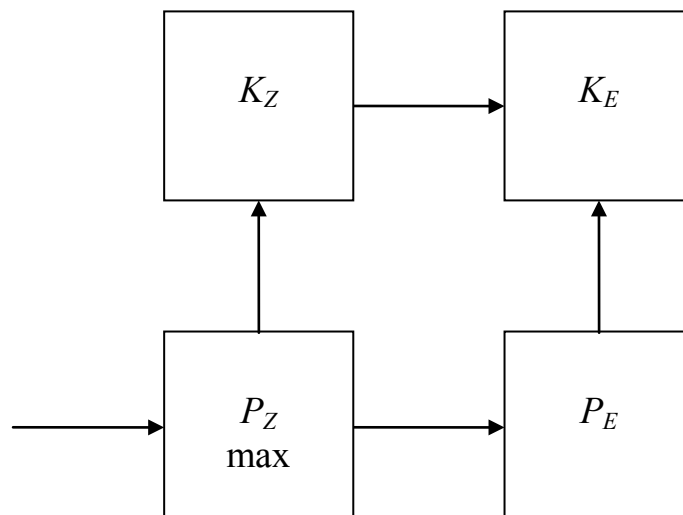


Рис. 1 – Схема перетворення енергії в антициклоні, початкова стадія

Під час взаємодії блокуючої ситуації з процесами в її оточенні (друга стадія) запаси середньозональної доступної потенціальної енергії блокінга починають зменшуватися і можуть досягати своїх мінімальних значень (рис. 2). Ймовірно, під час взаємодії блокуючого процесу з оточуючими його циклонами та фронтами відбувається потужна передача даного виду енергії від одного баричного утворення до іншого. Крім того, запаси  $P_Z$  перетворюються в інші види енергії: в вихрову доступну потенціальну, середньозональну кінетичну та вихрову кінетичну енергії. При взаємодії з циклонами запаси  $P_E$  блокінга розподіляються неоднозначно. Якщо тиск у блокуючому антициклоні збільшується, тобто відбувається посилення блокінгу, то вихрова доступна потенціальна енергія також збільшується. Крім того, у цей час  $P_E$  підживлюється від середньозональної доступної потенціальної та вихрової кінетичної енергій. Коли спостерігається послаблення блокуючої ситуації, то запаси вихрової доступної потенціальної енергії зменшуються навіть у періоди взаємодії з оточенням для всіх розглянутих процесів і її запаси витрачаються на вихрову кінетичну енергію. У періоди



взаємодії антициклона з процесами циклогенезу середньозональна кінетична енергія стрімко зменшується і може навіть досягати своїх мінімальних значень.

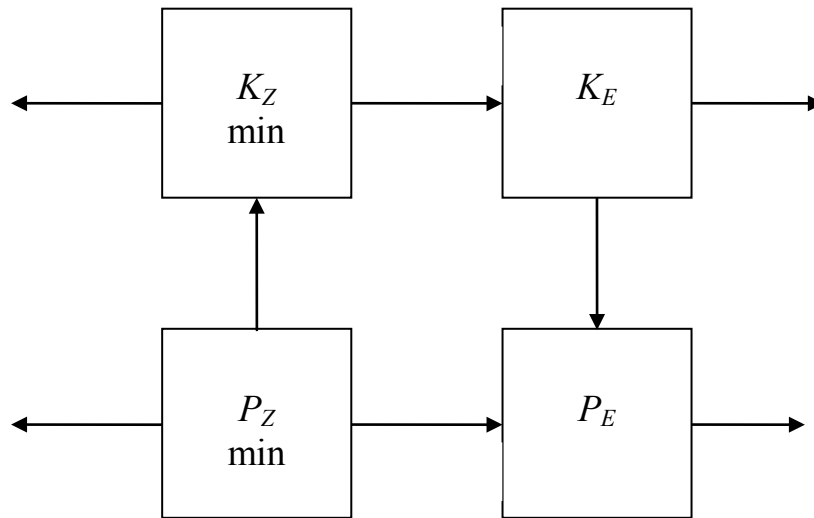


Рис. 2 – Схема перетворення енергії в антициклоні, стадія взаємодії антициклона з оточенням

Такий розподіл  $K_Z$  свідчить про передачу цього виду енергії від області блокінга до зони цикло- та фронтогенезу для підтримки циклонічної та фронтальної діяльності. Крім того,  $K_Z$  віддає частину своїх запасів на підтримку вихрової кінетичної енергії. При активній циклонічній і фронтальній діяльності в оточенні блокінга вихрова кінетична енергія як в області блокування, так і в оточуючих районах збільшується, продовжуючи отримувати енергію від середньозональної кінетичної та середньозональної доступної потенціальної енергій.

На стадії максимального розвитку (третя стадія) блокуючого антициклона запаси середньозональної доступної потенціальної енергії мають достатньо невеликі значення, хоча отримують енергію від інших видів енергії (рис. 3). Запаси вихрової доступної потенціальної енергії збільшуються і стають максимальними за весь період існування блокуючого процесу. Частина вихрової доступної потенціальної енергії перетворюється на середньозональну доступну потенціальну енергію. На стадії максимального розвитку блокування запаси середньозональної кінетичної енергії зростають до максимальних значень, отримуючи при цьому частину запасів вихрової кінетичної енергії. На цій стадії збільшується кривизна ізолій і середньозональна кінетична енергія концентрується в області блокінга. Зростання запасів  $K_E$  спостерігається і під час максимального розвитку блокуючого антициклона, але ці величини не є максимальними. Частину енергетичних запасів  $K_E$  отримує від вихрової доступної потенціальної енергії.

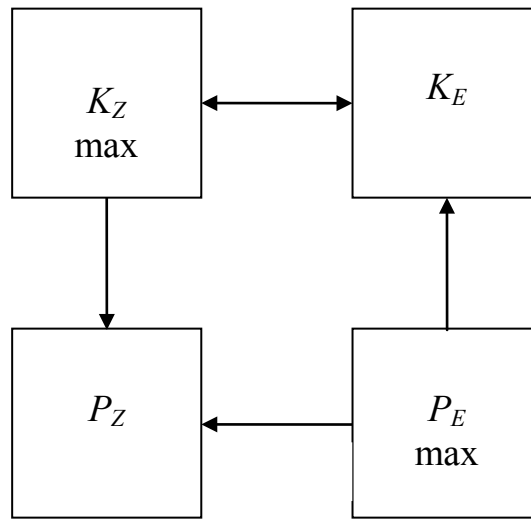


Рис. 3 – Схема перетворення енергії в антициклоні, стадія максимального розвитку

На четвертій стадії (стадія руйнування блокінга) запаси  $P_Z$  стрімко збільшуються у всіх досліджених ситуаціях (рис. 4).

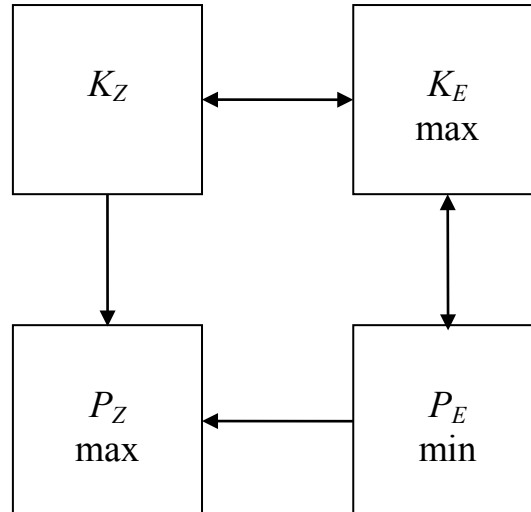


Рис. 4 – Схема перетворення енергії в антициклоні, стадія руйнування

Очевидно, вихрова компонента потенціальних енергій стає мінімальною, а середня – набуває максимуму. Під час руйнування антициклону вихрова доступна потенціальна енергія зменшується. На стадії руйнування блокуючої ситуації запаси середньозональної кінетичної енергії зменшуються і перетворюються у середньозональну доступну потенціальну енергію. Максимальні значення вихрової кінетичної енергії мають місце у період, коли вісь антициклону набуває квазівертикальності, що відбувається на стадії руйнування блокування. В цей період  $K_E$

підтримується за рахунок інших видів енергії. Далі вихрова кінетична енергія стрімко зменшуються, перетворюючись в інші види енергії.

**Висновки.** З енергетичної точки зору еволюцію блокуючого антициклону можна розділити на чотири стадії. Перша – початкова стадія, на якій відбувається утворення блокуючого антициклону. Друга – стадія взаємодії блокінга з процесами цикло- та фронтогенезу в його оточенні. Третя – стадія максимального розвитку блокуючого процесу. Четверта – стадія руйнування блокуючої ситуації. Одержані у дослідженні результати дозволяють, насамперед, покращити наукове розуміння про динамічні процеси, які відбуваються під час взаємодії блокуючого антициклону та циклону. З іншого боку, зважаючи на відносно тривалий період еволюції блокуючого антициклону, це розуміння може дозволити удосконалити методи середньострокового та довгострокового прогнозу погоди, особливо, що стосується екстремальних її проявів, пов'язаних з процесом блокування – посухи, хвилі тепла, зливи на периферії антициклону тощо.

### Список літератури

1. *Kung E.C.* Spectral energetics of the observed and simulated Northern Hemisphere general circulation during blocking episodes // *Journal of the Atmospheric Sciences*. – 1986. – Vol. 43, No. 13. – P. 2792-2812.
2. *Хохлов В.Н.* Энергетика общей циркуляции атмосферы. – Одесса: «ТЭС», 2004. – 132 с.
3. *Fournier A.* Instantaneous wavelet energetic transfers between atmospheric blocking and local eddies // *Journal of Climate*. – 2005. – Vol. 18, No. 13. – P. 2151-2171.
4. *Watarai Y.* Local energetics analysis of blocking formation in the North Pacific decomposed in vertical mean and sheared flows // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. – 2004. – Vol. 82, No. 5. – P. 1447-1458.
5. *Хохлов В.Н.* Энергетический бюджет антициклонов в процессе их эволюции // *Метеорология, климатология и гидрология*. – 1999. – Вып. 38. – С. 47-53.
6. *Michaelides S.C.* Limited area energetics of Genoa cyclogenesis // *Monthly Weather Review*. – 1987. – Vol. 115, No. 1. – P. 13-26.
7. *Mishra S.K.* The energetics of an upper tropospheric cyclonic vortex over north-east Brazil // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2001. – Vol. 127. – P. 2329-2351.
8. *Cai M.* Dynamical implications of the orientation of atmospheric eddies: a local energetics perspective // *Tellus*. – 2007. – Vol. 59A, No. 1. – P. 127-140.
9. *Pezza A.B.* Environmental energetics of an exceptional high-latitude storm // *Atmospheric Science Letters*. – 2010. – Vol. 11, No. 1. – P. 39-45.

#### Схемы преобразования энергии в блокирующем антициклоне.

**Хохлов В.Н., Недострелова Л.В., Семенова И.Г.**

*Предложены стадии энергетического взаимодействия блокирующей ситуации с процессами, которые ее окружают. Определены типовые схемы преобразования разных видов энергии для каждой стадии.*

*Ключевые слова:* энергетика атмосферы, блокирующий антициклон, стадии энергетического взаимодействия

#### Schemes of energy conversion in blocking anticyclone

**Khokhlov V.N., Nedostrelova L.V., Semenova I.G.**

*It was proposed the stages of energetic interaction for blockings and processes that are surrounding the anticyclone. The typical schemes for the conversion between different forms of energy during each stage.*

*Keywords:* Atmospheric energy, blocking anticyclone, stage of energetic interaction

A.V. Glushkov, *d.ph.-m.n.*, S.V. Ambrosov, *c.geogr.n.*, Yu.Ya. Bunyakova, *c.geogr.n.*  
 V.F. Mansarliysky, *prep.*  
 Odessa State Environmental University

## MODELLING BALANCE OF THE EARTH ANGLE MOMENT, ATMOSPHERIC PROCESSES AND RADIOWAVEGUIDES: ADVANCED NON-STATIONARY THEORY

*There are presented the elements of an advanced non-stationary theory of the global mechanisms in the atmosphere low frequency processes, the Earth angle moment balance, teleconnection effects, and the radio-waveguides.*

**Keywords:** *microsystem technology, GeoMath, Earth angle moment balance, atmospheric models, teleconnection*

**Introduction.** In [1-3] (see also Ref. [4-14]) we presented the fundamental basis's of the new geophysical microsystem technology "GeoMath", in particular with the implementation of, new models of global mechanisms in atmospheric low-frequency processes, assessment of the balance of the angular momentum of the Earth and the effects telekonnectsii as well as the parameters of ultrashort radio waveguides. In this paper, the ongoing work [2,3], we will present the elements of a new advanced non-stationary theory of global mechanisms in atmospheric low-frequency processes, the balance of the angular momentum of the Earth, teleconnection effects and atmospheric radio waveguides. Let us remind that one of the key purposes (implemented into Microsystem Technology "GeoMath") focused on the discovery and testing of new predictors for long-term and very long-forecasts of low-frequency atmospheric processes. We are talking about the adaptation of the advanced theory of atmospheric macroturbulence applicable to atmospheric radiofrequency with a view to their possible using along with other as predictors in the long term. The preliminary PC experiments have demonstrated an effectiveness of a new advanced theory in application to modeling balance of angular momentum, the atmospheric moisture turnover in relation to the genesis of tropospheric radio waveguides and succession processes of atmospheric circulation forms (teleconnection, front-genesis) in order to develop new practical sensors in long-term forecasting and modeling of low-frequency atmospheric processes (see also Ref. [15-22]).

**Advanced non-stationary theory for balance of angular momentum.** An advanced non-stationary angular momentum balance equation of in the planetary dynamic movements of air masses is written in the following standard integral form [5,17]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \int \rho M dV = & \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_0^H \int_0^{2\pi} \rho v M d\varphi dz d\lambda + \int_0^H \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_0^{2\pi} (p_E^i - p_W^i) a \cos \varphi dz d\varphi d\lambda + \\ & + \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_0^{2\pi} \int_0^H \tau_0 a \cos \varphi d\varphi d\lambda 2\pi, \end{aligned} \quad (1)$$

where  $M = \Omega a^2 \cos \varphi + u a \cos \varphi$  - angular momentum;  $\Omega$  - the angular velocity of rotation of the Earth;  $a$  - radius of the Earth;  $\varphi$  - Latitude ( $\varphi_1 - \varphi_2$  - separated latitudinal belt between the Arctic and polar fronts);  $\lambda$  - longitude;  $u, v$  - zonal and meridional components of the wind speed;  $\rho$  - air density;  $V$  - the entire volume of the atmosphere in this latitude belt from sea level to the average height of the elevated troposphere waveguide -  $H$  (in notations by A.Oort

$H = \infty$  [17]);  $p_E^i - p_W^i$  - the pressure difference between the eastern and western slopes of the  $i$ -th mountains;  $z$  - height above sea level;  $\tau_0$  - the shear stress on the surface.

From the point of view of physics, the cycle of balance of angular momentum in the contact zones with the hydrosphere and lithosphere becomes a singularity. This singularity can be detected through the occurrence of zones of fronts and soliton-type front. Then the kernel of equation (1) can be defined in the density functional ensemble of complex velocity potential [13]

$$w = \overline{v_\infty} z + \frac{1}{2\pi} \sum_{k=1}^n q_k \ln(z - a_k) + \frac{1}{2\pi} \sum_{k=1}^p \frac{M_k e^{\alpha_k i}}{z - c_k} - \frac{i}{2\pi} \sum_{k=1}^m \Gamma_k \ln(z - b_k) \quad (2)$$

and the complex velocity, respectively, will be

$$v = \frac{dw}{dz} = \overline{v_\infty} + \frac{1}{2\pi} \sum_{k=1}^n \frac{q_k}{z - a_k} - \frac{1}{2\pi} \sum_{k=1}^p \frac{M_k e^{\alpha_k i}}{(z - c_k)^2} - \frac{i}{2\pi} \sum_{k=1}^m \Gamma_k / (z - b_k), \quad (3)$$

where  $w$  - complex potential;  $v_\infty$  - complex velocity general circulation background (mainly zonal circulation);  $b_k$  - coordinates of vortex sources in the area of singularity;  $c_k$  - coordinates of the dipoles in the area of singularity;  $a_k$  - coordinates of the vortex points in areas of singularity;  $M_k$  - values of momenta of these dipoles;  $\alpha_k$  - orientation of the axes of the dipoles;  $\Gamma_k, q_k$  - values of circulation in the vortex sources and vortex points, respectively.

In the scheme by Orta [17] the Hadley circulation cell in angular momentum in the north part runs into a zone of the Arctic front, and at the time of the lithosphere it is included in the coverage of the polar front. Convergence of these atmospheric fronts could then close the cycle of atmospheric angular momentum balance in the same frequency range of atmospheric fluctuations without giving effect by an ocean and the lithosphere. Of course, the Hadley tropical cell carries teleconnection of the polar front with southern process by means of the link mechanism which is similar to link between the tropical and polar fronts or the Hadley tropical cell with a cell Hadley of temperate latitudes.

The balance of angular momentum in conditions of the close convergence of the Arctic and Polar fronts over the ocean (which is almost always in all seasons and over the continents in the summer and in the transition seasons) is largely respected by centrifugal "pull" moisture along the front section of the polar front to south of the center of the cyclonic-depressive these. The cited mechanism for atmospheric front previously was worked out in [14]. Total mass flux in a separate cloud as well as cloud system, is determined by the Arakawa's model.

If  $A$  is a work of the convective cloud then it consists of the convection work and work of down falling streams in the neighbourhood of cloud:

$$\frac{dA}{dt} = 0 = \frac{dA}{dt}_{conv} + \frac{dA}{dt}_{downstr}. \quad (4)$$

It is obvious that

$$\frac{dA}{dt}_{downstr} = \int_0^{\lambda_{max}} m_B(\lambda') K(\lambda, \lambda') d\lambda',$$

Here  $m_B(\lambda)$  is an air mass, drawn into a cloud with velocity of drawing  $\lambda$ ; if

$$\frac{dA}{dt}_{downstr} = F(\lambda) \int_0^{\lambda_{max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + F(\lambda) = 0 \quad (5)$$

is an mass balance equation in the convective thermion and  $K(\lambda, \lambda')$  is a nucleus of integral

equation (1), which defines dynamical interaction between neighbour clouds then:

$$\beta \int_0^{\lambda_{\max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + F(\lambda) = m_B(\lambda) \quad (6)$$

This is the Arakawa type equation with accounting for air streams superposition of synoptic process. Its solution is as follows:

$$m_B(\lambda) = F(\lambda) + \beta \int_0^{\lambda_{\max}} F(s) \Gamma(\lambda, s; \beta) ds, \quad (7)$$

here  $\Gamma(x, s; \beta)$  is an resolventa of the master integral equation:

$$\Gamma(\lambda, s; \beta) = \sum_{m=1}^{\infty} \beta^{m-1} K_m(\lambda, s); \quad (8)$$

$$K_m(x, s) = \int_0^{\lambda_{\max}} \dots \int_0^{\lambda_{\max}} K(x, t_1) K(t_1, t_2) \dots K(t_{m-1}, s) dt_1 dt_2 \dots dt_{m-1} \quad (9)$$

As usually, we present a resolventa of the integral equation as an expansion in the Loran set cycle in a complex plane  $\zeta$ ; its centre coincides with the centre of the heating spot of a city and internal cycle with its periphery; external one can be moved beyond limits of recreation zone. Then resolventa is as the Loran set (*with a* as centre of converge for the Loran set):

$$\Gamma = \sum_{n=-\infty}^{\infty} c_n (\zeta - a)^n, \quad (10)$$

$$c_n = \frac{1}{2\pi i} \oint_{|\zeta|=1} \frac{f(\zeta) d\zeta}{(\zeta - a)^{n+1}}.$$

**Advanced model of low-frequency atmospheric motions.** Here we consider an advanced spectral analogue for equation of motion for dynamics of the atmosphere in the low frequency range. As it is well known, the shape of the atmospheric circulation changes its position in space, and the intensity of manifestations varies in the period up to several days, while inside it implemented processes, lasting a few minutes, such as precipitation. Hydrodynamic equations are set to reasonably high-frequency processes in the atmosphere of the evolution of the cyclonic type of education in the period up to two days, but it is not able to well describe the low-frequency processes such as change of the circulation forms.

At the same time the macroturbulent atmosphere equations are low-frequency ones in its basis and there is a lot of experience of their decision on the basis of spectral methods [3,4,14,31]. This allows you to use them for our purposes for the mathematical modeling of the changing forms of circulation and, respectively, for the mathematical parameterization homologues circulation. [13,14]. In order to solve this task, one should involve coupling moments forecasting model, which we know from the system of the Reynolds equations with implemented average and fluctuation motion.

The technique of using Reynolds tension tensors of the second rank is well known (for example, in the form of an analytical representation). The circuit equations with accounting the Coriolis force in the analytical form can be rewritten as:

$$\begin{aligned} \frac{\partial V'^2}{\partial t} = & -\frac{i}{a} \left[ \overline{V'^2 L_1(\bar{V})} + 2\bar{V} \overline{V' L_1(V')} + \overline{V'^2 L_1(V')} \right] - \\ & -\frac{i}{a} \left[ L_2(\bar{V}) \overline{V' U'} + \bar{V} \overline{U' L_2(V')} + \overline{U' V' L_2(V')} + \overline{V' U' L_2(V')} \right] + \\ & + 4\omega i \cos \theta \overline{V'^2} + \frac{2i}{a} \overline{V' L_6(\Phi')}, \end{aligned} \quad (11a)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial U'^2}{\partial t} = & -\frac{i}{a} \left[ \overline{V' U' L_3(\bar{U})} + \bar{V} \overline{U' L_3(U')} + \overline{U' V' L_3(U')} + \overline{V' U' L_3(U')} \right] - \\ & -\frac{i}{a} \left[ \overline{U'^2 L_4(\bar{U})} + 2\bar{U} \overline{U' L_4(U')} + \overline{U'^2 L_4(U')} \right] - 4\omega i \cos \theta \overline{U'^2} + \frac{2i}{a} \overline{U' L_5(\Phi')}, \end{aligned} \quad (11b)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \overline{V' U'}}{\partial t} = & -\frac{i}{2a} \left[ \overline{V'^2 L_3(\bar{U})} + 2\bar{V} \overline{V' L_3(U')} + \overline{V'^2 L_3(U')} \right] - \\ & -\frac{i}{2a} \left[ \overline{V' U' L_4(\bar{U})} + \bar{U} \overline{V' L_4(U')} + \overline{U' V' L_4(U')} + \overline{V' U' L_4(U')} \right] + \\ & + \frac{i}{a} \overline{V' L_6(\Phi')} - \frac{i}{2a} \left[ \overline{U'^2 L_2(\bar{V})} + 2\bar{U} \overline{U' L_2(U')} \right] - \\ & -\frac{i}{2a} \left[ \overline{U' V' L_1(\bar{V})} + \bar{U} \overline{V' L_1(V')} + \overline{V' U' L_1(V')} + \overline{U' V' L_1(V')} \right], \end{aligned} \quad (11c)$$

where

$$\begin{aligned} L_j = & \frac{\partial(\dots)}{\partial \theta} - (-1)^j \frac{i}{\sin \theta} \frac{\partial(\dots)}{\partial \lambda} + b_j \operatorname{ctg} \theta(\dots), \\ & b_j = 1, j=1,4; \quad b_j = -1, j=2,3; \quad b_j = 0, j=5,6. \end{aligned}$$

In many earlier papers (see for example, [10]) authors used the simplified approximation, which results to remaining only two operators, say, the equation (11c)

$$\frac{\partial \overline{V' U'}}{\partial t} = \frac{i}{a} \overline{V' L_6(\Phi')}, \quad (12)$$

expressing  $\Phi'$  through  $\varphi$  complex potential of the velocity  $w$ , and the velocity components  $V'$  - in terms of functions  $\psi$  of the same velocity potential. We suppose that this procedure should be replaced by more consistent one that provides an advanced level of a theory.

Naturally, the equations for tensor of the turbulent tensions:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \overline{u'_i u'_j}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_k} \left( \overline{u_k \cdot u'_i u'_j} + \overline{u'_k u'_i u'_j} \right) + \frac{\partial \overline{p' u'_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{p' u'_j}}{\partial x_i} = \\ = -\overline{u'_i u'_k} \frac{\partial \overline{u_j}}{\partial x} - \overline{u'_j u'_k} \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x} + p' \left( \frac{\partial \overline{u'_i}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{u'_j}}{\partial x} \right); \end{aligned} \quad (13)$$

The kinetical energy of fluctuations is  $b^2 = \overline{u'_k u'_k}$ . The corresponding eq.:

$$\frac{\partial b}{\partial t} + \frac{\partial u_k b^2}{\partial x_k} + \frac{\partial}{\partial x_k} \left( \overline{u'_k u'_i u'_j} + 2\overline{u'_k p'} \right) = -2\overline{u'_k u'_i} \frac{\partial u_i}{\partial x_k} - 2 \frac{g}{\Theta_0} \overline{w' \theta'} \quad (14)$$

Advection	Turbulent diffusion	Effect of forces of tension	Interaction of the Reynolds tension and averaged motion	Generation for account for swimming forces
-----------	---------------------	-----------------------------	---	--

Here  $\theta$  is potential temperature. Velocity's correlates are as follows:

$$\begin{aligned} \overline{u'_i u'_j u'_k} &= -b\lambda_1 \left( \frac{\partial \overline{u_i u_j}}{\partial x_k} + \frac{\partial \overline{u_i u_k}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u_j u_k}}{\partial x_i} \right); \overline{u'_k u'_j \theta'} = -b\lambda_2 \left( \frac{\partial \overline{u'_k \theta'}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u_j \theta'}}{\partial x_k} \right); \\ \overline{u'_i \theta'^2} &= -b\lambda_3 \left( \frac{\partial \overline{\theta'^2}}{\partial x_i} \right); p' \frac{\partial \theta'}{\partial x_j} = -\frac{b}{3l_1} \overline{u_i \theta'} - \frac{1}{3} \sigma_{i3} \frac{g}{\theta_0} \overline{\theta'^2}; \\ p' \left( \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u_j}}{\partial x_i} \right) &= -\frac{b}{3l_1} \left( \overline{u_i u_j} - \frac{1}{3} \sigma_{ij} b^2 \right) + cb^2 \left( \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u_j}}{\partial x_i} \right). \end{aligned} \quad (15)$$

Here  $c$ ,  $l_1$ ,  $\lambda_i$  are constants which define the scales of turbulent vortexes and measure of their influence on the averaged motion and atmosphere turbulence anisotropy. Components of tensor of the turbulent tensions are ( $v_{l,n}$  - spectral modes of velocity field):

$$\begin{aligned} \overline{v^2} &= \sum_{k=1}^{\infty} \sum_{s=-k}^k V_{k,s} T_{1,s}^k \left( \sum_{q=1}^{\infty} \sum_{j=-q}^q V_{q,j} T_{1,j}^q \right) = \sum_{k=1}^{\infty} \sum_{s=-k}^k \sum_{q=1}^{\infty} \sum_{j=-q}^q V_{k,s} V_{q,j} \times \\ &\times \sum_{v=|k-q|}^{k+q} \sigma_{1,1,2}^{k,q,v} \sigma_{s,j,s+j}^{k,q,v} T_{2,s+j}^v = \overline{v'_1 v'_1} = b^2, \end{aligned} \quad (16)$$

**Concluding remarks and conclusions.** The paper presents the elements of the advanced non-stationary theory of global mechanisms in atmospheric low-frequency processes, the balance of the angular momentum of the Earth, teleconnection effects and atmospheric radio waveguides implemented into new geophysical microsystem technology "GeoMath". The strict theory must take into account the connection of tropospheric radio waveguide with atmospheric moisture circulation and thus the shape of the atmospheric circulation across the state fronts (atmospheric fronts as the main storages of moisture). Atmospheric moisture cycle is associated with the typical low-frequency performance of the process as the balance of angular momentum. Last imbalance characterizes the rotation of the atmosphere together with the Earth, which may lead to the development of meridional processes with the implementation of the mass transfer of air and steam between tropical latitudes (with a linear velocity) and slowly rotating air masses of polar latitudes (in fact it is a slow process teleconnection). Dynamics and characteristics of atmospheric radio waveguide is just related to the teleconnection and, thus, the forms of circulation, with the processes of succession of these forms (which is important in the long-term prognosis). Imbalance of angular momentum can not remain without consequences in the atmosphere due to the rather large forces involved in the desired dynamics. Naturally imbalance causes the effects of the singularity, i.e. sharp reaction of the atmosphere in an attempt to eliminate it. In any case, such a serious impact on the atmosphere, in principle, can largely cause change in the form of atmospheric circulation, which allows you to quickly redress the imbalance of angular momentum organization sufficiently rapid moisture transport and air speed of rotation from north to south to its torque.

#### List of literature

1. *Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N.* Neural networks and multi-fractal modelling frustrated aqui-systems. "Underground" hydrology and global Earth angular momentum balance// Water resources in Asia Pasific Region.-Kyoto,Japan.-2003.-P.1355-1358.
2. *Glushkov A., Khokhlov V., Loboda N.* On the nonlinear interaction between global teleconnection patterns// Quart. Journ. of Royal Meteo.Soc.-2006.-Vol. 132.-P. 447-465.



3. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Tsenenko I.A. Atmospheric teleconnection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis// Nonlinear Processes in Geophysics.-2004.-Vol.11.-P.285-293.
4. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L. Using non-decimated wavelet decomposition to analyze time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation // Journal of Hydrology (Elsevier; The Netherlands). – 2006. – Vol. 322, №1-4.–P.14-24.
5. Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Ambrosov S.V., Bunyakova Yu.Ya., Mansarliysky V.F., The use of microsystems technology "Geomath" to modeling the balance of the angular momentum of the earth, atmospheric processes and parameters of radio waveguides: III. Nonstationary theory. //Sensor Electronics and Microsystems Technologies-2013.- Vol.10, N1-P.22-28.
6. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Bunyakova Yu.Ya., Prepelitsa G.P., Svinarenko A.A., Tsenenko I.A. Sensing the nonlinear interaction between global teleconnection patterns: micros technology "Geomath"//Sensor Electr. and Microsyst. Techn.-2006.-Vol.3,N1.- P.64-70.
7. Ambrosov S.V., Serga E.N., Mansarliysky V.F., Kol'tsova N.Yu. The balance of the angular momentum of the Earth and atmospheric Radio waveguides: Elements of non-stationary theory// Bulletin of Odessa State Environmental Univ.- 2012.-N14.-P.41-45.
8. Mansarliysky V.F. Multifractal modeling characteristics of temporal indexes of the North-Atlantic, Southern oscillations, and vortex kinetical energy in the middle and tropic latitudes // Ukrainian Hydrometeorology Journal.-2012.-N10.-P.171-175.
9. Peixoto J.P., Oort A.H. Physics of Climate – N.-Y.: AIP.-1992.–520p.; von Storch J., Angular momenta of Antarctic, Arctic Oscillations//J.Clim.-2000.- Vol.13- P.681-685.
10. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Month.Weather Rev.-1987.-Vol.115.-P.1083-1126.
11. Wallace J.M., Gutzler D.S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter // Month.Weather Rev.-1987.-Vol.109.- P.784-812.
12. Arakava A., Schubert W.H. Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. // J. Atmos. Sci. – 1974. – Vol. 31. – P. 674-701.
13. Wang C. ENSO, climate variability, and the Walker and Hadley circulations// In: The Hadley Circulation: Present, Past, and Future.- Eds Diaz H.F. and Bradley R.S.-Berlin: Springer.- 2004.-P.131-164.
14. Girs A.A. Long-term fluctuations in atmospheric circulation and long-term meteorological forecasts.– L.: Hydrometeoizdat.-1991.-280P.

**Моделювання балансу кутового моменту землі, параметрів атмосферних процесів та радіохвильоводів: удосконалена нестационарна теорія**

**О.В.Глушков, С.В.Амбросов, Ю.Я.Бунякова, В.Ф.Мансарлійський**

*Викладені елементи нестационарної теорії глобальних механізмів в атмосферних низькочастотних процесах, балансу кутового моменту Землі та ефектів телеконекції, а також атмосферних радіохвильоводів, які вивчаються на основі нової мікросистемної технології "GeoMath".*

**Ключові слова:** баланс кутового моменту Землі, атмосферні моделі, телеконекція

**Моделирование баланса углового момента земли, параметров атмосферных процессов и радиоволноводов: Усовершенствованная нестационарная теория**

**а.В.Глушков, С.В.Амбросов, Ю.Я.Бунякова, В.Ф.Мансарлийский**

*Изложены элементы усовершенствованной нестационарной теории глобальных механизмов в атмосферных низкочастотных процессах, баланса углового момента Земли, эффектов телеконнекции, а также атмосферных радиоволноводов.*

**Ключевые слова:** баланс углового момента Земли, атмосферные модели, телеконнекция

## **РОЗШИРЕННЯ МОЖЛИВОСТЕЙ СИНОПТИЧНОГО АНАЛІЗУ З ВИКОРИСТАННЯМ АВТОМАТИЗОВАНОГО РОБОЧОГО МІСЦЯ СИНОПТИКА (ВЕРСІЯ 7.07)**

*Розглядаються нові прийоми синоптичного аналізу при складанні спеціалізованих прогнозів погоди. Зокрема, пропонується підхід до використання прогностичних даних найбільш поширених чисельних моделей та їх поєднання з розрахунковими методами прогнозу погоди в оперативній діяльності авіаційного метеопідрозділу.*

**Ключові слова:** *автоматизоване робоче місце синоптика, синоптичний аналіз, прогностичні дані, атмосферні моделі.*

**Вступ.** Підвищення ефективності роботи чергового метеоролога передбачає низку певних заходів з мінімізації людського фактора в ланцюзі «спостереження – обробка та аналіз – прогнозування – передача – доведення до споживача фактичної та прогностичної метеорологічної інформації». Нормативно-правове обґрунтування вказаних заходів забезпечується насамперед положеннями закону України від 12.10.2010 р. № 2519-17, в яких серед пріоритетних напрямів розвитку науки і техніки на період до 2020 року зазначені інформаційні та комунікаційні технології [5]. Наказом Держгідромету від 28.10.2010 р. № 60 «Про затвердження Вимог до підготовки авіаційного метеорологічного персоналу» визначені основні принципи освіти, підготовки і кваліфікації авіаційного метеорологічного персоналу в Україні. Згідно з цим документом технічні напрямки діяльності, пов'язані з інструментальними спостереженнями й вимірюваннями, а також обробкою, аналізом і передачею даних, дедалі більше автоматизуються.

З урахуванням сучасних вимог до компетенцій метеоролога, який обслуговує польоти авіації, використання спеціалізованого програмного забезпечення вже не може обмежуватися виключно завантаженням, відображенням та попередньою обробкою фактичної метеорологічної інформації. Науково-технічні документи та публікації [9, 11] свідчать про стрімке зростання обсягів доступних прогностичних даних від атмосферних (чисельних) моделей, що визначає нові завдання і окреслює нові можливості для чергового метеоролога та водночас спонукає до подальшого вдосконалення алгоритмів опрацювання прогностичних даних.

**Аналіз останніх досліджень і публікацій.** Використання прогностичних даних чисельних моделей під час складання авіаційних прогнозів погоди в кожному прогностичному підрозділі має певні особливості, що залежить багато в чому від індивідуальних уподобань авіаційного метеорологічного персоналу. В той же час, існують певні вимоги щодо використання стандартів, правил, способів та технологій в галузі метеорологічного обслуговування цивільної авіації. Згідно з наказом [4] рекомендації Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО) є однією зі складових методичного керівництва. Рекомендації ВМО (керівні матеріали) з використання прогностичних даних чисельних моделей для потреб авіаційної метеорології були опубліковані в 1999 р. у вигляді другого видання технічної записки ВМО № 195 [9], що в перекладі на українську мову має назву «Методи інтерпретування вихідної продукції чисельного прогнозування погоди для авіаційної метеорології». Цей документ містить як теоретичні відомості про чисельні моделі, так і практичні поради щодо використання всього спектра прогностичної продукції чисельного моделювання під час складання авіаційних прогнозів погоди.

Не менш важливими, ніж методичні аспекти використання прогностичних даних, є питання, що стосуються технологічних аспектів опрацювання цих даних. Основними механізмами для здійснення операцій з прогностичними даними вважаються Інтернет-технології та спеціалізоване програмне забезпечення метеорологічного призначення. Останній з цих механізмів потребує більш детального висвітлення, оскільки є невід'ємною складовою технічних засобів професійного метеоролога.

Прикладом успішної розробки програмного забезпечення для метеоролога можна вважати Digital Atmosphere [7], що використовується у ВПС та ВМС США, а також в багатьох цивільних організаціях США та Європи. Це програмне забезпечення заслуговує окремої згадки, оскільки Digital Atmosphere є результатом багаторічної роботи (з 1992 р. по цей час) американського військового метеоролога та дослідника Тіма Вакеса, який виконав всю необхідну роботу самостійно (на відміну від багатьох інших відомих програмних продуктів, які розроблені колективами інженерів-програмістів).

В Україні плідну роботу в цьому напрямку веде В.В. Михайловський, який впровадив у сучасну оперативну практику видатну розробку – автоматизоване робоче місце (АРМ) синоптика [1], яке на сьогоднішній день використовується в Українському та регіональних гідрометеорологічних центрах, в аеродромних метеорологічних органах та на геофізичних станціях.

**Виділення невіршених раніше частин загальної проблеми.** В оперативній діяльності чергового метеоролога широко використовуються розрахункові методи прогнозу небезпечних явищ погоди. Бурхливий розвиток мезомасштабних прогностичних моделей, радіолокаційних спостережень (наприклад, спостережувальна платформа NEXRAD у США) помітно зменшив роль розрахункових методів у оперативній діяльності, але вони до останнього часу залишаються невід'ємною частиною оперативної практики. Наприклад, у США авторські методики Міллера з прогнозування шквалів середини минулого століття [10] дотепер не втратили актуальності і наведені в чинній настанові [8] для військових метеорологів цієї країни, виданій (оновленій) у 2012 р. Прикладами для нашої країни можуть бути способи прогнозу радіаційних (адвективних) туманів Зверева (Петренко) та конвективних явищ Лебедевої, Вайтинга, Фауста, Седлецького тощо. Таким чином, навіть у передових країнах, де інформаційні технології стрімко розвиваються, розрахункові методи користуються довірою і залишаються дієвим інструментом в руках прогнозиста. Протягом останніх 20 років в метеорологічних службах низки країн розроблялися відповідні програмні засоби для впровадження ефективних технологій прогнозування погоди (наприклад, геоінформаційна система «Метео» в Росії [6]), а перевірені часом розрахункові методи закладалися в ці програмні комплекси як окремі структурні елементи. Яскравим прикладом вирішення задачі з автоматизації розрахункових методів прогнозів є інформаційна система «МетеоЕксперт» [2], що набула поширення в країнах СНД.

Поєднання розрахункових методів прогнозу небезпечних явищ погоди з використанням достовірних прогностичних даних дозволяє суттєво поліпшити якість прогнозів погоди по аеродромах та по районах польотів. Проте за умов наявності прогностичних даних від декількох джерел постає питання про критерії вибору даних. Слід зазначити, що формат прогностичних даних відіграє важливу роль, бо це визначає, як відбуватиметься опрацювання даних. На сучасному етапі триває трансформація взаємодії великих прогностичних центрів та оперативних метеопідрозділів: як наслідок, метеоролог буде отримувати все менше «готових» прогностичних карт, натомість надходитиме «напівфабрикат» (прогностичні дані), а потрібні карти він створюватиме вже на власний розсуд за допомогою спеціалізованого програмного забезпечення.

Таким «напівфабрикатом» часто являються прогностичні дані GRIB [3], що містять в собі поля метеовеличин, значення яких наводяться у вузлах просторової сітки для різних моментів часу.

**Метою** даного дослідження є висвітлення нових підходів до техніки синоптичного аналізу, застосування яких стало можливим завдяки використанню вихідних та прогностичних полів різних метеовеличин у АРМ синоптика.

**Основний матеріал і методи дослідження.** Як спеціалізоване програмне забезпечення для опрацювання прогностичних даних в оперативній практиці в Україні широко використовується АРМ синоптика [1]. Сучасна конфігурація АРМ синоптика (версія 7.07) налаштована на роботу з прогностичними даними GRIB від глобальних моделей UM (Unified Model), NAVGEM (Navy Global Environmental Model) та GFS (Global Forecast System). Перша з них розробляє прогноз на 144 години (6 діб). Горизонтальна роздільність моделі становить 17 км, вертикальна – 70 рівнів (верхня межа дорівнює приблизно 80 км). Друга – розробляє прогноз на 180 годин; горизонтальна роздільність моделі становить 37 км, вертикальна – 50 рівнів. Що стосується моделі GFS, то завчасність її прогнозу є порівняно великою – 384 години. Горизонтальна роздільність GFS характеризується двома величинами – 27 км (на період прогнозування від 0 до 192 годин) та 35 км (на період прогнозування від 192 до 384 годин); кількість вертикальних рівнів – 64.

В АРМ синоптика прогностичні дані від моделей UM, NAVGEM та GFS позначені як «Прогнози по GRIB Брекнелл (1,25°)», «Прогнози по GRIB-1 NOAA (1,0°)» та «Прогнози по GRIB-2 NOAA (1,0°)» відповідно. Приклад нанесених на карту даних GRIB наведено на рис. 1.

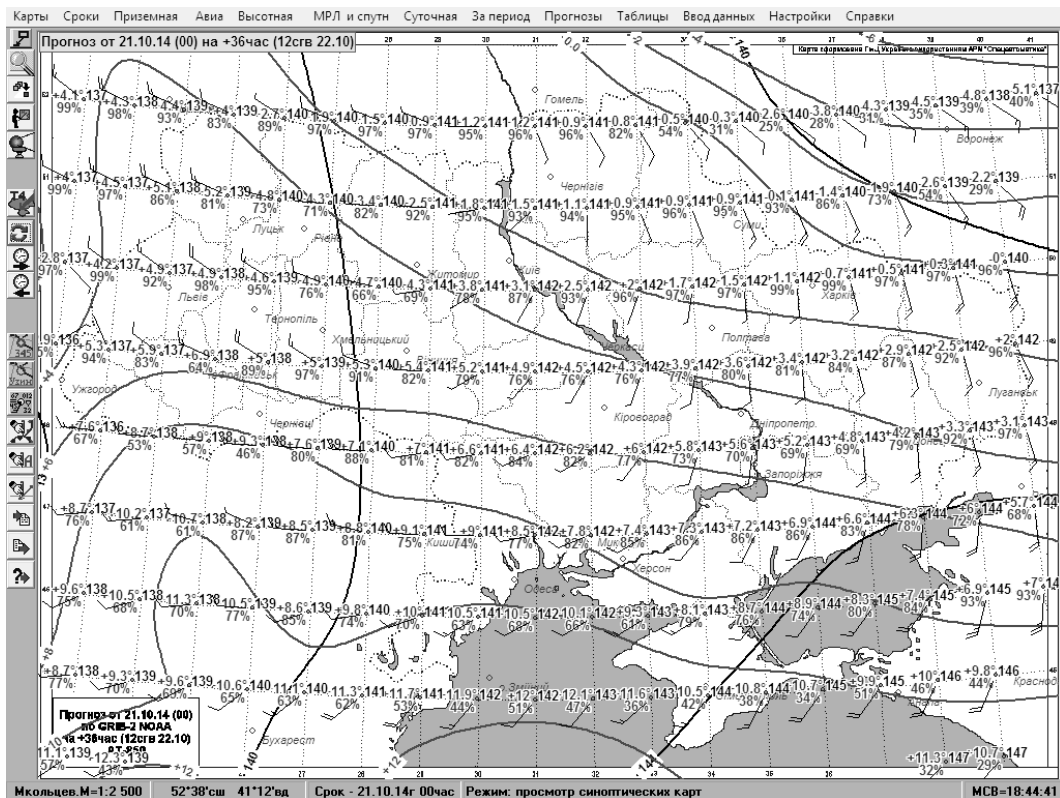


Рис. 1 – Приклад побудови прогностичної термобаричної карти на ізобаричній поверхні АТ-850 на 36 годин з використанням даних від глобальної моделі GFS.

Використання прогностичних карт баричної топографії є невід’ємною складовою процесу підготовки авіаційного прогнозу. На класичних факсимільних картах відображається лише сімейство ізогіпс, що значно обмежує їх прогностичну значимість. Використання прогностичних даних у вузлах регулярної сітки точок дозволяє, по-перше, суттєво збільшити часову роздільність прогностичних карт баричної топографії (наприклад, використання прогностичних даних GFS дозволяє одержувати карти з 3-годинним інтервалом) і, по-друге, спільна побудова прогностичних ізогіпс та ізотерм на одному бланку карти дає можливість одержання прогностичних термобаричних карт (рис. 1), які дозволяють визначати інтенсивність адвекції, що є вкрай необхідним при оцінці еволюції синоптичних об’єктів та прогнозі низки метеорологічних величин.

Важливо, що 3-годинна дискретність прогностичних полів геопотенціалу, температури та вологості дозволяє «не просіяти» ті адвективні зміни температури та вологості, які використовуються як предиктори в розрахункових методах прогнозу нижньої межі хмарності та видимості із завчасністю до 9 годин. Отримання таких оцінок за допомогою традиційного підходу супроводжується побудовою зворотних траєкторій, недоліками чого є не досить висока якість результатів та порівняно великі витрати часу на обчислення. Наявність прогностичних даних з великою часовою дискретністю в поєднанні з можливістю швидкої візуалізації спрощує задачу.

Зокрема, при складанні авіаційного прогнозу погоди по аеродрому доцільно здійснити збір та систематизацію метеорологічної інформації для основних ізобаричних поверхонь (925, 850, 700, 500 гПа) на прогностичні строки, наприклад 6, 12, 18, 24, 36, 48 годин, починаючи від 00 UTC поточної доби. Оскільки прогностичні дані GRIB стосуються вузлів регулярної сітки, необхідно виконувати інтерполяцію значень метеовеличин з найближчих вузлів до пункту прогнозу, використовуючи самі значення та побудовані ізолінії. Для систематизації отриманих прогностичних значень метеовеличин можна рекомендувати табл. 1. Опрацьовуються наступні метеовеличини:  $T$  – температура,  $f$  – відносна вологість,  $H$  – геопотенціальна висота,  $D$  – дефіцит точки роси,  $T_d$  – температура точки роси,  $(\Delta T)_{\text{пр}} = T_{\text{пр}} - T_{00}$  – прогностична зміна температури,  $(\Delta T_d)_{\text{пр}} = (T_d)_{\text{пр}} - (T_d)_{00}$  – прогностична зміна температури точки роси (індекс «00» мають значення за строк 00 UTC, індекс «пр» відноситься до значень за будь-який інший строк). Значення  $T_d$  можна визначити за допомогою психрометричних таблиць (за значеннями  $T$  і  $f$ ).

Таблиця 1 – Прогностичні значення метеовеличин

Метеовеличина	Прогностичні значення метеовеличин для визначених строків (в годинах UTC)						
	00	06	12	18	24	36	48
Ізобарична поверхня 925 гПа							
$T, ^\circ\text{C}$							
$f, \%$							
$H, \text{дам}$							
$T_d, ^\circ\text{C}$							
$D = T - T_d, ^\circ\text{C}$							
$(\Delta T)_{\text{пр}} = T_{\text{пр}} - T_{00}, ^\circ\text{C}$							
$(\Delta T_d)_{\text{пр}} = (T_d)_{\text{пр}} - (T_d)_{00}, ^\circ\text{C}$							

За зразком табл. 1 заповнюються бланкові форми для основних ізобаричних поверхонь: 925, 850, 700, 500 гПа. За отриманими даними формулюється детальний висновок про характер очікуваних часових змін метеовеличин над визначеним аеродромом протягом найближчих 2 діб.

Надходження модельних прогностичних даних до АРМ синоптика також суттєво розширює можливості діагнозу та прогнозу вертикальної стійкості атмосфери шляхом побудови і аналізу «прогностичних» аерологічних діаграм (АД). Зокрема, використання даних моделі NAVGEM в поєднанні з прогностичними приземними даними регіональної моделі Українського гідрометцентру (УкрГМЦ) надає змогу вирішення цієї задачі у пунктах, де не проводяться аерологічні спостереження. Для побудови прогностичної АД за певний прогностичний строк, необхідно спочатку вивести за цей строк на карту прогностичні приземні дані регіональної моделі УкрГМЦ, вибрати аеродром, вивести «падаюче» меню (рис. 2), де потрібно викликати команду «Вивести аеродіаграму».

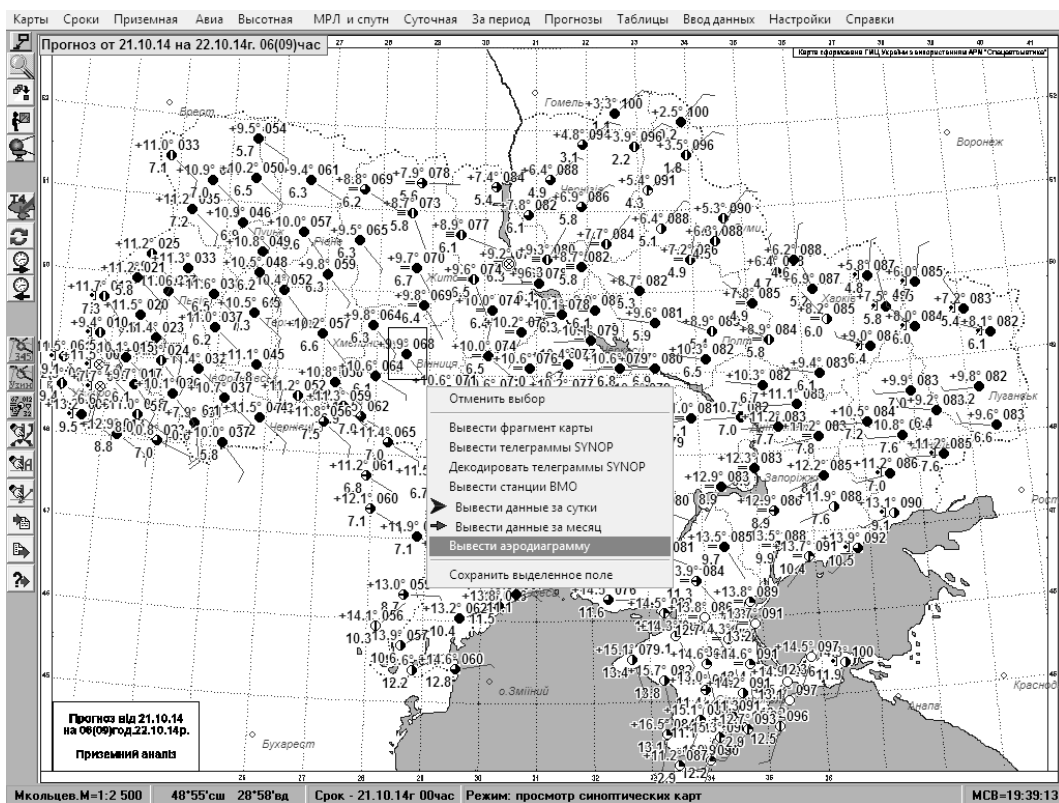


Рис. 2 – Карта з прогностичними приземними даними регіональної моделі УкрГМЦ і «падаюче» меню АРМ, що з'являється після натискання лівої клавіші мишки.

В результаті на екран буде виведено прогностичну АД для потрібного аеродрому, яка буде побудована за прогностичними даними температури та точки роси на стандартних ізобаричних поверхнях (рис. 3). Її обробка здійснюється за типовим порядком. Застосування такого прийому виключає необхідність трудомісткої побудови прогностичних кривих стратифікації та точки роси вручну і більш точно враховує усі чинники, які впливають на їх профілі.

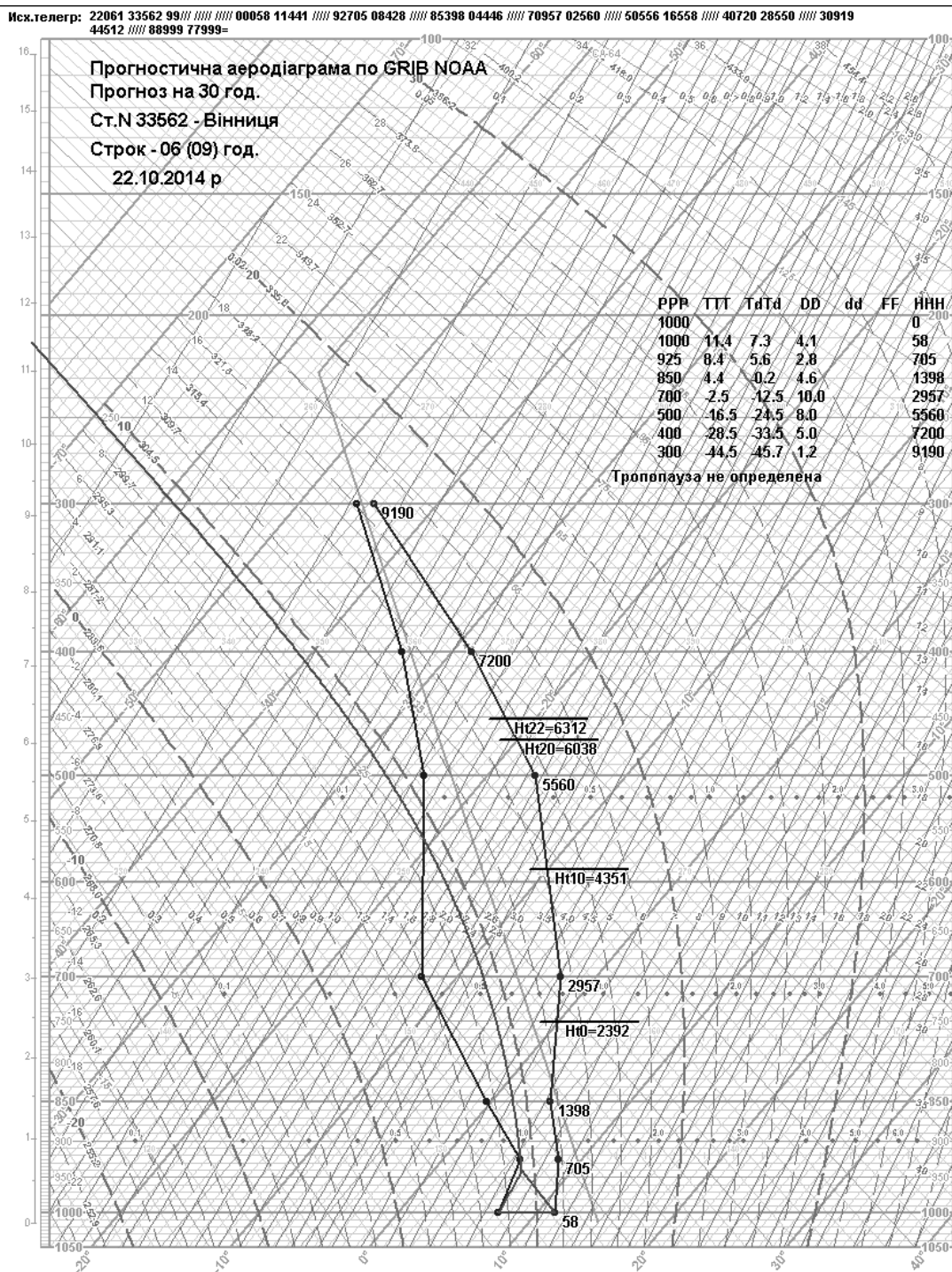


Рис. 3 – Прогностична АД на 30 годин для аеродрому Вінниця (з побудованою кривою стратифікації, деграмою та кривою стану).

Надходження прогностичних полів температури та вологості на стандартних ізобаричних поверхнях до АРМ синоптика уможливує їх використання для одержання прогностичних полів інших розрахункових величин. Таким прикладом можуть бути карти конвективної діяльності (поля індексу Вайтінга), які широко застосовуються у оперативній діяльності метеопідрозділів і складаються за даними фактичного радіозондування (за строки 00 або 12 UTC), що помітно зменшує їх прогностичну значимість.

Застосування модельних прогностичних даних для цієї мети (рис. 4) суттєво розширює можливості прогнозіста. По-перше, він має змогу побудови карт конвективної діяльності з 3-годинною дискретністю, по-друге, зменшується розрахунковий час і, по-третє, істотно збільшується деталізація прогностичного поля індексу Вайтинга завдяки використанню даних з просторовою роздільністю  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ , що дозволяє виявляти дрібні осередки конвекції. Очевидно, що при застосуванні даних радіозондування проведення ізоліній на зазначених картах зумовлює досить грубу інтерполяцію, наслідком якої є просіювання через наявну мережу аерологічних станцій дрібних осередків конвекції.

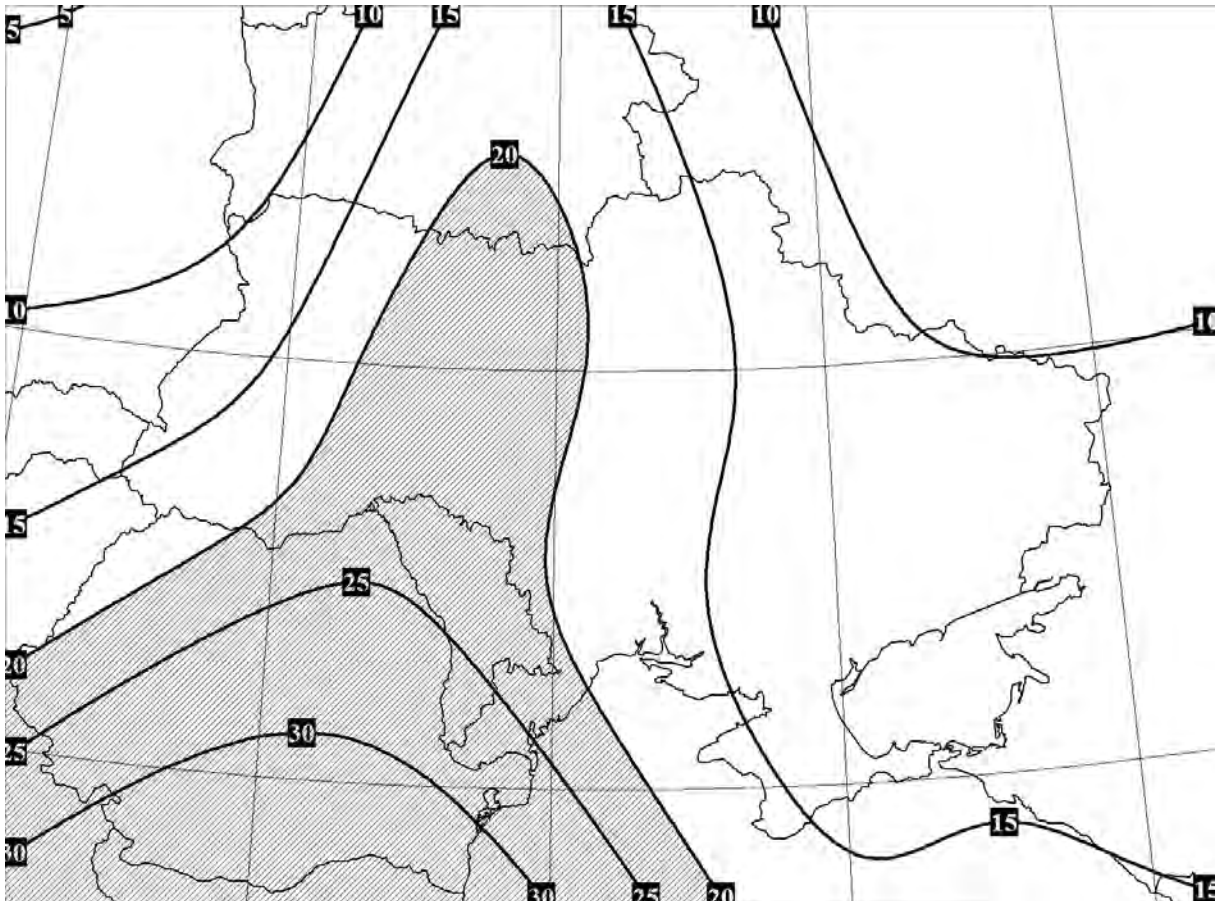


Рис. 4 – Приклад побудови прогностичної карти конвективної діяльності з використанням даних глобальної моделі NAVGEM за прогностичний строк 12 UTC 22 вересня 2014 р.

Прогнозування верхньої межі хмарності викликає певні труднощі навіть у досвідченого метеоролога. Ефективним засобом вирішення цієї задачі може бути використання оцифрованих інфрачервоних супутникових знімків хмарності в поєднанні з прогностичними даними. Наприклад, в АРМ синоптика можуть застосовуватися інфрачервоні знімки METEOSAT-8.

Алгоритм визначення верхньої межі хмарності складається з двох етапів. На першому етапі використовується знімок хмарності, на якому кольором нанесена температура на верхній межі хмар. За допомогою цього зображення визначається величина температури в потрібному пункті або діапазон змін температури над певним районом.



На другому етапі потрібно встановити, як змінюється температура з висотою, тобто отримати вертикальний профіль температури. Використання фактичних даних, наприклад даних радіозондування, дозволяє знайти точку перетину ізотерми (для отриманого значення температури на верхній межі хмарності) з кривою стратифікації. Висота цієї точки є шуканою верхньою межею хмарності. Коли немає фактичних даних, то в нагоді можуть стати саме прогностичні аерологічні діаграми, які необхідно будувати для потрібного району та для того ж строку (або найближчого), за який аналізується супутниковий знімок.

На підставі проведеної роботи можна зробити наступні **висновки**:

1. Застосування модельних даних від прогностичних центрів ЄС та США, що надходять до АРМ синоптика, з одного боку, істотно розширює можливості і точність прогнозування метеорологічних величин та явищ у оперативній практиці, з іншого – потребує нових підходів у техніці синоптичного аналізу для їх використання.

2. Подальше збільшення питомої ваги використання модельних прогностичних даних у складанні спеціалізованих прогнозів погоди висуває нові вимоги до інформування персоналу метеорологічних підрозділів про характер систематичних помилок різних атмосферних моделей в залежності від початкових умов, процедур параметризації, регіону, поточної синоптичної ситуації тощо.

3. Застосування розрахункових методів прогнозу метеорологічних величин та явищ погоди у оперативній діяльності метеопідрозділу наразі тісно пов'язується з використанням як прогностичних полів метеовеличин, так і їх прогностичних значень у фіксованих вузлах сітки, що дозволяє суттєво скоротити витрати часу на прогноз, одержати нові прогностичні продукти та підвищити точність прогнозування в цілому.

## Список літератури

1. *Автоматизированная система обработки* оперативной гидрометеорологической информации (ГИС ГИДРОМЕТ). АРМ синоптика. Инструкция по эксплуатации / Под ред. В.В. Михайловского. – К.: ГНПП «Спецавтоматика», 1999. – 25 с.

2. *Базлова Т.А., Киба И.А., Солонин А.С.* Автоматизированная информационная система прогнозирования МетеоЭксперт // Метеоспектр. – 2008. – № 2. – С. 43–48.

3. *Наставление по кодам.* Международные коды. Том I.2 (Дополнение II к Техническому регламенту ВМО). Часть В – Двоичные коды. Часть С – Общие элементы двоичных и буквенно-цифровых кодов / Всемирная Метеорологическая Организация. – Издание 2011 г. Обновлено в 2013 г. – Женева: ВМО, 2014. – [916] с. – (ВМО – № 306). – ISBN 978-92-63-40306-3.

4. *Порядок методичного керівництва* метеорологічним обслуговуванням цивільної авіації / Український гідрометеорологічний центр, Державне підприємство «Український авіаметеорологічний центр». – Затверджено наказом Українського гідрометеорологічного центру, Державного підприємства «Український авіаметеорологічний центр» від 11 квітня 2012 р. № 56/26. – К.: Український гідрометеорологічний центр [та ін.], 2012. – 5 с.

5. *Про пріоритетні напрями* розвитку науки і техніки [Електронний ресурс]. – Електрон. дан. – К.: Верховна Рада України. – Режим доступу: <http://zakon3.rada.gov.ua/laws/show/2623-14>, вільний. Назва з екрану.

6. Шмелькин Ю.Л., Юсупов Ю.И. Новые возможности ГИС Метео // Русский инженер. – 2012. – № 1 (32). – С. 32–34.

7. *Digital Atmosphere*. Meteorological Analysis Software. User Manual / Weather Graphics Technologies. – Edition 001. May 27, 2007. – Texas, Garland: Weather Graphics Technologies, 2007. – 165 p.: ill., charts, maps.

8. *Meteorological Techniques*: Technical Note / primary authors: Mr. Mark R. Mireles, Capt Kirth L. Pederson, MSgt Charles H. Elford; primary reviewers: MSgt Gary D. Mercer; publishing and technical editors (AFCCC/DOPA): Major Joe King, Mr. Gene Newman, TSgt Gina Vorce; original AFWA/TN-98/002 authors: Capt Maria L. Reymann, Capt Joseph F. Piasecki, MSgt Fizal Hosein, MSgt Salinda A. Larabee, TSgt Gregg T. Williams, TSgt Mike McAleenan, Mr. Michael A. Jimenez, Ms. Deborah F. Chapdelaine. – USA: Air Force Weather Agency (AFWA), Offutt AFB NE. – 13 Feb 2012. – 249 p. – AFWA/TN-98/002 Revised. – Approved for public release; distribution is unlimited.

9. *Methods of Interpreting Numerical Weather Prediction Output for Aeronautical Meteorology*: Technical Note No. 195 / developed by the CAeM Working Group on Advanced Techniques Applied to Aeronautical Meteorology. – Second Edition. – Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization, 1999. – 123 p.: ill., charts, maps. – (WMO–No. 770). – ISBN 92-63-12770-2.

10. Miller R.C. Notes On Analysis and Severe-Storm Forecasting Procedures of the Air Force Global Weather Central: Air Weather Service Technical Report 200 (Rev). – USA: Air Weather Service (MAC), United States Air Force. – May 1972. – 106 p. – Approved for public release; distribution unlimited.

11. *SADIS User Guide* / prepared by the ICAO Satellite Distribution System Operations Group (SADISOPSG). – 5<sup>th</sup> ed. – June 2012 [Amendment No. 2 endorsed by SADISOPSG/19]. – Montreal: International Civil Aviation Organization, 2014. – 103 p.: ill., charts, maps.

**Enhancement of possibilities for synoptic analysis by using the Ukrainian forecaster workstation (version 7.07). Yeshanu O., Mischenko N., Hrushevsky O.**

*In this paper new synoptic analysis techniques in the production of specialized weather forecasts are considered. In particular, an approach towards using prognostic data from the most common numerical models combined with computational weather forecasting techniques is suggested for operational activities of a meteorological office serving aviation.*

**Keywords:** forecaster workstation, synoptic analysis, prognostic data, atmospheric models.

**Расширение возможностей синоптического анализа при использовании автоматизированного рабочего места синоптика (версия 7.07). Ешану А.Е., Мищенко Н.М., Грушевский О.Н.**

*Рассматриваются новые приемы синоптического анализа при составлении специализированных прогнозов погоды. В частности, предлагается подход к использованию прогностических данных наиболее распространенных численных моделей совместно с расчетными методами прогноза погоды в оперативной деятельности авиационного метеоподразделения.*

**Ключевые слова:** автоматизированное рабочее место синоптика, синоптический анализ, прогностические данные, атмосферные модели.

**A.A.Svinarenko**, *d.ph.-m.n.*, **O.Yu. Khetselius**, *d.ph.-m.n.*, **V.F.Mansarliysky**, *prep.*,  
**S.I. Romanenko**, *prep.*

*Odessa State Environmental University*

## **ANALYSIS OF THE FRACTAL STRUCTURES IN TURBULENT PROCESSES**

*On the basis of wavelet analysis and multifractal formalism it is carried out an analysis of fractal structures in the turbulent processes (parietal pressure pulsations in a turbulent flow in the pipe).*

**Key words:** *fractals structures, turbulent processes*

**Introduction.** In last years it is of a great importance the experimental and theoretical studying of the non-linear dynamical systems with aim to discover the fractal features and elements of dynamical chaos (e.g. [1-20]). One of the effective approaches to solving such a problem is the multifractal and wavelet analyses. The foundations and application information on the continuous wavelet transform-based method of multifractal analysis are presented in Ref. [12]. An extension of the concept of multifractals to irregular functions through the use of wavelet transform modulus maxima and potential and limitations of the multifractal formalism in the study of non-stationary processes and short signals are in details considered in these references. Especial attention is turned to the multifractality loss effects in the dynamics of different types of systems. A review of fundamental results on the manifestation of fractal structure in wave (turbulent) processes is presented in [1]. As it is indicated in many references (e.g. [1]) the most natural and effective illustration of the chaos effect can be observed in turbulent flows. In papers by Zaslavsky et al (e.g. [5]) the fractal properties of the sea surface have been considered on the scales which are more than the distortion correlation radius. In particular, on the basis of analyzing the aero-photo images it has been found the fractality in distribution of the zones for waves falling ( $d=0,5$ ). The cited measurements were carried out in the tropical Atlantic in the opened ocean, where the tropical passates provided the stationary developed distortion during several days. A simple model is presented in Ref. [21] for the energy-cascading process in the inertial range that fits remarkably well the entire spectrum of scaling exponents for the dissipation field in fully developed turbulence. The scheme is a special case of weighted curdling and its one-dimensional version is a simple generalized two-scale Cantor set with equal scales but unequal weights (with ratio  $\sim 7/3$ ). This set displays all the measured multifractal properties of one-dimensional sections of the dissipation field. In paper by Naugolnyh-Zosimov (see Refs. in [1]) the fractal properties of the sea surface have been considered too and the laser scanning locator measurements of distribution of the mirror dots along space-temporal line, defined by the vessel running. In our paper we present the results of analysing multifractal structures in the turbulent process, i.e. parietal pressure pulsations in a turbulent flow in the pipe

**Method.** Let us further consider Our version of the wavelet analysis and multi-fractal formalism has been in details presented in the earlier papers [11,15-18], so here we are limited only by the key aspects. The theoretical tool is in fact based on the wavelet decomposition for analyzing various signals. At present, the family of analyzing function dubbed wavelets is being increasingly used in problems of pattern recognition; in processing and synthesizing various signals; in analysis of images of any kind (X-ray picture of a kidney, an image of mineral, etc.); for study of turbulent fields, for contraction (compression) of large volumes of information, and in many other cases. Wavelets are fundamental building block functions, analogous to the sine and cosine functions. Fourier transform extracts details from the signal frequency, but all information about the location of a particular frequency within the signal is

lost. At the expense of their locality the wavelets have advantages over Fourier transform when non-stationary signals are analyzed. Here, we use non-decimated wavelet transform that has temporal resolution at coarser scales.

The dilation and translation of the mother wavelet  $\psi(t)$  generates the wavelet as follows:  $\psi_{j,k}(t) = 2^{j/2}\psi(2^j t - k)$ . The dilation parameter  $j$  controls how large the wavelet is, and the translation parameter  $k$  controls how the wavelet is shifted along the  $t$ -axis. For a suitably chosen mother wavelet  $\psi(t)$ , the set  $\{\psi_{j,k}\}_{j,k}$  provides an orthogonal basis, and the function  $f$  which is defined on the whole real line can be expanded as

$$f(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} c_{0k} \varphi_{0,k}(t) + \sum_{j=1}^J \sum_{k=-\infty}^{\infty} d_{jk} \psi_{j,k}(t), \quad (1)$$

where the maximum scale  $J$  is determined by the number of data, the coefficients  $c_{0k}$  represent the lowest frequency smooth components, and the coefficients  $d_{jk}$  deliver information about the behavior of the function  $f$  concentrating on effects of scale around  $2^{-j}$  near time  $k \times 2^{-j}$ . This wavelet expansion of a function is closely related to the discrete wavelet transform (DWT) of a signal observed at discrete points in time. In practice, the length of the signal, say  $n$ , is finite and, for our study, the data are available monthly, i.e. the function  $f(t)$  in Eq. (1) is now a vector  $f = (f(t_1), \dots, f(t_n))$  with  $t_i = i/n$  and  $i = 1, \dots, n$ . With these notations, the DWT of a vector  $f$  is simply a matrix product  $d = Wf$ , where  $d$  is an  $n \times 1$  vector of discrete wavelet coefficients indexed by 2 integers,  $d_{jk}$ , and  $W$  is an orthogonal  $n \times n$  matrix associated with the wavelet basis. For computational reasons, it is simpler to perform the wavelet transform on time series of dyadic (power of 2) length. One particular problem with DWT is that, unlike the discrete Fourier transform, it is not translation invariant. This can lead to Gibbs-type phenomena and other artefacts in the reconstruction of a function. The non-decimated wavelet transform (NWT) of the data  $(f(t_1), \dots, f(t_n))$  at equally spaced points  $t_i = i/n$  is defined as the set of all DWT's formed from the  $n$  possible shifts of the data by amounts  $i/n$ ;  $i = 1, \dots, n$ .

Thus, unlike the DWT, there are  $2^j$  coefficients on the  $j$ th resolution level, there are  $n$  equally spaced wavelet coefficients in the NWT:  $d_{jk} = n^{-1} \sum_{i=1}^n 2^{j/2} \psi[2^j(i/n - k/n)] y_i$ ,  $k = 0, \dots, n-1$ , on each resolution level  $j$ . This results in  $\log_2(n)$  coefficients at each location. As an immediate consequence, the NWT becomes translation invariant. Due to its structure, the NWT implies a finer sampling rate at all levels and thus provides a better exploratory tool for analyzing changes in the scale (frequency) behavior of the underlying signal in time. These advantages of the NWT over the DWT in time series analysis are demonstrated in Nason et al (e.g.[12]). As in the Fourier domain, it is important to assess the power of a signal at a given resolution. An evolutionary wavelet spectrum (EWS) quantifies the contribution to process variance at the scale  $j$  and time  $k$ . From the above paragraphs, it is easy to plot any time series into the wavelet domain. Another way of viewing the result of a NWT is to represent the temporal evolution of the data at a given scale. This type of representation is very useful to compare the temporal variation between different time series at given scale. To obtain the results, smooth signal  $S_0$  and the detail signals  $D_j$  ( $j = 1, \dots, J$ ) are

$$S_0(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} c_{0k} \varphi_{0,k}(t) \quad \text{and} \quad D_j(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} d_{jk} \psi_{j,k}(t). \quad (2)$$

The fine scale features (high frequency oscillations) are captured mainly by the fine scale detail components  $D_J$  and  $D_{J-1}$ . The coarse scale components  $S_0$ ,  $D_1$ , and  $D_2$  correspond to lower frequency oscillations of the signal. Note that each band is equivalent to a band-pass filter. Further we use the Daubechies wavelet as mother wavelet [12]. This wavelet is bi-orthogonal and supports discrete wavelet transform. Using a link between wavelets and frac-

tals, one could make calculating the multi-fractal spectrum. As usually, the homogeneous fractals are described by single fractal dimension  $D(0)$ . Non-homogeneous or multifractal objects are described by spectrum  $D(q)$  of fractal dimensions or multifractal spectrum. A problem of its calculation reduces to definition of singular spectrum  $f(\alpha)$  of measure  $\mu$ . It associates Hausdorff dimension and singular indicator  $\alpha$ , that allows calculating a degree of singularity:  $N_\alpha(\varepsilon) \sim \varepsilon^{-f(\alpha)}$ . Below we use a formalism, which allows defining spectra of singularity and fractal dimension without using standard Legendre transformations. This idea at first used in ref.[8]. Wavelet transformation of some real function  $F$  can be also defined as

$$W_\Psi[F](b, a) = (1/\alpha) \int_{-\infty}^{+\infty} F(x) \Psi\left(\frac{x-b}{a}\right) dx, \quad (3)$$

where parameter  $b$  denotes a shift in space (a space scale). The analyzing splash  $\Psi$  has to be localized as in space as on frequency characteristics. The most correct way of estimate of the function  $D(h), f(\alpha)$  is in analysis of changing a dependence of the distribution function  $Z(q, a)$  on modules of maximums of the splash-transfers under scale changes

$$Z = \sum_{i=1}^{N(a)} (\omega_i(a))^q, \quad (4)$$

where  $I=1, \dots, N(a)$ ;  $N(a)$  is a number of localized maximums of transformation  $W_\Psi[F](b, a)$  for each scale  $a$ ; function  $\omega(a)$  can be defined in terms of coefficients of the splash-transformations as

$$\omega_i(a) = \max_{\substack{(x, a') \in L \\ a' < a}} |W_\Psi[F](x, a')|, \quad (5)$$

where  $l_i \in L(a)$ ;  $L(a)$  is a set of such lines, which make coupling the splash-transformation coefficient maximums (they reach or make cross-section of a level, which is corresponding to scale  $a$ ). In the limit  $a \rightarrow 0^+$  the distribution function  $Z(q, a)$  manifests the behaviour, which is corresponding to a degree law:  $Z(q, a) \sim a^{-\tau(q)}$ . To calculate a singularity spectrum, the standard canonical approach can be used. It is based on using such functions:

$$h(a, q) = \frac{1}{Z(a, q)} \frac{\partial Z(a, q)}{\partial q}, \quad (6a)$$

$$\frac{\partial Z}{\partial q} = \sum_{i=1}^{N(a)} \omega_i(a)^q \ln \omega_i(a), \quad (6b)$$

$$D(a, q) = qh(a, q) - \ln Z(a, q). \quad (6c)$$

The spectra  $D(q)$  and  $h(q)$  are defined by standard way as follows:

$$D(q) = \lim_{a \rightarrow 0} \frac{D(a, q)}{\ln a}, \quad h(q) = \lim_{a \rightarrow 0} \frac{h(a, q)}{\ln a} \quad (7)$$

Other details can be found in Refs. [11,15-18].

**Results and conclusions.** Using the above described formalism, we have carried out a multifractal analysis of spatial spectrum of the parietal pressure pulsations during a turbulent flow in the pipe ([19]; see also [5,6,20,21]). In fig.1 it is presented the time dependence of square of the parietal pressure pulsations in a turbulent flow in the pipe, averaged on the intervals  $1.6 \cdot 10^{-4}$  sec (velocity of flow 10 m/sec; the size of the sensor 1 cm [19]. The process is

analyzed on the time intervals which are more than the correlation scale, i.e., as one could wait for here, a intermittency has a multi-fractal nature.

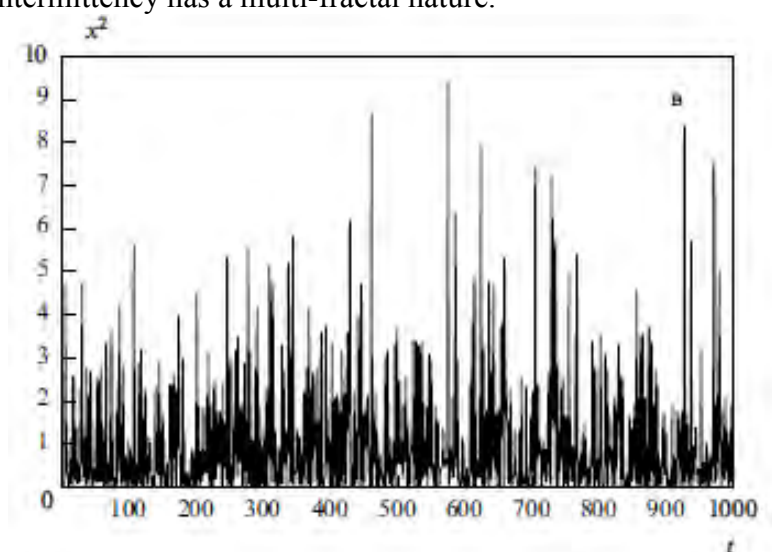


Figure 1 – The square of the parietal pressure pulsations in a turbulent flow in the pipe, averaged on the intervals  $1.6 \cdot 10^{-4}$  sec [20].

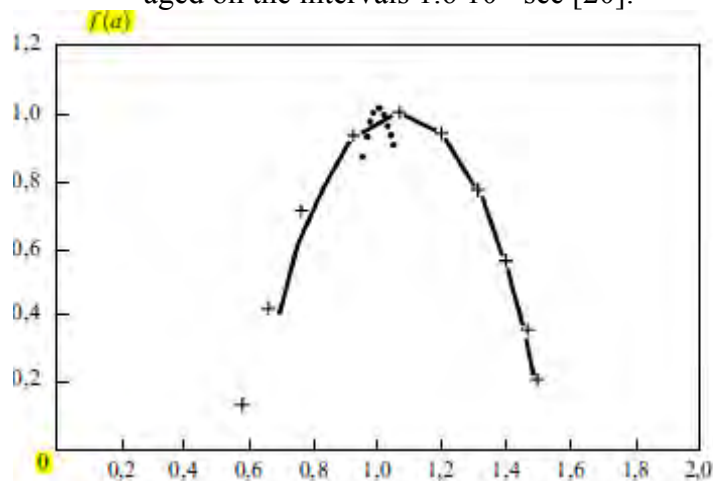


Figure 2 - The spectrum of the singularities: solid curve – theoretical data; points - experimental data.

Using the PC complex “Geomath” (c.f.[15]) we have performed the numerical calculations of the fractal spectrum for the capillary-gravitational ripple. The figure 2 shows the spectrum of the singularities: solid curve – theoretical data; points - experimental data. Our numerical estimates have shown that the singularity spectrum is situated near the point of  $f=0.98$  and  $\alpha=1.1$ . fractals dimensions are lying in the interval  $[0,65-0,88]$ . The experimental data are correspondding to a little less values (figure 2). These data are satisfactory agreed with the preliminary estimates within the simple standard multifractal definition modelling. Therefore, our analysis confirms the universal conclusion regarding availability of the multifractal features for the parietal pressure pulsations in a turbulent flow in the pipe.

#### List of References

1. Mandelbrot B. Fractal geometry of nature.- M.: Mir.-2002.
2. Schertzer D., Lovejoy S. Fractals: Physical Origin and Properties, Ed. Peitronero L.-N.-Y.: Plenum Press.-1990.-P.71-92.
3. Sprott J.C., Vano J.A., Wildenberg J.C., Anderson M.B., Noel J.K. Coexistence and chaos in complex ecologies // Phys. Lett. A.-2005.-V.335, № 2-3.-P.207-212.

4. Zaslavsky G.M. Stochasticity of dynamical systems.- Moscow: Nauka.-1998.
5. Zosimov V.V., Lyamshev L.M. Fractals in wave processes //Phys.Uspekhi.-1995.-Vol.165.-P.361–402.
6. Rabinovich M.I., Sushchik M.M. Regular and chaotic dynamics of structures in flows of a liquid//Phys.Uspekhi.-1990.-Vol.160.-P.3–64.
7. Grassberger P., Procaccia I. Measuring the strangeness of strange attractors// Physica D. – 1983. – Vol. 9. – P. 189-208.
8. Kaplan J.L., Yorke J.A. Chaotic behavior of multidimensional difference equations // Functional differential equations and approximations of fixed points. Lecture Notes in Mathematics No. 730 / H.-O. Peitgen, H.-O. Walter (Eds.). – Berlin: Springer, 1979. – P. 204-227.
9. Packard N.H., Crutchfield J.P., Farmer J.D., Shaw R.S. Geometry from a time series// Phys. Rev. Lett.-1980.-Vol.45.-P.712-716.
10. Schreiber T. Interdisciplinary application of nonlinear time series methods // Phys. Rep.-1999.-Vol.308.-P. 1-64.
11. Svinarenko A.A. Regular and chaotic dynamics of multi-oscillator dynamical systems// Photoelectronics.-2002.-Vol.11.-P.81-84.
12. Daubechies I. Ten Lectures on Wavelets.- Philadelphia: SIAM.- 1992.
13. Morlet J., Arens G., Fargeau E. and Giard D. Wave propagation and sampling theory// Geophysics.-1982.-Vol.47.-p.203-236.
14. Nason G., von Sachs R., Kroisand G. Wavelet processes and adaptive estimation of the evolutionary wavelet spectrum // J.Royal Stat.Soc. -2000.-Vol.B62.-P.271-292.
15. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Svinarenko A.A., Bunyakova Yu.Ya., Prepelitsa G.P. Wavelet analysis and sensing the total ozone content in the earth atmosphere: Mycros technology “Geomath”//Sensor Electr. and Microsys.Techn.-2005.-Vol.2(3).-P.51-60.
16. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Tsenenko I.A. Atmospheric teleconnection patterns: wavelet analysis// Nonlin. Proc.in Geophys.-2004.-V.11,N3.-P.285-293.
17. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya. Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method// Atmospheric Environment (Elsevier).-2008.-Vol.42.-P. 7284–7292.
18. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation // Journal of Hydrology (Elsevier).-2006.-Vol. 322,N1-4.-P.14-24.
19. Akimov V.G., Zosimov V.V., Sushkov A.L. Multifractal structure of the near-wall intermittency of turbulent fluctuations of pressure in the pipe //Acoust.Journ.–1992. – Vol.38(2).-P.375–378.
20. Meneveau C., Sreenivasan K.R. Simple multifractal cascade model for fully developed turbulence//Phys. Rev. Lett.-1987.-Vol.59.-P.1424-1428.
21. Sivakumar B. Chaos theory in geophysics: past, present and future // Chaos, Solitons & Fractals.-2004.-Vol.19.-P.441-462.

#### **Аналіз фрактальних структур у турбулентних процесах**

**Свинаренко А.А., Хецеліус О.Ю., Мансарлійський В.Ф., Романенко С.І.**

*Виконано аналіз фрактальних структур у турбулентних процесах (присінні пульсації тиску в турбулентному потоці в трубі) на підставі вейвлет - аналізу та мультифрактального формалізму.*

**Ключові слова:** *фрактальні структури, турбулентні процеси*

#### **Анализ фрактальных структур в турбулентных процессах**

**Свинаренко А.А., Хецеліус О.Ю., Мансарлійський В.Ф., Романенко С.И.**

*Выполнен анализ фрактальных структур в турбулентных процессах (присинные пульсации давления в турбулентном потоке в трубе) на основе вейвлет - анализа и мультифрактального формализма.*

**Ключевые слова:** *фрактальные структуры, турбулентные процессы*

*Показані особливості впливу Ель-Ніньо-Південного Коливання на формування полів загального вмісту озону. Визначені статистично значущі періоди взаємодій між параметром Ель-Ніньо, яким є нормалізована різниця атмосферного тиску між пунктами Дурбін і Таїті, та головними компонентами полів загального вмісту озону.*

*Ключові слова:* Ель-Ніньо-Південне Коливання, загальний вміст озону, головні компоненти.

## ОСОБЛИВОСТІ ЗВ'ЯЗКІВ ЕЛЬ-НІНЬО-ПІВДЕННОГО КОЛИВАННЯ ІЗ ЗАГАЛЬНИМ ВМІСТОМ ОЗОНУ У ЗАХІДНОМУ СЕКТОРІ ПІВДЕННОЇ ПІВКУЛІ

### Загальна постановка проблеми та аналіз останніх досліджень і публікацій.

Протягом останніх десятиріч явище Ель-Ніньо-Південне Коливання і його впливи на атмосферні процеси ретельно вивчаються багатьма вченими. Є докази того, що Ель-Ніньо-Південне Коливання (ЕНПК) чинить вплив на розвиток процесів не тільки у тропічній зоні Західного сектора південної півкулі, але й пов'язане з відповідними атмосферними явищами в різних регіонах [1]. Як показано в [1], значні кореляційні зв'язки на різних часових інтервалах спостерігаються між параметром Південного Коливання (ПК), яким є нормалізована різниця атмосферного тиску між пунктами Дурбін і Таїті, та циркуляційним режимом у південній півкулі взагалі і її західними регіонами в особливості. Оскільки, як зазначається у роботі [2], добре проявляються статистичні зв'язки між циркуляційними процесами різних масштабів й компонентами полів загального вмісту озону (ЗВО) в стратосфері Західного сектора південної півкулі, є сенс розглянути питання про статистичні зв'язки між ЕНПК, з одного боку, та полями концентрації озону з іншого боку. Для цього був застосований взаємний спектральний аналіз між зазначеними вище параметром Південного Коливання й першими трьома головними компонентами полів ЗВО, які охоплюють, як було показано в роботі [3], більшу частину сумарної дисперсії цих полів.

**Матеріали і методи дослідження.** Для дослідження взаємозв'язків між полями загального вмісту озону та явищем Ель-Ніньо-Південне Коливання були використані головні компоненти полів ЗВО [3] та параметр Південного Коливання (ПК) [4].

У якості методу дослідження взаємозв'язків між параметром Південного Коливання та головними компонентами полів ЗВО, був використаний метод взаємного спектрального аналізу [5].

Характер взаємозв'язку між двома випадковими функціями визначають взаємна коваріаційна –  $K_{xy}(t_i; t_j)$  та взаємна кореляційна –  $R_{xy}(t_i; t_j)$  функції.

Для системи випадкових процесів розглядаються взаємні спектральні щільності  $S_{x_i x_j}(\omega)$ , які є перетвореннями Фур'є від відповідних взаємних коваріаційних функцій. Взаємна спектральна щільність є функцією комплексною:

$$S_{x_i x_j}(\omega) = C_{x_i x_j}(\omega) - iQ_{x_i x_j}(\omega), \quad (1)$$

де:  $C_{x_i x_j}(\omega)$  – ко-спектр,  $Q_{x_i x_j}(\omega)$  – квадратурний спектр.



Ко-спектр характеризує розкладання по частотах енергії синхронної взаємодії процесів  $X_i(t)$  та  $X_j(t)$ . Квадратурний спектр характеризує розподіл по частотах енергії несинхронної взаємодії процесів  $X_i(t)$  та  $X_j(t)$ .

Модуль взаємної спектральної щільності

$$\left| S_{x_i x_j}(\omega) \right| = \sqrt{C_{x_i x_j}^2(\omega) + Q_{x_i x_j}^2(\omega)} \quad (2)$$

називають амплітудним спектром, а функцію

$$\psi_{x_i x_j}(\omega) = \operatorname{arctg} \left[ \frac{Q_{x_i x_j}(\omega)}{C_{x_i x_j}(\omega)} \right] \quad (3)$$

– фазовим спектром.

Фазовий спектр визначає відставання по фазі процесу  $X_j(t)$  від процесу  $X_i(t)$  за умови, що величину  $\psi_{x_i x_j}(\omega)$  вважають додатною від  $0^\circ$  до  $180^\circ$  і відставання  $X_i(t)$  від  $X_j(t)$ , якщо фазовий спектр є від'ємним, тобто розташовується в межах від  $180^\circ$  до  $360^\circ$  [5].

Щоб перейти до одиниць часу використовують формулу

$$\psi_{x_i x_j}^\tau(\omega) = \frac{T_k}{360^\circ} \psi_{x_i x_j}^0, \quad (4)$$

де  $\psi_{x_i x_j}^0(\omega)$  – зсув фаз між двома процесами в градусах;  $T_k$  – період коливання в одиницях часу, який відповідає частоті  $\omega_k$  і розраховується як

$$T_k = \frac{N_1 \Delta t}{k}, \quad (5)$$

де  $N_1 = 2^m$ ,  $m = 1, 2, \dots, 3 \dots$

При частотному зображенні процесів з'являється можливість порівняти взаємну енергію на фіксованій частоті з енергіями кожного з процесів на цій же частоті за допомогою такого співвідношення:

$$\gamma(\omega) = \sqrt{\frac{C_{x_i x_j}^2(\omega) + Q_{x_i x_j}^2(\omega)}{S_{x_i}(\omega) S_{x_j}(\omega)}}. \quad (6)$$

Дана величина має сенс спектрального коефіцієнта взаємної кореляції процесів  $X_i(t)$  та  $X_j(t)$ , який визначає тісноту кореляційного зв'язку між цими процесами на

фіксованих частотах. Вона має назву когерентності і може набувати значень від 0 до 1 [5].

**Результати дослідження та їх аналіз.** В ході дослідження були отримані та проаналізовані ко-спектри, квадратурні, амплітудні й фазові спектри, а також когерентності.

Амплітудні спектри індексу Ель-Ніньо Південне Коливання та перших трьох головних компонент загального вмісту озону представлені на рисунках 1 – 3.

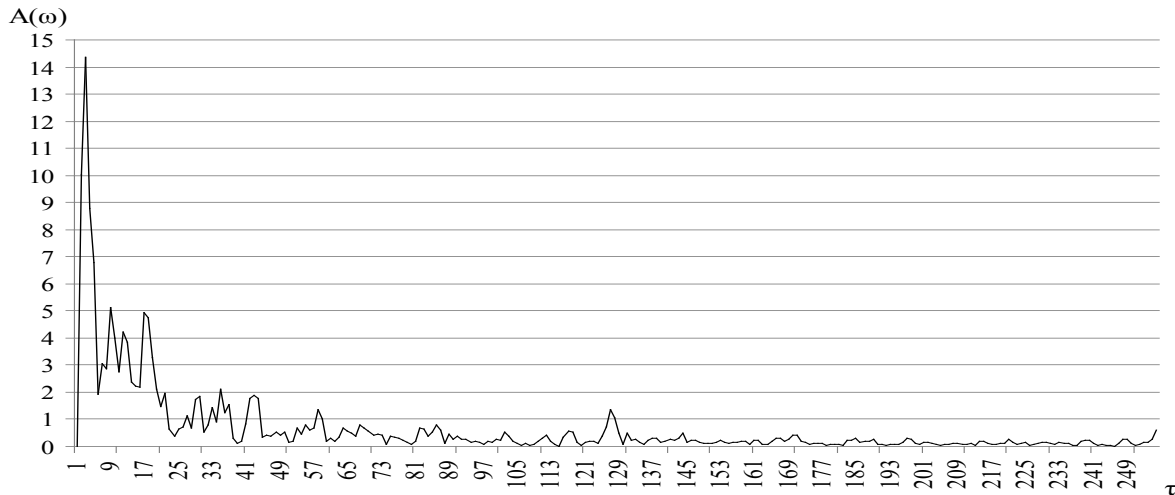


Рис. 1 – Амплітудний спектр індексу Ель-Ніньо Південне Коливання та першої головної компоненти ЗВО.

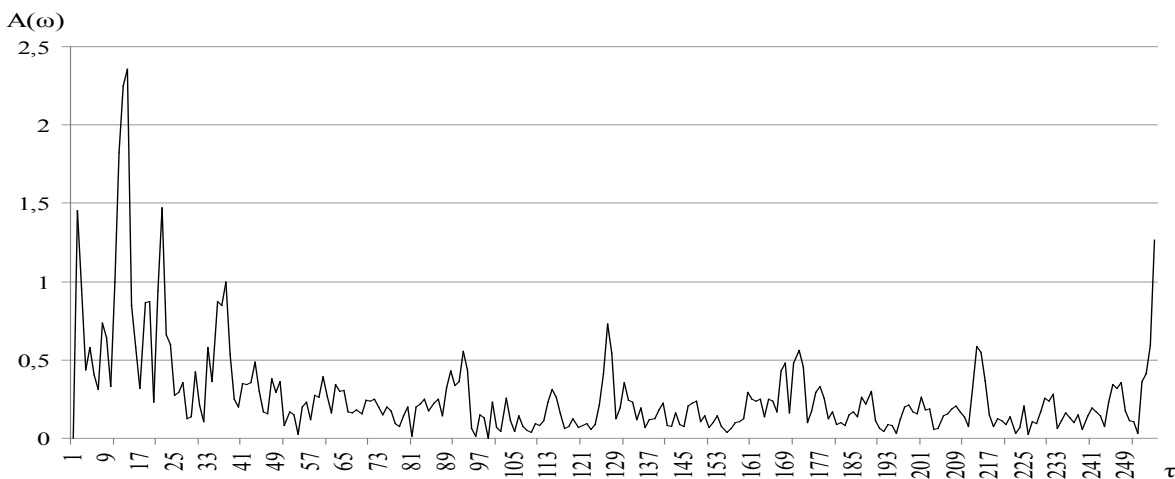


Рис. 2 – Амплітудний спектр індексу Ель-Ніньо Південне Коливання та другої головної компоненти ЗВО.

У табл. 1 представлені характеристики взаємозв'язків між параметрами ПК і першою головною компонентою ЗВО.

Як свідчить табл. 1, спостерігаються річний, піврічний та сезонні періоди взаємодії з великими когерентностями. У всіх цих випадках процес ПК, який полягає у перерозподілі мас повітря в тропічних широтах між акваторіями Тихого та Індійського океанів, відбувається раніше, ніж великомасштабні зміни полів ЗВО.

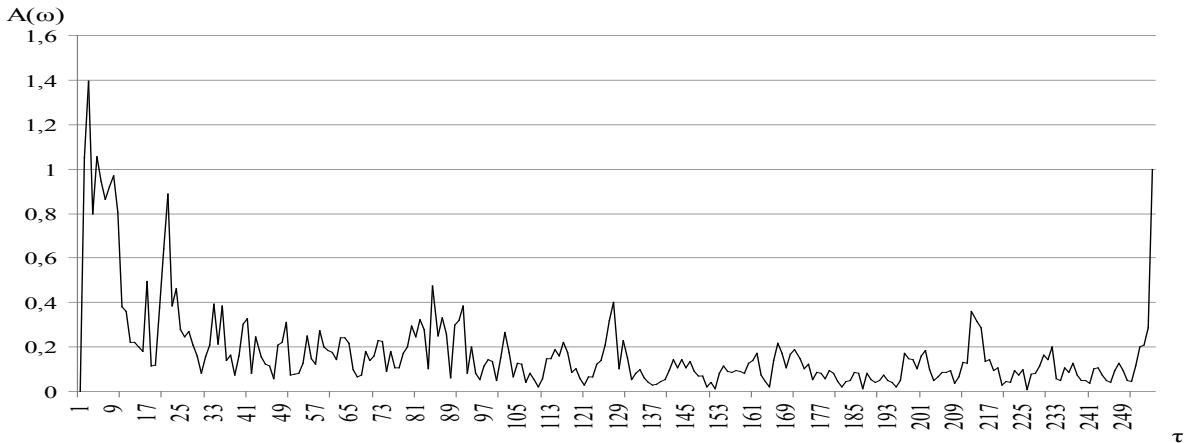


Рис. 3 – Амплітудний спектр індексу Ель-Ніньо Південне Коливання та третьої головної компоненти ЗВО.

Таблиця 1 – Характеристики взаємозв'язків між параметрами ПК і першою головною компонентою ЗВО

№ п/п	$T_K$ , місяць	$T_K$ , рік	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$\psi(\omega)$ , град.	$\psi$ , місяць	$\psi$ , рік
1	28,4	2,37	4,74	0,93	249,6	19,7	1,6
2	17,07	1,42	1,85	0,93	135,0	6,4	0,5
3	10,07	0,89	0,53	0,88	16,6	0,49	–
4	6,24	0,52	0,69	0,83	53,7	0,93	–
5	3,74	0,31	0,29	0,85	85,4	0,89	–
6	30,7	0,26	0,29	0,83	1,15	0,01	–
7	2,32	0,19	0,27	0,99	7,46	0,05	–

Оскільки, як було сказано, ПК чинить вплив на циркуляційні процеси у Західному секторі південної півкулі, а циркуляційні процеси в стратосфері є одним з факторів великомасштабних особливостей ЗВО, то попередження перерозподілу мас повітря у тропічних широтах і дає зазначений взаємозв'язок з великомасштабними характеристиками полів ЗВО.

У табл. 2 представлені характеристики взаємозв'язків між параметрами ПК і другою головною компонентою ЗВО.

Таблиця 2 – Характеристики взаємозв'язків між параметром ПК і другою головною компонентою ЗВО

№ п/п	$T_K$ , місяць	$T_K$ , рік	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$\psi(\omega)$ , град.	$\psi$ , місяць	$\psi$ , рік
1	23,27	1,94	1,47	0,71	60,7	3,9	–
2	10,7	0,89	0,38	0,73	175,0	5,1	–
3	7,11	0,59	0,25	0,90	1,3	0,03	–
4	5,69	0,47	0,43	0,83	37,5	0,60	–
5	2,71	0,23	0,30	0,99	168,26	1,3	–
6	2,21	0,18	0,28	0,96	5,6	0,03	–

Як і у випадку з першою головною компонентою, проявляється взаємодія між ЕНПК та другою компонентою полів ЗВО, яка віддзеркалює аномалії розподілу озону у Західному секторі південної півкулі [3].

Квазірічний, піврічний та сезонні періоди взаємодії чітко проявляються сплесками взаємного енергетичного спектра та високими значеннями когерентностей. Періоди в межах річних взаємодій відзначаються тим, що прояв ЕНПК випереджає прояв аномалій ЗВО, а взаємодія на піврічному й менших періодах відбувається майже синхронно.

Третя головна компонента полів ЗВО у Західному секторі південної півкулі характеризується дисперсією, близькою до дисперсії другої компоненти, і дає порівняно невеликий внесок в еволюцію цих полів. Тим паче, становить інтерес вивчити, чи є взаємодія явища ЕНПК з характеристиками структури полів ЗВО, а якщо є, то на яких періодах взаємодії.

Аналіз відповідного амплітудного спектра (рис. 3) і спектра когерентності дав можливість виявити періоди, на яких великим (близьким до одиниці) когерентностям відповідають сплески амплітудного спектра, тобто частинні максимуми енергії взаємодії. Для них на основі фазового спектра були визначені зсуви за фазою між розглядуваними процесами. Результати аналізу містяться у табл. 3.

Таблиця 3 – Характеристики взаємозв'язків між параметрами ПК і третьою головною компонентою ЗВО

№ п/п	$T_K$ , місяць	$T_K$ , рік	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$\psi(\omega)$ , град.	$\psi$ , місяць	$\psi$ , рік
1	23,27	1,97	0,89	0,97	36,14	2,34	–
2	10,24	0,85	0,31	0,97	37,47	1,04	–
3	7,11	0,59	0,23	0,92	95,18	1,88	–
4	3,53	0,29	0,14	0,82	41,85	0,41	–
5	2,40	0,20	0,36	0,97	31,92	0,20	–

З табл. 3 випливає, що найбільшим періодом взаємодії є квазидворічний період, причому йому притаманна порівняно найбільша енергія взаємодії. Характеристики інших періодів взаємодії – квазірічної, піврічної й сезонних мало відрізняються від відповідних, розглянутих вище характеристик тих самих періодів взаємодії між явищем ЕНПК і другою компонентою полів ЗВО. Це пояснюється тим, що дисперсії другої й третьої головних компонент полів ЗВО, по-перше, дають, порівняно з першою головною компонентою, незначний внесок в сумарну дисперсію полів, по-друге, вони мало відрізняються за величиною одна від одної і, по-третє, і та і інша характеризують маломасштабні аномалії цих полів.

**Висновки.** В результаті дослідження статистичних взаємозв'язків між параметром Південного Коливання й першими трьома головними компонентами полів ЗВО були виявлені взаємодії з великими когерентностями.

Між параметром ПК та першою головною компонентою спостерігаються річний, піврічний та сезонні періоди взаємодії.

Взаємозв'язки індексу Ель-Ніньо Південне Коливання та другої головної компоненти ЗВО проявляються з квазірічним, піврічним та сезонними періодами. Періоди в межах річних взаємодій відзначаються випередженням прояву ЕНПК, а взаємодія на піврічному й менших періодах відбувається майже синхронно.

Найбільшим періодом взаємодії параметра ПК та третьої головної компоненти загального вмісту озону є квазідворічний. Крім цього спостерігаються зв'язки з періодами близько року, піврічні та сезонні.

### Список літератури

1. *Е.А.Галич, Е.П. Школьный* Особенности взаимосвязи между основными осцилляционными механизмами общей циркуляции атмосферы // *Метеорологія, кліматологія та гідрологія*. – Одеса. – 2008. – Вип. 50. Ч.1. – С. 36 – 43.
2. *Бургаз О.А.* Особливості взаємозв'язків полів загального вмісту озону та циркуляційних процесів у стратосфері західного сектора південної півкулі // *Український гідрометеорологічний журнал* – Одеса. – 2012. – №10. – С. 50 – 57.
3. *Школьный Е.П., Бургаз А.А., Галич Е.А.* Статистическая структура полей общего содержания озона в атмосфере западного сектора южного полушария // *Український гідрометеорологічний журнал* – 2010. – №6. – С. 35 – 53.
4. Служба даних CPC/NCEP [Електронний ресурс]. – Режим доступу до журналу <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysismonitoring>
5. *Школьный Е.П., Лоева И.Д., Гончарова Л.Д.* Методи обробки та аналізу гідрометеорологічної інформації: Підручник – К.: Міносвіти України, 1999. – 600 с.

#### **Особенности связей Эль-Ниньо-Южного Колебания с общим содержанием озона в западном секторе южного полушария. Бургаз А.А.**

*Показаны особенности влияния Эль-Ниньо-Южного Колебания на формирование полей общего содержания озона. Определены статистически значимые периоды взаимодействий между параметром Эль-Ниньо, который является нормализованной разницей атмосферного давления между пунктами Дурбин и Таити, и главными компонентами полей общего содержания озона.*

**Ключевые слова:** Эль-Ниньо-Южное Колебание, общее содержание озона, главные компоненты.

#### **Intercommunications features of El Niño-Southern Oscillation with the total ozone in the Southern Hemisphere western sector. Burgaz A.A.**

*The features of El Niño-Southern Oscillation influencing on forming of total ozone fields are shown. The statistically significant interactions periods between El Niño parameter, which is atmospheric pressure normalized difference between Tahiti and Durbin points and main components of total ozone fields are determined.*

**Keywords:** El Niño-Southern Oscillation, ozone general maintenance, main components.

УДК 534.83:551.584

**Г.В.Ляшенко**, д.геогр.н.

*Національний науковий центр «Інститут виноградарства і виноробства ім.В.Є.Таїрова»*

## **МЕТОДОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ АГРОКЛІМАТИЧНОГО РАЙОНУВАННЯ ТЕРИТОРІЙ З НЕОДНОРІДНОЮ ПІДСТИЛЬНОЮ ПОВЕРХНЕЮ**

*Розглянуто загальні питання агрокліматичного районування територій і окреслено методологічні аспекти при районуванні територій з неоднорідною підстильною поверхнею.*

***Ключові слова:** агрокліматичне районування, підстильна поверхня, макро-, мезо- і мікрокліматичне районування.*

**Постановка проблеми і зв'язок з важливими науковими і практичними завданнями.** Аграрний напрямок розвитку економіки в сучасний період відноситься до пріоритетних. Особливо важливе значення надається еколого-економічному обґрунтуванню оптимізації розміщення сільськогосподарських галузей взагалі і сільськогосподарських культур, зокрема. Це вимагає детальної комплексної оцінки природних ресурсів в різних регіонах країни, в ряду яких надзвичайно важливою є оцінка агрокліматичних ресурсів як таких, що враховують фактори життя сільськогосподарських культур.

Прикладне значення та найбільше практичне застосування мають результати досліджень з агрокліматичного районування територій, де в наочній формі надається інформація про просторовий розподіл агрокліматичних ресурсів. Значно розширюється можливість практичного застосування при розміщенні галузей сільськогосподарського виробництва результатів спеціалізованого агрокліматичного районування, яке виконується як за окремими складовими агрокліматичних ресурсів, так і стосовно певних сільськогосподарських культур. Проте для територій, де відзначається значна неоднорідність підстильної поверхні, результати районування із застосуванням традиційного підходу і розроблених методів часто неефективні, так як не враховують можливий просторовий перерозподіл агрокліматичних ресурсів на малих площах під впливом елементів підстильної поверхні.

**Метою** даної статті є окреслення методологічних аспектів агрокліматичного районування територій з неоднорідною підстильною поверхнею.

**Обговорення проблеми.** Дослідження, присвячені агрокліматичному районуванню територій, започатковані на початку минулого сторіччя, а вже в середині століття Селяніновим Г.Т., Колосковим П. І., Поповим В. П., Сапожніковою С. А., Давітая Ф.Ф., Чирковим Ю. І., Шашко Д. І. сформульовані принципи і підходи та розроблені методи загального і спеціалізованого агрокліматичного районування [5, 12, 24-27]. Їх реалізація здійснена на прикладі територій СРСР, країн Східної Європи і світу [2-4, 11].

Треба відзначити, що агрокліматичне районування, як завдання поділу території на однорідні за певними показниками ділянки, здійснювалося за алгоритмом, аналогічного кліматичному районуванню, який базується на врахуванні просторового розподілу кліматичних ресурсів, зумовлених надходженням сонячного тепла на земну поверхню, його перерозподілом внаслідок макромасштабних циркуляційних процесів і впливом підстильної поверхні. При цьому, вплив останнього чинника оцінювався на рівні суші, океану та морів, рівнин і гірських систем. Але в основу агрокліматичного

районування, на відміну від кліматичного, було покладено принципи сільськогосподарської оцінки клімату, які базуються на врахуванні вимоги сільськогосподарських культур до факторів життя рослин - світла, тепла і вологи. При поділі територій були запропоновані таксономічні одиниці, за якими охоплюються значні площі - теплові пояси, зони зволоження та агрокліматичні області, відповідно за ресурсами тепла, вологи і умовами зимового періоду. Усі агрокліматичні показники відбивають вимоги сільськогосподарських культур до клімату, що дозволяє визначати різний ступінь його сприятливості.

Подальший розвиток напрямку здійснювався шляхом виділення двох підходів, які розвивалися паралельно – загального і спеціалізованого агрокліматичного районування. Для цих підходів однаковими залишаються принципи поділу території, але відрізняється комплекс агрокліматичних показників, ступінь деталізації агрокліматичних умов стосовно до вимог культур та врахування мезо- і мікромасштабних циркуляційних процесів під впливом підстильної поверхні вже на рівні типів, форм і елементів. Змінюється й ступінь просторово-часового узагальнення тощо.

Паралельно з розвитком теорії та удосконаленням методів і методик агрокліматичного районування територій удосконалювалися методи картографування показників агрокліматичних ресурсів і складання карт агрокліматичного районування [7, 9-11, 24]. Саме можливість складання карт агрокліматичного районування визначає перевагу досліджень цього напрямку, що пов'язано зі значною наочністю представлення отриманих результатів і дозволяє давати оцінку просторового розподілу агрокліматичних ресурсів з їх територіальною прив'язкою. Важливість територіальної прив'язки зумовила, в свою чергу, необхідність чіткого поділу агрокліматичних карт за масштабом. Було запропоновано виділення наступних масштабів при складанні карт агрокліматичного районування: дрібномасштабні (М 1:1000000 та дрібніше), середньомасштабні (М 1:100000 – 1:1000000) і великомасштабні (М 1:100000 та більше).

Зазначені підходи розроблялися стосовно агрокліматичного районування територій зі значною площею – площею континентів, країн, регіонів, а усі карти відносилися до дрібномасштабних, точність яких не перевищує 10 км. Районування таких територій за агрокліматичними ресурсами можливе за умови використання показників, яким притаманна мінливість тільки під впливом загально-географічних чинників, а саме географічної широти і довготи, висоти над рівнем моря, і які базуються на врахуванні макромасштабних циркуляційних процесів. Використання показників, які відзначаються значною мінливістю під впливом елементів неоднорідностей підстильної поверхні, ускладнює виділення однорідних територій. На картах районування ця ситуація відбивається у вигляді значної хвилястості ізолій, що значно зменшує їх точність.

Для подолання недоліку при складанні дрібномасштабних карт агрокліматичного районування, що виконується за показниками, яким притаманна значна чутливість до неоднорідностей підстильної поверхні, І.А.Гольцберг запропонована, а З.А.Міщенко удосконалена методика складання фонових карт агрокліматичного районування районування [7, 23]. Уникнення значної хвилястості ізолій для підвищення точності карт досягається за цією методикою шляхом виділення агрокліматичних макрорайонів тільки за даними метео- і агрометеорологічних станцій, які розміщені на рівнинних землях або в середній частині пологих схилів в горбистій та гірській місцевостях. Величини показників усіх інших станцій повинні бути приведені до даних станцій на рівнинних місцеположеннях шляхом введення параметрів мезо- і мікромікроматичної мінливості показників під впливом елементів підстильної поверхні. У табличному

вигляді до таких карт додатково надається інформація для згрупованих типів місцевості на території кожного із виділених агрокліматичних районів.

**Результати досліджень.** За таким підходом автором в останнє десятиріччя виконано агрокліматичне районування території України за різними складовими агрокліматичних ресурсів і лімітуючи агрокліматичних факторів [14-15, 18, 20]. Із зменшенням розмірів досліджуваної території та збільшенням масштабу карт можливості просторової деталізації інформації про агрокліматичні умови зростають. Вже на картах середнього масштабу (М 1:100000 і до 1:400000) може бути показана їх просторова мінливість під впливом типів рельєфу і типів ґрунтів та значних водойм, що проявляється у відхиленні напряму ізоліній. Але на картах такого масштабу неможливо показати мінливість агрокліматичних ресурсів під впливом форм рельєфу, експозиції і крутизни схилів, місцеположення на схилі, гранулометричного складу ґрунту та дрібних водойм.

Подальший розвиток досліджень присвячений агрокліматичному районуванню територій зі значною неоднорідністю підстильної поверхні [1, 6, 8-9, 13, 16-17, 21-22]. До таких територій можна віднести Україну, де на просторовий розподіл агрокліматичних ресурсів впливають дві гірські систем, моря і великими ріками, пагорбкуватий і горбистий типи рельєфу, значна пістрявість ґрунтового покриву та різні фіто- і агроценози. Слід відмітити, що якщо перші три чинники можна відзначити вже на загальних фізико-географічних картах масштабів 1:1500000 і 1:750000, то виділення впливу інших чинників можливе тільки при дослідженні топографічних або гіпсометричних і ґрунтових карт масштабу 1:50000 і більше. Тобто, врахування впливу усього спектру неоднорідностей підстильної поверхні на просторовий перерозподіл зональних закономірностей і виявлення азональних особливостей формування агрокліматичних ресурсів можливе на підставі детального аналізу великомасштабних топографічних та інших спеціалізованих карт.

До методологічних аспектів агрокліматичного районування територій з неоднорідною підстильною поверхнею слід віднести такі:

1. Обґрунтування етапів агрокліматичного районування та складання карт районування територій з неоднорідною підстильною поверхнею.

2. Визначення лінійних розмірів або площі досліджуваної території та масштабу складання карт районування, за яких можливості деталізації агрокліматичної інформації враховують максимально вплив усього спектру елементів неоднорідностей підстильної поверхні.

3. Застосування агрокліматичних показників, які здатні враховувати просторовий перерозподіл агрокліматичних ресурсів під впливом елементів підстильної поверхні.

4. Уточнення методів генералізації агрокліматичної інформації при тематичному і комплексному районуванні території з неоднорідною підстильною поверхнею.

Насамперед розглянемо можливості масштабів дослідження просторової деталізації агрокліматичних ресурсів з врахуванням впливу елементів підстильної поверхні (рис.1). Наочно видно, що при дослідженні просторового розподілу агрокліматичних ресурсів і районуванні території країни (наприклад, України) із елементів підстильної поверхні можливе врахування впливу гірських систем та значних підвищень, типів ґрунтів, а також морів й великих рік. При аналогічних дослідженнях адміністративних областей можна враховувати вже вплив типів рельєфу, глибини вертикального розчленування рельєфу, а адміністративних районів і окремих господарств – форм рельєфу, профілю, експозиції і крутизни схилів та місцеположенню на схилах, типів долин, малих річок і ставків.

При агрокліматичному районуванні територій з неоднорідною підстильною поверхнею до методологічних відносяться питання етапності районування: в якому



напрямку здійснювати районування – від дрібного до великого масштабу чи навпаки? Більш обґрунтованим і доцільним нам вважається метод агрокліматичного районування від значних територій до менших, від загального до спеціалізованого, тобто від дрібномасштабного до великомасштабного. За такого порядку здійснюється, по-перше, деталізація агрокліматичних умов у просторово - часовому розрізі, а по-друге, стосовно окремих сільськогосподарських культур. Ступінь генералізації інформації зменшується, проте збільшується ступінь її фільтрації з точки зору виявлення впливу окремих елементів підстильної поверхні. Зростає й точність виділених агрокліматичних таксонів (макро-, мезо- і мікрорайонів) на картах агрокліматичного районування.

Незалежно від того, тематичне чи комплексне агрокліматичне районування територій здійснюється, етапи проведення досліджень залишаються однаковими:

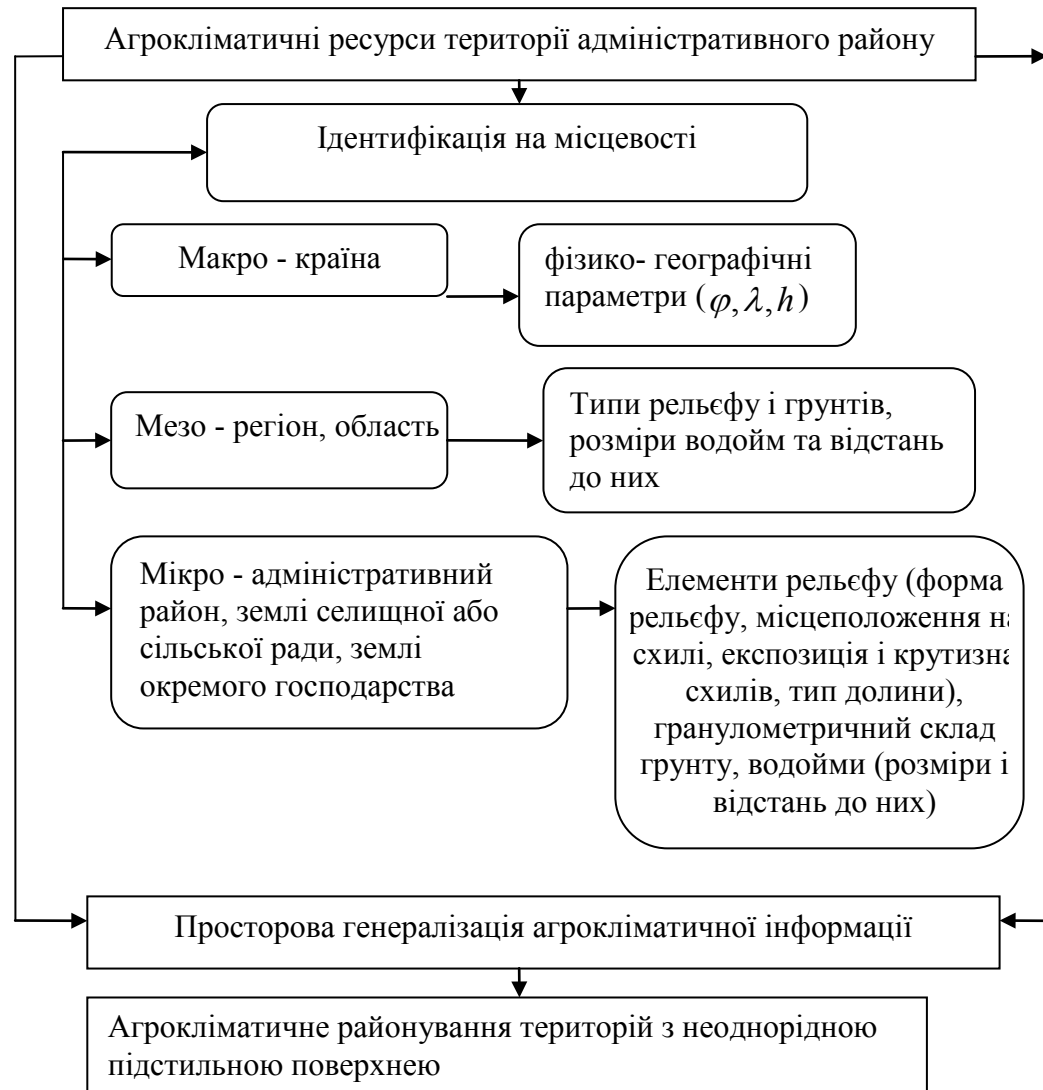


Рис.1 - Алгоритм агрокліматичного районування територій з неоднорідною підстильною поверхнею

1. Ідентифікація території дослідження і визначення географічної широти і довготи та абсолютної висоти місцевості; Визначення метео- або агрометеорологічної станції, інформація якої характеризує агрокліматичні умови рівнинних земель території;

2. Кількісна характеристика агрокліматичних ресурсів (ресурсів світла, тепла і вологи) та лімітуючих агрокліматичних умов (режиму заморозків і умов перезимівлі).

3. Геоморфологічний аналіз території – визначення типу, форм і елементів рельєфу, поширених на досліджуваній території. Для виконання цього етапу необхідна топографічна або гіпсометрична карта у великому масштабі (М 1:50000, М 1:25000, М 1:10000 або М 1:5000). Із збільшенням масштабу карти зростає точність виділення контурів на карті з різними місцезонами. Аналогічно за великомасштабними картами виконується аналіз ґрунтового покриву за типом, гранулометричним складом і мінералізацією, а також встановлення відстані до найближчих значних водойм;

4. Встановлення механізму формування мікрокліматичної мінливості різних складових агрокліматичних ресурсів і лімітуючих агрокліматичних факторів та уточнення параметрів їх мікрокліматичної мінливості для виділених місцезонами та проведення розрахунку величин показників агрокліматичних ресурсів і лімітуючих агрокліматичних факторів для усього комплексу місцезонами на досліджуваній території;

5. Визначення діапазону мінливості величин показників агрокліматичних ресурсів і лімітуючих факторів та встановлення кроку районування, який залежить від конкретного показника і вимог сільськогосподарських культур. Визначення кількості мікрорайонів та їх ідентифікація;

6. Агрокліматичне районування досліджуваної території за конкретним фактором (показником) або їх комплексом, яке полягає у віднесенні окремих місцезонами до конкретного мікрорайону.

7. Складання великомасштабної карти агрокліматичного районування досліджуваної території (комплексної або за окремими складовими агрокліматичних умов).

На рис.1 представлено алгоритм таких досліджень, за яким показано шляхи аналізу вихідної і генералізації кінцевої інформації в залежності від конкретних чинників території. Кожен з етапів досліджень базується на врахуванні цілком визначених географічних і геоморфологічних чинників, які зумовлюють оптимальний масштаб карт агрокліматичного районування. Це дозволяє, крім наочності представлення матеріалів досліджень, мати високу точність результатів районування територій.

Етапність здійснення агрокліматичного районування територій з неоднорідною підстильною поверхнею пов'язана з необхідністю проведення певних досліджень, в яких немає необхідності при дрібномасштабному агрокліматичному районуванні, а саме - детальному аналізу елементів підстильної поверхні. Для виконання такого аналізу необхідні картографічні основи, насамперед великомасштабні топографічні або гіпсометричні карти і карти ґрунтового покриву, а також карти сучасної організації угідь. Причому, якщо на великомасштабних (М 1:10000) картах ґрунтового покриву виділено землі з різним типом і гранулометричним складом, то з великомасштабними картами рельєфу необхідно виконати значну частину картографічних робіт, які вимагають певних навиків і досвіду. В залежності від напрямку агрокліматичного районування території – певного тематичного чи комплексного, необхідно скласти карти глибини вертикального розчленування рельєфу, форми рельєфу, експозиції і крутизни схилів, місцезонами на схилі.

Інший методологічний аспект пов'язаний з обґрунтуванням для конкретних територій доцільних площ районування. Методологія досліджень цього напрямку базується на застосуванні методів макро-, мезо- і мікрокліматичної обробки даних метеорологічних і агрометеорологічних спостережень з різним рівнем їх просторового і часового осереднення та методів генералізації інформації з агрокліматичних ресурсів і лімітуючих агрокліматичних умов. Ступінь генералізації агрокліматичної інформації

визначається розміром і характером (неоднорідністю) підстильної поверхні території, для якої виконується агрокліматичне районування. Вона визначає й вибір масштабу карт, які здатні з високою точністю відбивати можливий спектр величин, зумовлених просторовою неоднорідністю підстильної поверхні.

При агрокліматичному районуванні територій з неоднорідною підстильною поверхнею ставляться певні вимоги до показників, за якими здійснюється районування. В якості основних агрокліматичних показників при загальному дрібномасштабному районуванні, з метою збереження послідовності, пропонується використання традиційних показників, які характеризують світлові і теплові ресурси, ресурси вологи, а також умови заморозко- і морозонебезпечності та посушливості. При спеціалізованому агрокліматичному районуванні необхідно використовувати показники, які адекватно відбивають вплив умов середовища на конкретну культуру, або повною мірою характеризують просторово-часову структуру конкретних складових агрокліматичних ресурсів. При цьому, як за підходу загального, так і спеціалізованого районування, треба зважати на наступні етапи, які здійснюватимуться з врахуванням мезо- та мікроклімату. Тобто важливим кроком є вибір показників, які цілком здатні характеризувати ресурси територій з врахуванням встановленого спектру елементів підстильної поверхні, різномасштабних циркуляційних процесів і вимог сільськогосподарських культур до середовища.

Реалізація методу агрокліматичного районування території з неоднорідною підстильною поверхнею на сьогоднішній день здійснена на більшості площі Північного Причорномор'я. На рис.2 надано фрагмент такого районування території Арцизького району Одеської області за умовами заморозко- і морозонебезпечності. Ця територія, за дрібномасштабним агрокліматичним районуванням України за заморозконебезпечністю, входить в п'ятий – сьомий макрорайони. Тривалість беззаморозкового періоду тут становить 171-200 діб, припинення весняних заморозків у повітрі і на поверхні ґрунту відзначається відповідно 10-20 і 20-30 квітня, а дати перших осінніх заморозків – 10 жовтня-10 листопада і 1-30 жовтня. Формування мезо- і мікрокліматичної різниці умов заморозконебезпечності зумовлене термодинамічним механізмом при мезо- і мікромасштабних циркуляційних процесах, пов'язаних з наявністю неоднорідної підстильної поверхні, насамперед вертикальним розчленуванням рельєфу.

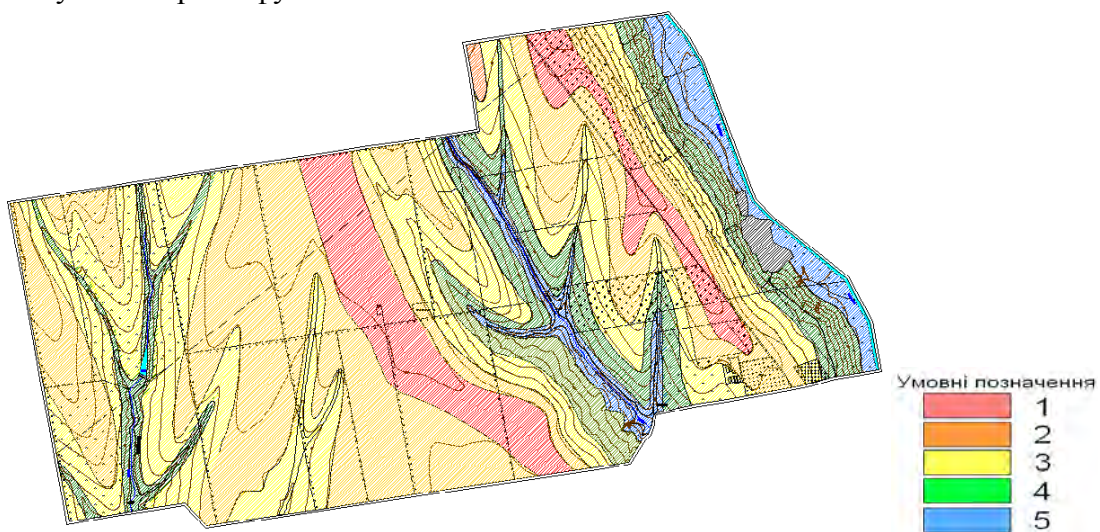


Рис.3 - Карта великомасштабного агрокліматичного районування території окремого господарства за умовами заморозконебезпечності з врахуванням мезо- і мікроклімату (М 1:10000).

Згідно із геоморфологічним районуванням України на цій території глибина вертикального розчленування рельєфу змінюється від 10 до 100 м, поширені значні рівнинні ділянки, вододільні поверхні і плато, схили різної експозиції і крутизни, дно широких і вузьких долин, заплави. Найбільш значний просторовий перерозподіл термічного режиму, який зумовлює формування умов заморозконебезпечності в весняний і осінній періоди, визначається саме впливом глибини вертикального розчленування рельєфу. Тому за цим показником й виділяються мезорайони. Деталізація величин показників заморозконебезпечності виконується в залежності від місцеположення на схилі – верхній, середній або нижній частинах. В табл.1 представлено результати розрахунку умов заморозконебезпечності за основним показником – тривалістю беззаморозкового періоду. Так, наприклад, тільки в межах шостого макрорайону виділено два мезорайони: слабкопагорбкуватого з глибиною вертикального розчленування рельєфу менше 60 м і пагорбкуватого - 60-100 м. В кожному із мезорайонів виділяються мікрорайони в залежності від форми рельєфу і місцеположення на схилі. Таким чином, в межах одного макрорайону виділено два мезорайони і по 5 мікрорайонів – усього, з врахуванням вирівняних земель, 11 мікрорайонів. В межах першого мезорайону тривалість беззаморозкового періоду в залежності від місцеположення ділянки може змінюватися від 170 до 195 діб, а другого мезорайону – від менше 170 до більше 200 діб. Тобто в межах одного макрорайону діапазон мінливості тривалості беззаморозкового періоду складає 25-30 діб.

Таблиця 1 - Мезо- і мікрокліматичне районування шостого макрорайону України за умовами заморозконебезпечності (тривалість беззаморозкового періоду, доба)

Макро-район	Рівнина	Мезорайон, ΔН, м)	Вододільна поверхня	Частина схилу			Дно долин
				верхня	середня	нижня	
6	181-190	<60	186-195	186-195	181-190	176-185	170-180
		60-100	>200	191-200	181-190	170-180	<170

На рис.3 представлено великомасштабну (1:10000) мікрокліматичну карту агрокліматичного районування території окремого господарства в межах шостого макрорайону України, на якій показано виділені в межах двох мезорайонів 11 мікрорайонів за умовами заморозконебезпечності. Складена мікрокліматична карта дозволяє ідентифікувати конкретні мікрорайони на місцевості. Точність виділення мікрорайонів складає 10 м., що значно перевищує точність розроблених раніше карт.

**Висновки.** Наведені в статті методологічні аспекти агрокліматичного районування територій з неоднорідною підстильною поверхнею цілком охоплюють питання, які виникають при практичному здійсненні завдання.

#### Список літератури

1. *Агрокліматические ресурсы и микроклимат Молдавии* // Под ред. З.А. Мищенко. – Кишинев: Штиинца. -1988. – 161 с.
2. *Агрокліматические ресурсы территории социалистических стран Европы.* – София: Изд. Болгарской АН, 1971. – 33 с.
3. *Агрокліматическое районирование пяти основных сельскохозяйственных культур на территории социалистических стран Европы.* – София: БАМ, 1979. – 123 с. - 14 карт.
4. *Агрокліматический атлас мира.* – М. - Л.: ГУГК. Гидрометеиздат, 1972. – 186 с.
5. *Вопросы агрокліматического районирования СССР* // Под. ред. Г. Т. Селянинова, Ф.Ф.Давитая. – М.: Гидрометеиздат, 1958. – 172 с.

6. Гольцберг И.А. Агроклиматическое районирование территории административных областей / И.А. Гольцберг. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – С. 52-79.
7. Гольцберг И.А. Современное состояние и задачи в области климатического картографирования СССР. – / В кн.: Тематическое картографирование в СССР. Л.: Наука. -1967. - С.84-90.
8. Каринг П.Х. Расчет климатических показателей влагообеспеченности и их площадных характеристик на ЭВМ. В кн.: Гидрометеорологические и картографические исследования территории Эстонской ССР. - Тарту, 1978. - С.25-35.
9. Каушила К.А. О принципах выделения микроклиматических районов на картах средних масштабов. – Труды ГГО. – 1972. - Вып.288. -С.53-60.
10. Клімат України // За ред. В.М.Ліпінського, В.І.Дячука, В.М.Бабіченко. - Київ: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
11. Кельчевская Л.С. Влажность почв Европейской части СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 183 с.
12. Колосков П.И. Климатический фактор сельского хозяйства и агроклиматическое районирование. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 328 с.
13. Ляшенко Г.В. Агроклиматическое районирование административного района с учетом микроклимата (на примере Суворовского района Молдовы): автореф. дисс. на соиск. ученой степени канд. геогр. наук: 11.00.09 «Метеорология, климатология, агрометеорология». – Одесса, 1991. – 28 с.
14. Ляшенко Г.В. Комплексное агроклиматическое районирование Украины по радиационно-тепловым ресурсам / Метеорологія, кліматологія і гідрологія. – Одесса, 2004. - № 48. - С. 219-225.
15. Ляшенко Г.В. Агроклиматическое районирование Украины по условиям увлажнения / Метеорологія, кліматологія і гідрологія. – Одесса, 2005. - № 49. – С. 274-284.
16. Ляшенко Г.В. Агрокліматичне районування України за умовами заморозконебезпечності з урахуванням мезо- і мікроклімату / Культура народів Причорномор'я. – Сімферополь, 2005. - № 61. – С. 15-18.
17. Ляшенко Г.В. Агрокліматичне районування України за тепловими ресурсами дня та ночі з урахуванням мезо- і мікроклімату / Культура народів Причорномор'я. – Сімферополь, 2005. - № 65. - С.16-21.
18. Ляшенко Г.В. Методологические аспекты применения ГИС-технологий при агроклиматическом районировании территорий / Культура народів Причорномор'я. – Сімферополь, 2007. - № 104. – С. 128-132.
19. Ляшенко Г.В. Комплексное разномасштабное районирование Украины /Метеорологія, кліматологія і гідрологія: Міжвід. наук. зб. України. – Одеса: КНТ, 2008. - № 50. - С.336-341.
20. Ляшенко Г.В. Агроклиматическое районирование Украины /Украинский гидрометеорологический журнал. – Одесса: Экология, 2008. - № 3. – С.98-108.
21. Ляшенко Г.В. Методологічні засади різномасштабного агрокліматичного районування територій / Украинский гидрометеорологический журнал. – Одесса: Экология, 2013. - № 12. – С.184-192.
22. Мищенко З.А., Ляшенко Г.В. Крупномасштабное картографирование микроклимата по условиям заморозко – и морозоопасности / Изд. АН МССР. Серия биол. и хим. наук. – Кишинев: Штиинца, 1990. - № 3. – С. 60-72.
23. Мищенко З.А. Составление фоновых карт для оценки изменчивости термического режима в пространстве. – В кн.: Научный семинар специалистов гидрометслужб соц. стран по проблеме «Методы составления агроклиматических карт», Обнинск, 1968, с.88-104.
24. Селянинов Г.Т. К методике сельскохозяйственной картографии. Труды по сельскохозяйственной метеорологии. – 1930. -Вып.22. - С.45-91.
25. Селянинов Г.Т. Климатическое районирование СССР для сельскохозяйственных целей / Памяти академика Л.С. Берга. – М.-Л.: Гидрометеиздат, 1955. – С.187-225.
26. Селянинов Г.Т. Принципы агроклиматического районирования СССР // Вопросы агроклиматического районирования СССР. – М.: МСХ СССР. - 1958. – С. 7-14.
27. Шашко Д.И. Агроклиматические ресурсы СССР. – Л.: Гидрометеиздат. - 1985. – 247с.

**Методологические аспекты агроклиматического районирования территорий с неоднородной подстилающей поверхностью. Г.В.Ляшенко**

*Рассмотрены общие вопросы агроклиматического районирования территорий и очерчены методологические аспекты районирования территорий с неоднородной подстилающей поверхностью.*

*Ключевые слова: агроклиматическое районирование, подстилающая поверхность, макро-, мезо-и микроклиматическое районирование.*

**Methodological aspects for agroclimatic zoning of territories with inhomogeneity underlying surface. G.V.Lyaschenko**  
*Common questions of territories' agroclimatic zoning have been analyzed and zoning's methodological aspects of territories with inhomogeneity underlying surface have been excreted.*

**Key words:** *agroclimatic zoning, underlying surface, macro-, meso- and microclimatic zoning.*

УДК 551.577.61

А.М. Польовий, д.геогр.н., Л.Ю.Божко, к.г.н., О.О.Дронова, к.г.н.

Одеський державний екологічний університет

## АГРОКЛІМАТИЧНА ОЦІНКА ЗМІН РЕЖИМУ ЗВОЛОЖЕННЯ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

*Наводиться порівняльна характеристика річного та сезонних режимів опадів на території України на період до 2030 р. Відзначається очікуване загальне збільшення річної кількості опадів та нерівномірність їх випадіння за сезонами року. Очікується зменшення кількості опадів у літній період в Степовій зоні України.*

**Ключові слова:** кількість опадів, режим зволоження, сценарії зміни клімату, посушливість, вологозабезпеченість.

Важливою ланкою проблеми глобальної зміни клімату, наявність якої вже не викликає сумнівів, є оцінка агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур та вплив цих змін на їхню продуктивність. Сільське господарство є найбільш вразливою галуззю економіки України до коливань та змін клімату. Враховуючи інерційний характер сільськогосподарського виробництва та залежність його ефективності від погодних умов, вже зараз виникає необхідність вивчення зміни агрокліматичних умов та прийняття своєчасних і адекватних рішень щодо складних проблем, зумовлених змінами клімату.

В кліматичних умовах України вологозабезпеченість є визначальною для одержання стабільних та високих врожаїв сільськогосподарських культур. У зв'язку з цим надзвичайно важливим є вивчення сучасної динаміки режиму опадів та її оцінки на найближчі 10 – 20 років.

**Матеріали і методи досліджень.** З метою дослідження режиму опадів був проведений його аналіз за періоди 1961 – 1990 рр. (перший період, прийнятий Всесвітньою Метеорологічною Організацією за базовий) та 1986 – 2005 рр. (другий період) за матеріалами, узагальненими в [1].

Виконана робота є продовженням досліджень з оцінки впливу кліматичних змін на галузі економіки України, результати яких узагальнені в роботі [2].

Для оцінки змін режиму опадів при можливих змінах клімату було використано три сценарії зміни клімату: «м'який» *GFDL-30%* [3], «помірний» - *A1B*, «жорсткий» - *A2* [4,5].

Для характеристики умов зволоження проаналізовані суми опадів за рік та за сезонами в кожній природно – кліматичній зоні, гідротермічний коефіцієнт (ГТК) Г.Т.Селянінова.

Слід зауважити, що період 1960 – 1990 рр. відстоїть досить далеко від сучасного періоду, тому можливі зміни режиму опадів за сценаріями зміни клімату розглядалися у порівнянні з другим періодом – 1986 – 2005 рр.

**Результати дослідження.** В цілому за рік на території України, як у базовий період, так і в розрахунковий прогностичний період 2011–2030 рр., за різними сценаріями зміни клімату очікується зменшення кількості опадів у напрямку з північного заходу на південний схід. Але на всій території України по сезонах року спостерігаються значні коливання очікуваної кількості опадів (табл. 1, рис.1).

У Поліссі за розрахунковий період 2011–2030 рр. два сценарії зміни клімату *CFDL-30%* та *A1B* дають приблизно однакову очікувану кількість річних опадів – 708мм (109% від II базового періоду 1986–2005 рр.) та 732 мм (112%) відповідно. За сценарієм зміни клімату *A2* можна очікувати збільшення кількості опадів на території Полісся до 120%, що становитиме 785 мм (рис. 1).

Кліматична норма річних опадів у Лісостепу становить 600 мм, для цієї території за сценаріями *GFDL-30%* та *A2* очікується приблизно однакова кількість річних опадів у період від 2011 до 2030 рр. – 705 і 723 мм відповідно, тобто збільшення становитиме 120%. За сценарієм *A1B* також очікується збільшення опадів, але в дещо меншій кількості - до 665 мм (110%).

В Степовій зоні України випадає найменша кількість опадів. У Північному Степу річна кліматична норма становить 550 мм. За розрахунками сценаріїв *GFDL-30%* та *A1B* очікується незначне збільшення річної кількості опадів для цієї території до 560мм, що становитиме 105% (табл.1, рис.1). За сценарієм *A2* очікується збільшення кількості опадів до 645 мм.

У Південному Степу, згідно проведених розрахунків, всі три сценарії зміни клімату показують, що відбудеться незначне збільшення річної суми опадів, в середньому на 110%. Річна кількість опадів становитиме 525 мм за сценаріями *GFDL-30%* та *A1B* і 510 мм за сценарієм *A2*.

Таким чином, в розрізі цілого року спостерігається загальна тенденція збільшення річної кількості опадів для всіх природно-кліматичних зон України, при цьому для території Полісся, Лісостепу та Північного Степу сценарії *CFDL-30%* та *A1B* показують приблизно однакові результати розрахунків річної кількості опадів, за сценарієм *A2* слід очікувати приблизно на 10–15% більшу кількість опадів, ніж за двома попередніми сценаріями. Для території Південного Степу всі три сценарії показують приблизно однакові результати розрахунків.

Проте, згідно проведених нами розрахунків, у кожній природно-кліматичній зоні, як і на всій території України в цілому, по сезонах року спостерігаються значні коливання очікуваної кількості опадів.

*Полісся.* На території Полісся найменша кількість опадів в середньому багаторічному в базовий період припадає на зимовий період і становить у середньому багаторічному 104 мм. Як видно із табл. 2. розрахована за всіма сценаріями зміни клімату кількість зимових опадів буде збільшуватись. Найбільше збільшення показують сценарії *A1B* і *A2*, до 161 мм та до 157 мм (155%та 151%) відповідно. Дещо менше збільшення кількості опадів прогнозує сценарій *CFDL-30%* – до 121 мм (116%) (табл.2., рис.2).

У весняний період середня багаторічна кількість опадів становить 145 мм. Для розрахункового періоду 2011–2030 рр. найбільше збільшення кількості опадів показує сценарій *A2* - до 196 мм, що становитиме 135% від базового періоду. За сценарієм *CFDL-30%* можна очікувати збільшення кількості опадів у весняний період до 157 мм (108%). Сценарій зміни клімату *A1B*, навпаки, прогнозує зменшення кількості опадів навесні до 76 мм, що становитиме лише 52% від кліматичної норми.

Середня багаторічна кількість опадів влітку у Поліссі становить 249 мм. Згідно розрахунків, за сценарієм зміни клімату *A1B* кількість опадів влітку до 2030 року не зміниться, за сценаріями зміни клімату *CFDL-30%* та *A2* можна очікувати збільшення кількості опадів до 298 і 257 мм відповідно.

Слід зазначити, що можна очікувати і зміну такого важливого показника зволоження території як гідротермічний коефіцієнт Г.Т.Селянинова. Якщо в базовий період 1986–2005 рр. ГТК становить 1.5, то за розрахунками за сценарієм зміни клімату *CFDL-30%* та *A1B* очікуватиметься незначне збільшення сухості території - при ГТК=1,3–1,4 відповідно. А розрахунки за сценарієм зміни клімату *A2* вказують на підвищення ГТК до 1,6.

Таблиця 1 – Порівняльна характеристика річних сум опадів по території України

Природно-кліматична зона	Базовий період			За сценаріями зміни клімату в період 2011–2030 рр.					
	I-й 1961–1990рр.	II-й 1986–2005 рр.		<i>GFDL-30%</i>		<i>A1B</i>		<i>A2</i>	
	Сума опадів	Сума опадів	% від I базового періоду	Сума опадів	% від II базового періоду	Сума опадів	% від II базового періоду	Сума опадів	% від II базового періоду
Полісся	636	651	102	708	109	732	112	785	121
Лісостеп	611	600	98	705	118	665	111	723	121
Північний Степ	534	545	102	592	109	560	103	645	118
Південний Степ	450	464	103	525	113	525	113	510	110

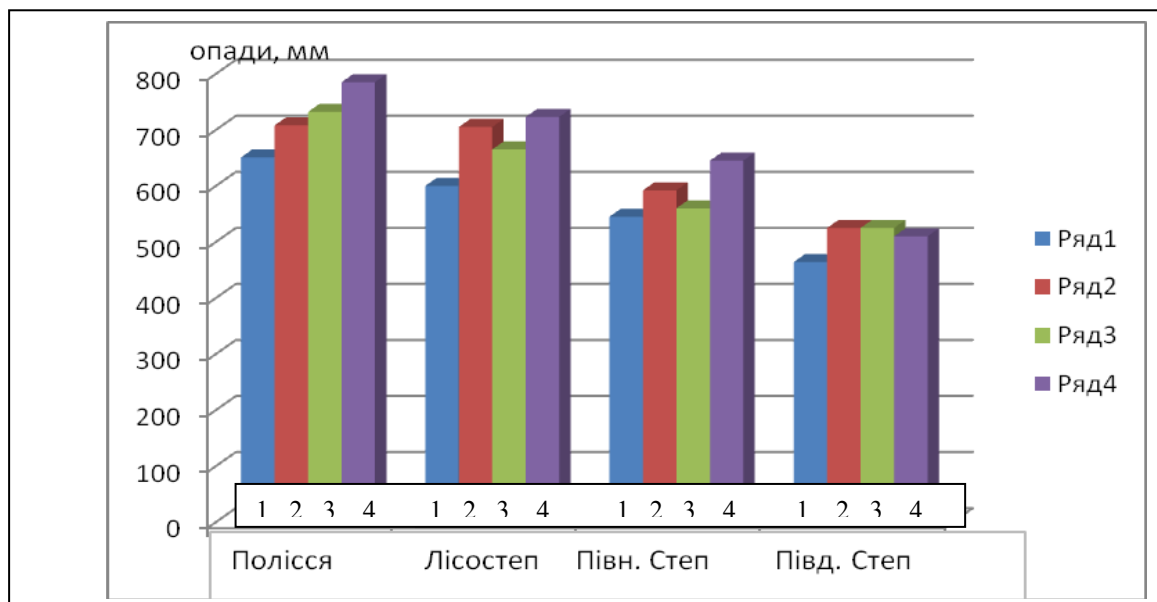


Рис. 1 – Порівняльна характеристика річних сум опадів на території України: 1 – базовий період 1986–2005 рр.; 2 – сценарій зміни клімату *GFDL-30%*; 3 – сценарій зміни клімату *A1B*; 4 – сценарій зміни клімату *A2*

Восени, як видно з даних табл.2, рис.2, за сценаріями *CFDL-30%* та *A1B* слід очікувати незначне зменшення кількості опадів до 132 мм та 149 мм відповідно, при кліматичній нормі 153 мм. Сценарій зміни клімату *A2* вказує на підвищення кількості осінніх опадів до 175 мм.

*Лісостеп.* На території Лісостепу за середніми багаторічними даними кількість опадів взимку становить 101 мм (табл. 2, рис.3). Всі сценарії зміни клімату вказують на підвищення кількості зимових опадів. Сценарії *A1B* та *A2* дають майже однакові



Таблиця 2 – Порівняльна характеристика режиму зволоження на території Полісся та Лісостепу України

Пора року	Базовий період					За сценаріями зміни клімату період 2011–2030 рр.								
	I-й 1961-1990		II-й 1986-2005			GFDL-30 %			A1B			A2		
	Сума опадів	ГТК	Сума опадів	% від I базового періоду	ГТК	Сума опадів	% від II базового періоду	ГТК	Сума опадів	% від II базового періоду	ГТК	Сума опадів	% від II базового періоду	ГТК
Полісся														
Зима	133		104	78		121	116		161	155		157	151	
Весна	131		145	111		157	108		76	52		196	135	
Літо	235	1,4	249	106	1,5	298	120	1,3	246	99	1,4	257	103	1,6
Осінь	137		153	112		132	86		149	97		175	114	
Рік	636		651	102		708	109		732	112		785	121	
Лісостеп														
Зима	121		101	83		129	128		145	144		147	146	
Весна	134		135	101		158	117		169	125		175	130	
Літо	232	1,3	222	96	1,3	296	133	1,2	222	100	1,3	240	108	1,4
Осінь	123		142	115		121	85		129	91		161	105	
Рік	611		600	98		705	118		665	111		723	121	

результати. Згідно розрахунків кількість очікуваних зимових опадів становитиме 145 і 147 мм відповідно, що становить у середньому приблизно 145% від кліматичної норми. Сценарій *CFDL-30%* також вказує на підвищення кількості опадів, але не таке значне – до 158 мм (117%)

Навесні також зберігається тенденція збільшення кількості опадів за всіма сценаріями від 158 мм за сценарієм *CFDL-30%* до 175 мм за сценарієм *A2*, при кліматичній нормі 135 мм.

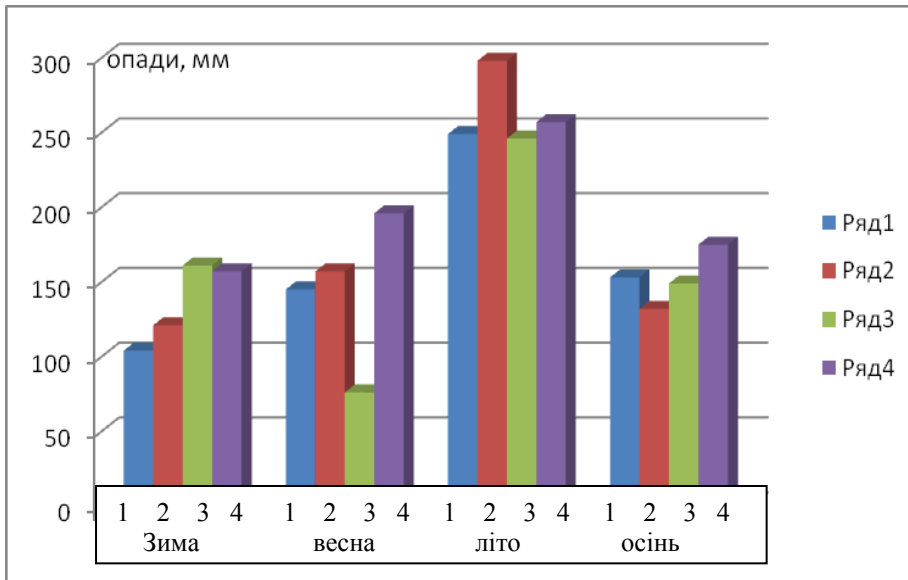


Рис. 2– Порівняльна характеристика сум опадів на території Полісся:  
 1 – базовий період 1986–2005 рр.; 2 – сценарій зміни клімату *GFDL-30%*;  
 3 – сценарій зміни клімату *A1B*; 4 – сценарій зміни клімату *A2*

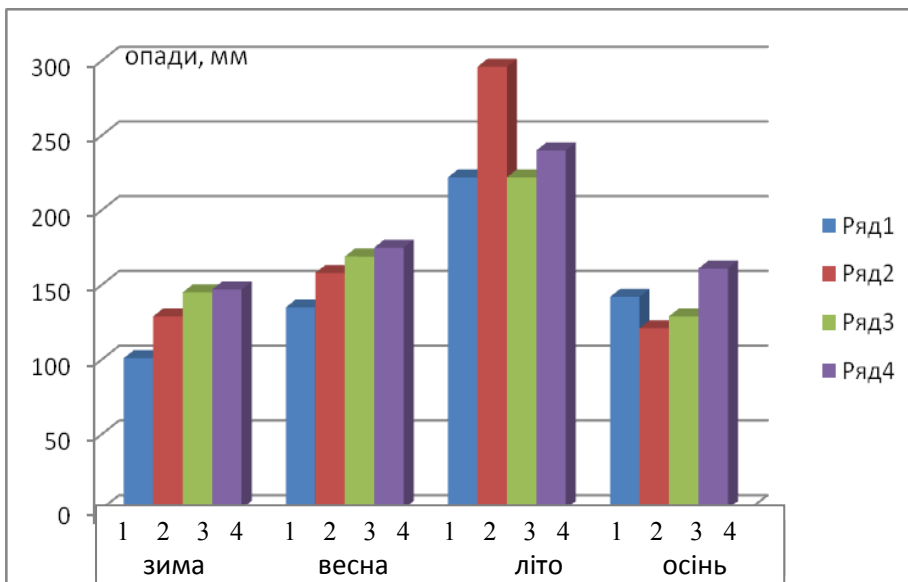


Рис. 3 - Порівняльна характеристика сум опадів на території Лісостепу:  
 1 – базовий період 1986–2005 рр.; 2 – сценарій зміни клімату *GFDL-30%*;  
 3 – сценарій зміни клімату *A1B*; 4 – сценарій зміни клімату *A2*.

У літній період на території Лісостепу за середніми багаторічними даними випадає 222 мм опадів. За сценаріями зміни клімату *CFDL-30%* та *A2* має очікуватись збільшення кількості опадів до 296 та 240 мм відповідно, і лише сценарій *A1B* не прогнозує зміни кількості опадів влітку. ГТК за сценарієм зміни клімату *CFDL-30%* зменшиться до 1,2, а за сценаріями *A1B* і *A2* збільшиться до 1,3 і 1,4 відповідно.

Восени, навпаки, для території Лісостепу сценарій *CFDL-30%* та *A1B* вказують на зменшення кількості опадів до 121 мм (85%) та 129 мм (91%) відповідно, при кліматичній нормі 142 мм. І лише за сценарієм *A2* слід очікувати незначне збільшення кількості опадів до 161 мм.

*Степ.* Ця природна зона займає майже 40% території України і нерівномірна за умовами зволоження. Характеристика умов зволоження Степу наведена у табл. 3, рис 4.

На території *Північного Степу* найменша кількість опадів випадає взимку і за середніми багаторічними даними становить 95мм. За розрахунками за усіма сценаріями на період до 2030р. очікуватиметься збільшення опадів. За сценарієм *CFDL-30%* очікувана кількість опадів може становити 130 мм, за сценарієм *A1B* – 145 мм, а за сценарієм *A2* – 153 мм.

Навесні також можна очікувати збільшення кількості опадів до 126 мм за сценарієм зміни клімату *CFDL-30%*, а за сценарієм *A2* – до 163 мм. При цьому середня багаторічна кількість опадів у весняний період на території Північного Степу становить 118 мм.

Влітку кліматична норма досягає 195 мм. Як видно з даних табл. 3 за сценарієм *CFDL-30%* можна сподіватися на незначне підвищення кількості опадів до 208 мм, а за сценаріями *A1B* та *A2* слід очікувати зменшення кількості опадів за цей сезон на території Північного Степу до 169 та 172 мм відповідно.

Восени кількість опадів у Північному Степу за сценаріями *CFDL-30%* та *A1B* дещо знизиться до 128 і 118 мм відповідно. При цьому середня багаторічна кількість опадів в осінній період становить 137 мм. За сценарієм *A2* кількість опадів восени дещо підвищиться – до 157 мм.

*Південний Степ.* Територія Південного Степу отримує ще менше вологи, ніж Північний Степ. Найменша кількість опадів теж випадає взимку. Кліматична норма цього сезону становить 91 мм (табл.3, рис 5).

Всі три розрахункові сценарії зміни клімату вказують на підвищення кількості опадів в зимовий період. Причому саме для території Південного Степу слід очікувати найсуттєвіший ріст кількості зимових опадів. Найбільше зростання сум опадів взимку очікуватиметься за сценарієм *A1B* – майже вдвічі до 176 мм (193%). Трохи менше зростання відзначається за сценарієм *A2* – до 143 мм (157%), за сценарієм *CFDL-30%* сума опадів зростає до 113 мм (124%).

Навесні, при кліматичній нормі опадів у 102 мм за сценаріями *CFDL-30%* та *A2* можливе незначне підвищення кількості опадів до 113 мм (111%) та 122 мм (120%) відповідно. Сценарій *A1B* вказує на незначне зменшення кількості опадів до 97 мм (95%). Тобто, можна сказати, що режим зволоження Південного Степу весною суттєво не зміниться.

За середніми багаторічними даними влітку у Південному Степу випадає 155 мм опадів. За аналізом одержаних результатів розрахунків за трьома сценаріями очікуватиметься зменшення кількості опадів.

Найбільш суттєве зниження відзначається за сценарієм *A1B* до 97 мм, що становитиме всього 63% від кліматичної норми. За сценарієм *A2* також слід очікувати зменшення опадів влітку до 115 мм (74%). І лише сценарій *CFDL-30%* вказує на підвищення кількості опадів до 183 мм (118%).

Таблиця 3 – Порівняльна характеристика режиму зволоження на території Степу

Зона	Період													
	Базові періоди					За сценаріями зміни клімату період 2011-2030 роки.								
	I період		II період			GFDL -30%			A1B			A2		
	1961-1990		1986-2005											
	Сума опадів	ГТК <sub>≥10С</sub>	Сума опадів	ГТК <sub>≥10С</sub>	% від базового 1961-1990	Сума опадів	% від базового	ГТК <sub>≥10С</sub>	Сума опадів	% від базового 1986-2005	ГТК <sub>≥10С</sub>	Сума опадів	% від базового 1986-2005	ГТК <sub>≥10С</sub>
Північний Степ														
зима	132		95		72	130	137		145	153		153	161	
весна	121		118		98	126	107		128	108		163	138	
літо	170	0.9	195	1.0	115	208	107	0.9	169	87	1.0	172	88	1.1
осінь	111		137		123	128	93		118	86		157	115	
рік	534		545		102	592	109		560	103		645	118	
Південний Степ														
зима	106		91		86	113	124		176	193		143	157	
весна	105		102		97	113	111		97	95		122	120	
літо	143	0.8	155	0.9	108	183	118	0.7	97	63	0.6	115	74	0.7
осінь	97		116		120	116	100		155	134		130	112	
рік	450		464		103	525	113		525	113		510	110	

За значеннями ГТК ступінь вологозабезпеченості території знизиться за всіма сценаріям зміни клімату до 0,7–0,6.

В осінній період на території Південного Степу за середніми багаторічними даними випадає 116 мм опадів. За сценарієм *CFDL-30%* їх кількість не зміниться, за сценаріями *A1B* очікуватиметься збільшення до 155 мм (134%), а за сценарієм *A2* очікуватиметься підвищення кількості опадів до 130 мм (112%).

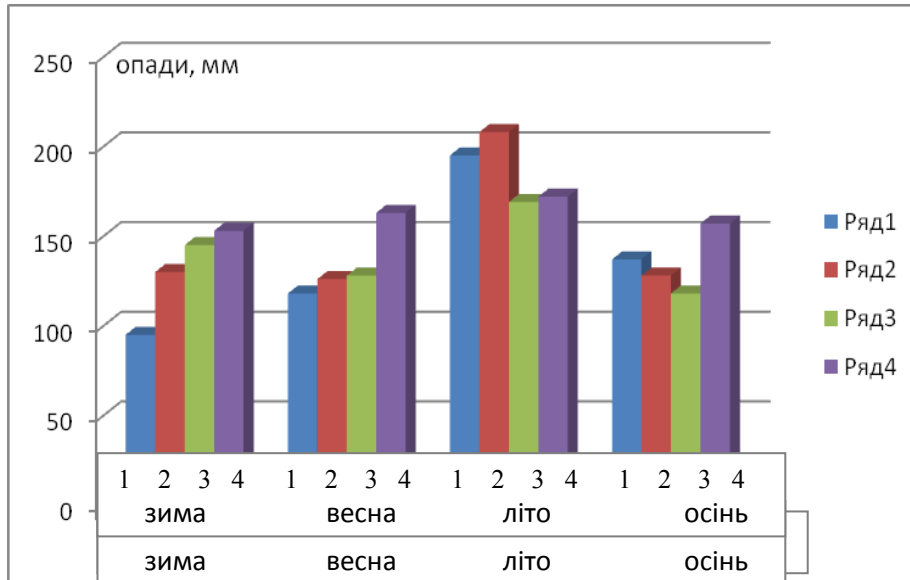


Рис. 4 – Порівняльна характеристика сум опадів на території Північного Степу: 1 – базовий період 1986–2005 рр.; 2 – сценарій зміни клімату *GFDL-30%*; 3 – сценарій зміни клімату *A1B*; 4 – сценарій зміни клімату *A2*.

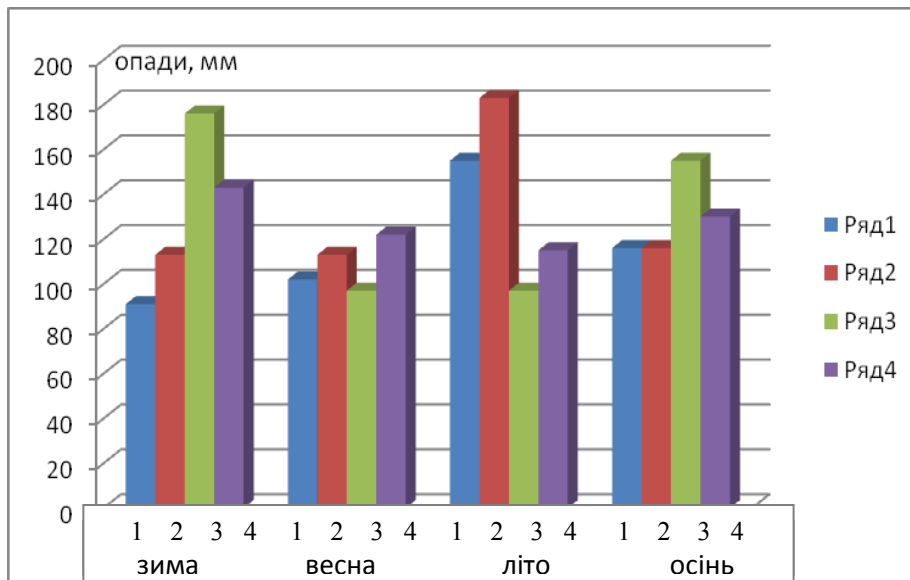


Рис. 5 – Порівняльна характеристика сум опадів на території Південного Степу: 1 – базовий період 1986–2005 рр.; 2 – сценарій зміни клімату *GFDL-30%*; 3 – сценарій зміни клімату *A1B*; 4 – сценарій зміни клімату *A2*.

Таким чином, для території Північного та Південного Степу, яка є найбільш важливою для вирощування зернових культур, зокрема озимої пшениці та ярого ячменю, найбільш вірогідне зниження літньої кількості опадів, тобто погіршення умов вологозабезпеченості культур. Для території Північного Степу з великою мірою вірогідності також очікується погіршення умов вологозабезпеченості осіннього періоду вегетації озимих культур.

**Висновки.** Річна кількість опадів за оцінкою як «м'якого» сценарію зміни клімату, так і «жорсткого» збільшується на всій території країни. При цьому для території Полісся, Лісостепу та Північного Степу найзначніше збільшення кількості опадів до 134, 123 і 100 мм відповідно показує сценарій *A2*. Для території Південного Степу найбільшого підвищення кількості річних опадів до 61 мм слід очікувати, якщо зміни клімату будуть відбуватися за сценаріями *GFDL-30%* та *A1B*. Слід зауважити, що збільшення кількості опадів буде нерівномірним по сезонах року, а в літній період опади загалом будуть мати зливовий характер, в Степу їхня кількість зменшиться. Ефективність опадів буде значно меншою, та все це буде відбуватись на тлі підвищення температури повітря, що призведе до збільшення випаровування і погіршення умов вологозабезпеченості.

Отже для південної частини України слід очікувати зниження вкладу атмосферних опадів у формування врожаїв сільськогосподарських культур. Підвищення посушливості клімату, погіршення агрокліматичних умов росту та розвитку культур в основні періоди вегетації неминуче призведуть до необхідності застосування адаптаційних заходів щодо пом'якшення негативного впливу змін клімату на продуктивність сільськогосподарських культур.

#### Список літератури

1. *Агрокліматичний довідник по території України.* /За ред. Т.І. Адаменко, М.І. Кульбиди, А.Л. Прокопенко. – Кам'янець-Подільський: ПП Галагодза Р.С., 2011. – 107 с.
2. *Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України.* /За ред. С.М. Степаненко, А.М. Польового. – Одеса: Екологія. 2011. – 694 с.
3. *Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату* /За ред. В.В. Васильченка, М.В. Рапцуна, І.В. Трофимової – Київ: Агентство з раціонального використання енергії та екології, 1998 — 206с.
4. *Jacob, D., B.J.J.M. Van den Hurk, U. Andre, G. Elgered, C. Fortelius, L.P. Graham, S.D. Jackson, U. Karstens, Chr. Kopken, R. Lindau, R. Podzun, B. Rockel, F. Rubel, B.H. Sass, R.N.B. Smith, X. Yang: A comprehensive model inter-comparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period.* //Meteor. Atm., 2001. – No. 77. – P.61-73.
5. *Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dumenil, M. Esch, U. Schlese, U. Schulzweida. The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate* //Max-Planck-Institute fur Meteorologie, Report.– 1996. – No. 218.

#### Агроклиматическая оценка режима увлажнения территории Украины

**Полевой А.Н., Божко Л.Е., Дронова Е.А**

*Приводится сравнительная характеристика годового и сезонных режимов осадков на территории Украины на период до 2030 г. Отмечается ожидаемое общее увеличение годового количества осадков и неравномерность их выпадения по сезонам года. Ожидается уменьшение количества осадков в летний период в степной зоне Украины.*

**Ключевые слова:** количество осадков, режим увлажнения, сценарии изменения климата, засушливость, влагообеспеченность.

#### Agroclimatic assessment of moistening the territory of Ukraine

**Polevoy A., Bozko L., Dronova E**

*Comparative characteristics of the annual and seasonal rainfall regimes on the territory of Ukraine for the period up to 2030. Noted the expected overall increase in annual precipitation and the unevenness of their loss by seasons. Expected decline in rainfall in the summer in the steppe zone of Ukraine.*

**Keywords:** rainfall, moisture regime, climate change scenarios, dryness, moisture content.

## КОМПЛЕКСНАЯ ОЦЕНКА И РАЙОНИРОВАНИЕ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ТЕПЛОВЫХ РЕСУРСОВ ПОЧВ В ОДЕССКОЙ ОБЛАСТИ

*Дана сравнительная количественная оценка теплового режима почв в слое 0-20 см с температурой воздуха на уровне будки. На основе уплотнения климатической информации рассматривается комплексное районирование показателей тепловых ресурсов среднесуглинистых почв в пределах Одесской области в среднем масштабе с выделением 5 мезорайонов.*

**Ключевые слова:** климат почв, агроклиматические ресурсы, районирование, мезорайон.

**Введение.** Одним из источников повышения продуктивности сельскохозяйственных культур является рациональное использование почвенно-климатических ресурсов конкретной территории путем выделения оптимальных местоположений для роста и развития растений. Решение этой актуальной задачи связано с учетом различных агроклиматических показателей мезо- и микроклимата, в том числе и климата почв. Климат почвы является важной составной частью географической среды, оказывающей непосредственное влияние на сельскохозяйственное производство, в том числе, на рост и урожайность растений, а также на сроки проведения полевых работ.

Постановка вопроса о климате почвы принадлежит видным агроклиматологам и почвоведом, которые отмечали, что атмосферно-климатические условия не тождественны почвенно-климатическим условиям и последние зависят как от климата атмосферы, так и от самой почвы. Например, по мнению П.И. Колоскова [7], «почвенная климатология» должна заниматься изучением формирования и развития почвенного климата, его географического распределения, картографированием показателей почвенного климата отдельных регионов, а также разработкой теории и практики управления почвенным климатом.

В последующие годы выполнены исследования Шульгиным А.М. [12], Гольцберг И.А. [1], Димо В.Н. [3], Горышиной Н.Г. [2], Клыпуто В.С. [6], Карингом П.Х. [4] по температурному и влажностному режиму, а также ресурсам тепла в пахотном слое почвы применительно к ряду регионов России, Беларуси, стран Балтии и Западной Сибири. При этом помимо количественной оценки сумм температур различных почв на глубине 0, 5, 10, 15, 20 см, учитывались продолжительность теплого периода, составляющие радиационного и теплового балансов. Для многих территорий построены агроклиматические карты распределения ресурсов тепла и влаги в почве на разных уровнях.

Позднее автором [5, 10, 8] выполнена количественная оценка показателей теплообеспеченности различных почв применительно к территории Украины с последующим агроклиматическим районированием тепловых ресурсов пахотного слоя почвы (0-20 см) за теплый период с температурой воздуха выше 10 °С. Карта составлена в мелком масштабе (1 : 2 000 000). Она является необходимой основой для регионализации показателей климата почвы в пределах административных областей, районов, отдельных хозяйств.

**Материалы и методы исследований.** В данной работе поставлена задача количественной оценки термического режима и тепловых ресурсов почвы в слое 0-20 см в пределах Одесской области с последующим агроклиматическим районированием в среднем масштабе (1 : 500 000). Для этой цели привлечены средние многолетние материалы наблюдений на 11 метеорологических станциях, равномерно освещающих территорию области [11].

С помощью рабочих графиков годового хода температуры почвы на разных уровнях (0, 10, 20 см) определены следующие показатели: а) даты перехода температуры почвы через  $10^{\circ}\text{C}$  весной и осенью ( $D_{вп}$ ,  $D_{оп}$ ) на поверхности почвы и на глубинах 10, 20 см; б) продолжительность теплого периода с  $T_{пп}$ ,  $T_{п}$  и  $T'_{п}$  выше  $10^{\circ}\text{C}$ , т.е. на разных уровнях почвы ( $N_{пп}$ ,  $N_{п}$ ,  $N'_{п}$ ); в) сумма активных температур выше  $10^{\circ}\text{C}$  на поверхности почвы и на ее глубинах ( $\Sigma T_{пп}$ ,  $\Sigma T_{п}$ ,  $\Sigma T'_{п}$ ).

Достоверность полученных данных определена по ранее установленным графикам взаимосвязи между: суммой температур поверхности почвы ( $\Sigma T_{пп}$ ) и на уровнях 10, 20 см ( $\Sigma T_{п}$ ,  $\Sigma T'_{п}$ ) с суммой активных температур воздуха выше  $10^{\circ}\text{C}$  ( $\Sigma T_c$ ); продолжительностью теплого периода с  $T_{п}$  выше  $10^{\circ}\text{C}$  поверхности почвы ( $N_{пп}$ ) и на уровнях 10, 20 см ( $N_{п}$ ,  $N'_{п}$ ) с продолжительностью теплого периода со средней суточной температурой воздуха выше  $10^{\circ}\text{C}$  ( $N_{тп}$ ) по 150 станциям применительно к территории Украины [8]. Уравнения связи имеют следующий вид:

$$\Sigma T_{пп} = 1,32 \cdot \Sigma T_c - 284,7, \quad r=0,97 \quad (1)$$

$$\Sigma T_{п} = 1,224 \cdot \Sigma T_c - 214,4, \quad r=0,97 \quad (2)$$

$$\Sigma T'_{п} = 1,18 \cdot \Sigma T_c - 173,1, \quad r=0,95 \quad (3)$$

$$N_{пп} = 1,08 \cdot N_{тп} - 4,73, \quad r=0,92 \quad (4)$$

$$N_{п} = 1,07 \cdot N_{тп} - 3,54, \quad r=0,93 \quad (5)$$

$$N'_{п} = 1,125 \cdot N_{тп} - 12,77. \quad r=0,94 \quad (6)$$

Коэффициенты корреляции ( $r$ ) колеблются в пределах 0,92-0,97, что характеризует достаточно высокую тесноту связей между этими термическими показателями.

**Результаты исследования и их анализ.** Анализ среднемноголетних данных температуры воздуха и почвы на разных уровнях (0, 10, 20 см) показал, что по всей территории Одесской области сохраняется общая закономерность: наиболее высокие температуры в теплое время года наблюдаются на поверхности почвы, наиболее низкие – в воздухе на уровне будки. Крутизна всех кривых годового хода температуры возрастает в направлении с севера на юг области с увеличением прихода солнечной радиации. Как видно из рис. 1, на севере территории на тяжелосуглинистых почвах (ст. Любашевка) в июле  $T_{пп}$ ,  $T_{п}$ ,  $T'_{п}$  и  $T_c$  не превышают соответственно  $27,0^{\circ}\text{C}$ ,  $24,1$ ,  $23,1$  и  $21,0^{\circ}\text{C}$ . На юге (ст. Болград) значения  $T_{пп}$ ,  $T_{п}$ ,  $T'_{п}$  и  $T_c$  увеличивается до  $28,0^{\circ}\text{C}$ ,  $25,0$ ,  $25,0$ ,  $22,7^{\circ}\text{C}$ . Диапазон географических различий составляет  $1,0^{\circ}\text{C}$ ,  $0,9$ ,  $1,9$  и  $1,7^{\circ}\text{C}$ .

Аналогичная закономерность сохраняется и при сравнении продолжительностей теплого периода и сумм температур почвы на разных уровнях (0, 10, 20 см) с традиционными показателями тепловых ресурсов воздуха. Выявлено, что с увеличением глубины почвы продолжительность теплого периода и суммы температур почвы уменьшаются. Установлено также, что показатели тепловых ресурсов на всех уровнях почвы значительно выше, чем в воздухе на уровне будки (табл. 1). Например, в северных районах Одесской области продолжительность теплого периода с  $T_{п}>10^{\circ}\text{C}$  на поверхности почвы ( $N_{пп}$ ) и в пахотном слое ( $N'_{п}$ ) не превышает 183 и 182 дня.



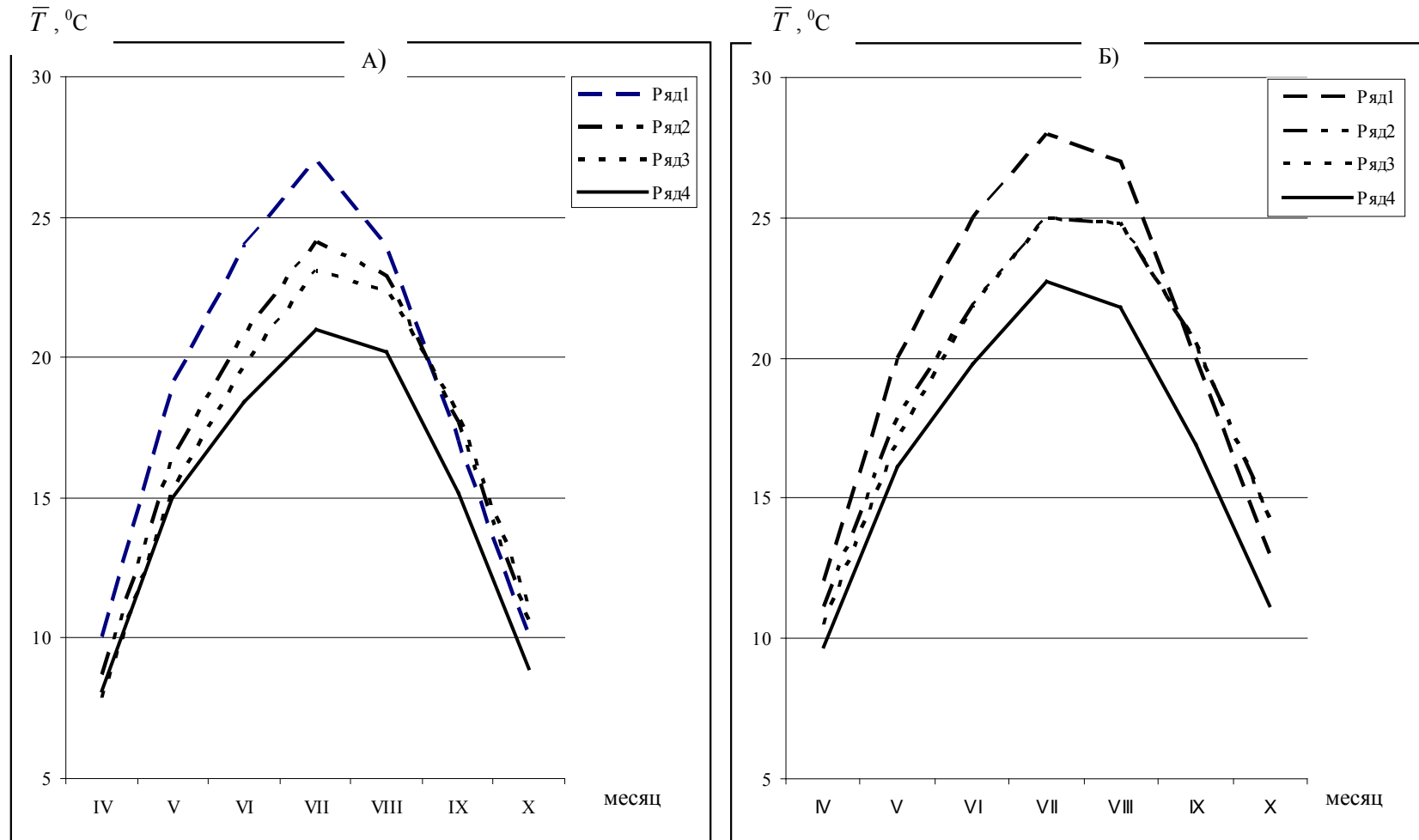


Рис. 1 – Годовой ход температуры на разных уровнях:  
 1- поверхность почвы; 2, 3- на глубинах 10, 20 см; 4 - в воздухе на уровне будки.

Станции: А) Любашевка; Б) Болград. Почва тяжелосуглинистая.

Таблица 1 – Агроклиматические показатели тепловых ресурсов почвы в сравнении с воздухом на уровне будки в различных районах Одесской области

Станция	Слой почвы (см)	Продолжительность периодов (дни)	$\Sigma T_{п>10}^{\circ C}$ ( $^{\circ}C$ )	$N_{п}$ (дни)	$\Sigma T_{с>10}^{\circ C}$ ( $^{\circ}C$ )
Любашевка	0	183	3600	171	2960
	10	182	3407		
	20	182	3311		
Сербка	0	190	3913	177	3210
	10	190	3780		
	20	187	3634		
Одесса	0	191	3942	182	3260
	10	191	3799		
	20	190	3687		
Сарата	0	194	3890	182	3280
	10	193	3801		
	20	192	3705		
Болград	0	200	4259	187	3395
	10	197	3988		
	20	197	3920		
Измаил	0	206	4208	192	3515
	10	203	4197		
	20	200	3997		

А суммы температур почвы соответственно 3600 и 3311  $^{\circ}C$ .

В центральном районе (ст. Одесса) анализируемые показатели увеличиваются до 191 и 190 дней соответственно и 3942 и 3687  $^{\circ}C$ . На крайнем юге области (ст. Измаил)  $N_{п}$  и  $N_{п}$  увеличивается до 206 и 200 дней. Значительно возрастают и суммы температур почвы, здесь они составляют соответственно 4208 и 3997  $^{\circ}C$ . Диапазон зональных различий в  $\Sigma T_{п}$  и  $\Sigma T_{с}$  значителен и составляет 608 и 686  $^{\circ}C$ .

Также наглядно видно, что суммы температур поверхности почвы ( $\Sigma T_{п.}$ ) и на глубине 20 см ( $\Sigma T_{п}$ ) выше среднесуточных температур воздуха за теплый период ( $\Sigma T_{с>10}^{\circ C}$ ) более чем на 600  $^{\circ}C$  и более чем на 350  $^{\circ}C$  соответственно.

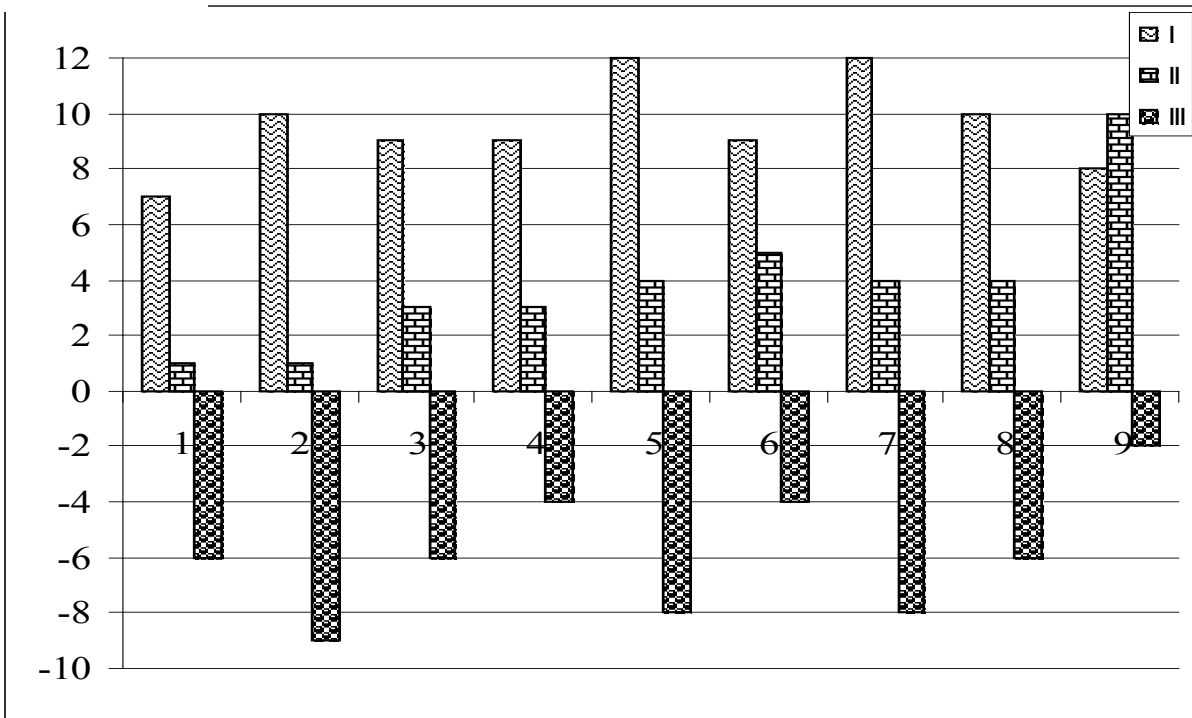
Влияние почвы на ее климат прослеживается и при сравнении дат перехода температур воздуха и почвы через 10  $^{\circ}C$  весной и осенью (Рис. 2). Весной с увеличением температуры воздуха до 10  $^{\circ}C$  поверхность почвы начинает прогреваться раньше, чем воздух. Переход температуры через 10  $^{\circ}C$  на поверхности почвы наступает на 7-12 дней раньше, чем в воздухе. На глубине 20 см прогревание почвы по всей территории области происходит раньше, чем в воздухе на 1-10 дней (Рис.2 (а)).

Если анализировать переход температуры почвы через 10  $^{\circ}C$  на поверхности почвы и глубине 20 см, то прослеживается следующая закономерность. Поверхность почвы всегда прогревается раньше, чем на глубине 20 см, и с увеличением температуры воздуха разница в днях увеличивается. Так, при переходе  $T_{п}$  через 10  $^{\circ}C$  разница составляет 4-9 дней (Рис. 2 (а)).

Осенью воздух и почва также неодинаково отдают тепло. Воздух начинает охлаждаться по всей территории Одесской области на 1-4 дня раньше при среднесуточных температурах 10  $^{\circ}C$ . На глубине 20 см охлаждение почвы наступает

Отклонение  
в днях

а)



б)

Отклонение  
в днях

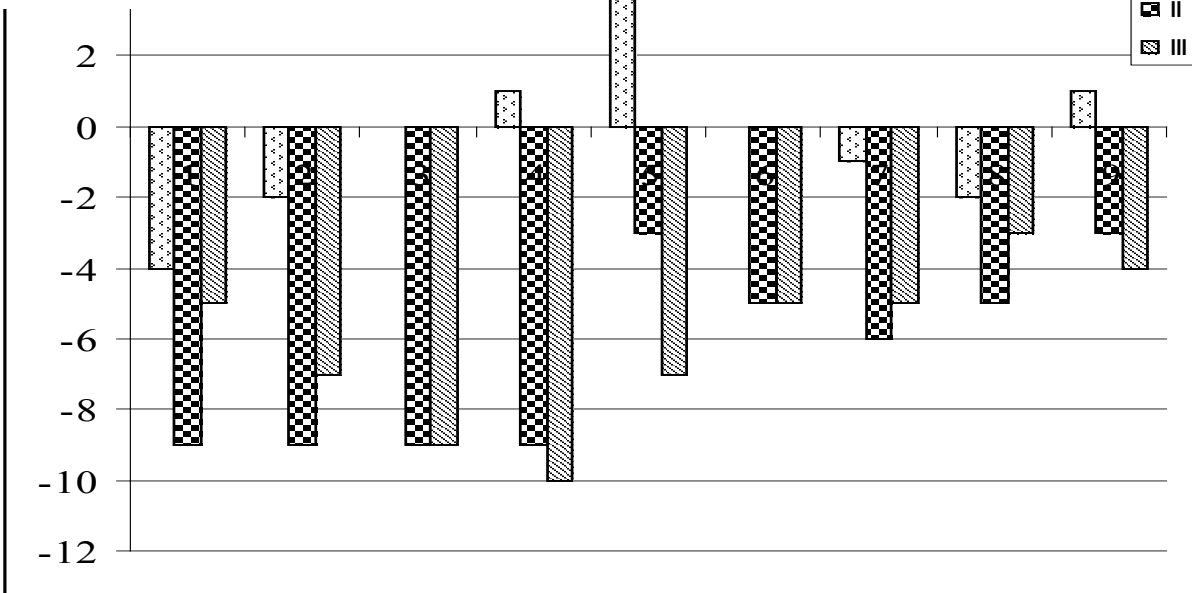


Рис. 2 – Отклонение между датами перехода среднесуточной температуры весной (а) и осенью (б) через  $10^{\circ}\text{C}$  в пределах Одесской области: I – в воздухе и на поверхности почвы; II – в воздухе и почве на глубине 20 см; III – на поверхности почвы и на глубине 20 см.

позже на 3-9 дней по всей территории при среднесуточных температурах  $10^{\circ}\text{C}$ .

Анализируя даты перехода температуры на поверхности почвы и на глубине 20 см через  $10^{\circ}\text{C}$  видно, что в южных районах охлаждение поверхности почвы наступает раньше на 3-5 дней, чем на глубине 20 см. В северных районах охлаждение нижних слоев наступает позже на 5-7 дней, чем поверхности почвы (Рис. 2 (б)).

Следующим этапом научных исследований является комплексное агроклиматическое районирование показателей тепловых ресурсов воздуха и почвы в среднем масштабе (1:500 000) на территории Одесской области. За основу принята методика уплотнения климатической и агроклиматической информации, разработанная З.А. Мищенко [9]. Суть ее заключается в установлении количественных зависимостей между известными и искомыми агроклиматическими показателями.

Картирование осуществлялось по основному показателю – суммам температуры почвы за теплый период на глубине 10 см ( $\Sigma T_{\text{п}}$ ). На карте районирования (Рис. 3) выделено 5 мезорайонов для среднесуглинистых почв в условиях открытого ровного места. А далее по установленным взаимосвязям (1-6) были определены для каждого мезорайона значения соответствующих показателей теплового режима почв, что позволило составить легенду к карте по 8-ми показателям ( $\Sigma T_{\text{п}}$ ,  $\Sigma T'_{\text{п}}$ ,  $\Sigma T_{\text{пп}}$ ,  $\Sigma T_{\text{с}}$ ,  $N_{\text{п}}$ ,  $N'_{\text{п}}$ ,  $N_{\text{пп}}$ ,  $N_{\text{тп}}$ ). (табл. 2).

Установлено, что значения всех показателей возрастают с севера на юг области. Например в первом мезорайоне  $\Sigma T_{\text{п}}$  и  $\Sigma T'_{\text{п}}$  не превышает 3200-3400 и 3125-3320  $^{\circ}\text{C}$ . Продолжительность периодов с  $T_{\text{п}} > 10^{\circ}\text{C}$  на данных уровнях почвы ( $N_{\text{п}}$ ,  $N'_{\text{п}}$ ) не превышает 172-177 дней. С продвижением к центру эти показатели возрастают. Так, в третьем мезорайоне  $\Sigma T_{\text{п}}$  и  $\Sigma T'_{\text{п}}$  увеличивается до 3600-3800 и 3515-3710  $^{\circ}\text{C}$ , а  $N_{\text{п}}$  и  $N'_{\text{п}}$  соответственно возрастает до 182-193 и 189-195 дней. На крайнем юге области в пятом мезорайоне температура почвы на глубине 10 см существенно возрастает до 4000-4200 и 3905-4100  $^{\circ}\text{C}$ , а продолжительность периодов увеличивается до 193-200 и 195-197  $^{\circ}\text{C}$ . Диапазон географических различий в  $\Sigma T_{\text{п}}$  и  $N_{\text{п}}$ ,  $\Sigma T'_{\text{п}}$  и  $N'_{\text{п}}$  весьма значителен и составляет 800  $^{\circ}\text{C}$  и 21-23 дня, 780  $^{\circ}\text{C}$  и 23-20 дней.

Значительнее всего меняются тепловые ресурсы поверхности почв. В первом мезорайоне  $\Sigma T_{\text{пп}}$  составляет 3405-3625  $^{\circ}\text{C}$ , а  $N_{\text{пп}}$  не превышает 164-169 дней. С продвижением на юг области сумма температур на поверхности почвы увеличивается и, например, в третьем мезорайоне равна 3840-4060  $^{\circ}\text{C}$ , а  $N_{\text{пп}}$  составляет 183-189 дней. На крайнем юге области, в пятом мезорайоне  $\Sigma T_{\text{пп}}$  значительно возрастает до 4280-4470  $^{\circ}\text{C}$ , а продолжительность теплого периода до 194-197 дней. Диапазон географических различий составляет по  $\Sigma T_{\text{пп}}$  875-845  $^{\circ}\text{C}$  и по  $N_{\text{пп}}$  30-28 дней.

В легенде приведены также традиционные показатели тепловых ресурсов приземного слоя воздуха –  $\Sigma T_{\text{с}}$  и  $N_{\text{тп}}$ . В первом мезорайоне сумма среднесуточных температур воздуха ( $\Sigma T_{\text{с}}$ ) за теплый период не превышает 2795-2960  $^{\circ}\text{C}$ , а продолжительность теплого периода ( $N_{\text{тп}}$ ) – 172-178 дней. В третьем мезорайоне  $\Sigma T_{\text{с}}$  и  $N_{\text{тп}}$  увеличивается соответственно до 3125-3290  $^{\circ}\text{C}$  и 174-179 дней. На крайнем юге области, в пятом мезорайоне показатели значительно возрастают до 3495-3600  $^{\circ}\text{C}$  и 184-187 дней.

Для сравнительной оценки нами определены коэффициенты нагреваемости среднесуглинистой почвы на ее поверхности и на глубинах 10 см и 20 см по формуле

$$V.H. \text{ Димо: } K_n = \frac{\sum T_n > 10^{\circ}\text{C}}{\sum T_c > 10^{\circ}\text{C}}, \quad (1)$$

где  $\sum T_n$  - сумма температур почвы на глубине 20 см выше  $10^{\circ}\text{C}$ ;  $\sum T_c$  - суммы среднесуточных температур воздуха выше  $10^{\circ}\text{C}$ .

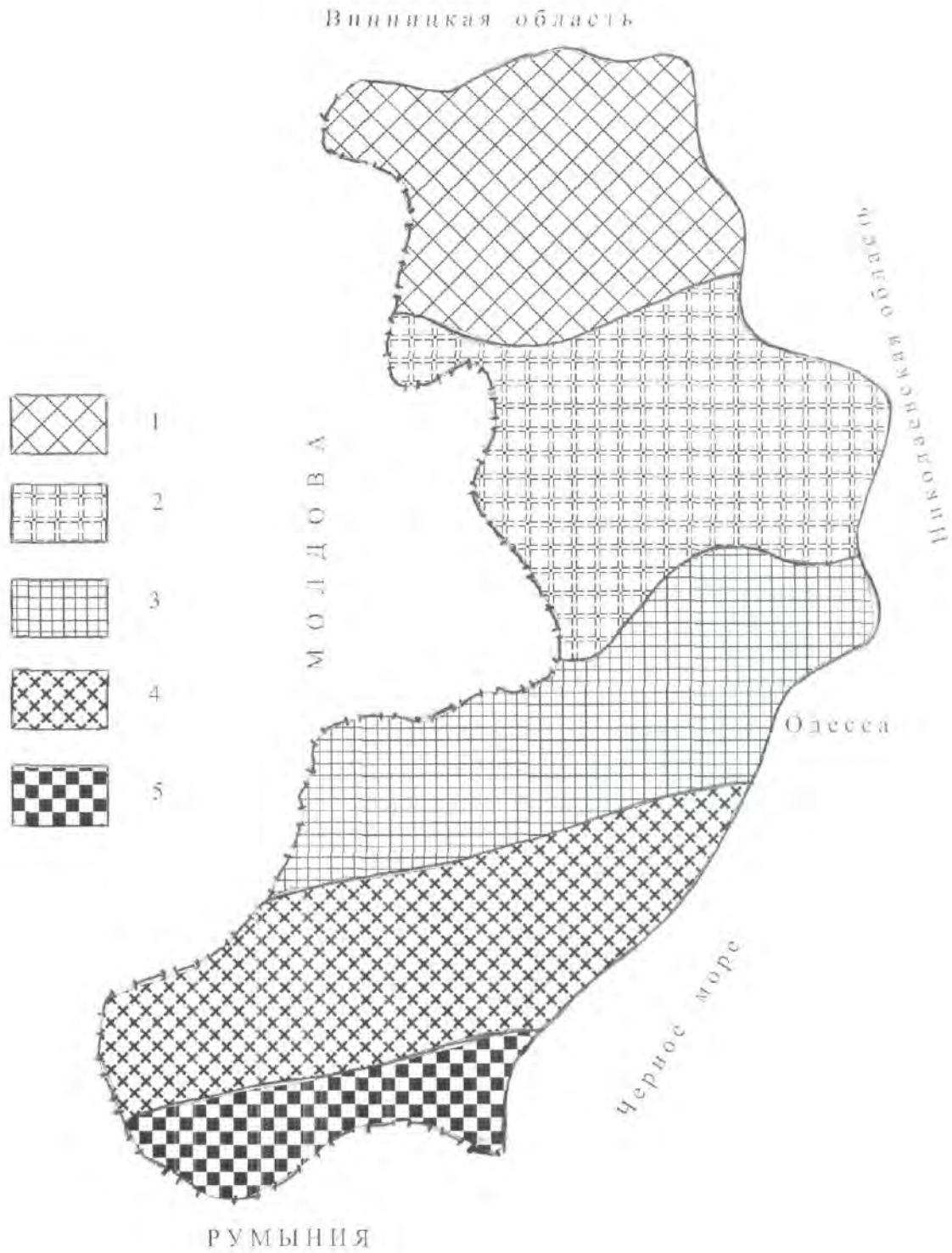


Рис. 3 – Комплексное агроклиматическое районирование показателей тепловых ресурсов почв в пределах Одесской области. Мезорайоны 1 – 5 см. табл. 2

Таблица 2 – Агроклиматическая оценка показателей тепловых ресурсов почвы на глубинах 10 см и 20 см и на поверхности почвы в различных мезорайонах Одесской области.

Мезо-район	$\Sigma T_{п}, ^\circ C$	$N_{п}, \text{дни}$	$\Sigma T'_{п}, ^\circ C$	$N'_{п}, \text{дни}$	$\Sigma T_{пп}, ^\circ C$	$N_{пп}, \text{дни}$	$\Sigma T_{с}, ^\circ C$	$N_{тп}, \text{дни}$
1.	3200-3400	172-177	3125-3320	172-177	3405-3625	164-169	2795-2960	172-178
2.	3400-3600	177-182	3320-3515	177-183	3625-3840	178-183	2960-3125	169-174
3.	3600-3800	182-188	3515-3710	183-189	3840-4060	183-189	3125-3290	174-179
4.	3800-4000	188-193	3710-3905	189-195	4060-4280	188-194	3290-3455	188-194
5.	4000-4200	193-200	3905-4100	195-197	4280-4470	194-197	3495-3600	184-187

Расчеты выполнены для 5-ти мезорайонов, выделенных на карте (рис. 4). Установлено, что все коэффициенты нагреваемости почвы увеличиваются в направлении с севера на юг области (табл.3.3).

Таблица 3 – Оценка нагреваемости почвы на ее поверхности и глубинах 10, 20 см в ряде мезорайонов Одесской области

Мезорайон	$K_{пп}$	$K_{п}$	$K'_{п}$
1.	<1,20	<1,15	<1,12
2.	1,21	1,17	1,13
3.	1,21	1,17	1,13
4.	1,21	1,17	1,14
5.	1,22	1,19	1,15

Повсеместно суммы температур на поверхности почвы оказались выше  $\Sigma T_{с}$  по области в 1,20 – 1,22 раза; на глубине 10 см в 1,15-1,19 раза, а на глубине 20 см – в 1,12-1,15 раза.

**Выводы.** В процессе исследований получены следующие результаты:

- 1) выполнена сравнительная количественная оценка показателей теплового режима почв на разных уровнях с традиционными показателями теплового режима воздуха на уровне будки в пределах Одесской области;
- 2) впервые выполнено комплексное агроклиматическое районирование по восьми показателям тепловых ресурсов почвы на разных уровнях и воздуха на уровне будки в среднем масштабе для рассматриваемой территории. При этом выделено пять агроклиматических мезорайонов, которые различаются по показателям термического режима почв разного механического состава. Диапазон географических различий в  $\Sigma T_{п}$

и  $N_p$ ,  $\Sigma T_p$  и  $N'_p$  соответственно составляет  $800^\circ\text{C}$  и 21-23 дня,  $780^\circ\text{C}$  и 23-20 дней, а по  $\Sigma T_{\text{III}}$  и  $N_{\text{III}}$  –  $875-845^\circ\text{C}$  и 30-28 дней.

Установлено, что  $\Sigma T_p$  оказались выше на севере области на  $405-440^\circ\text{C}$ , а на крайнем юге области – на  $505-600^\circ\text{C}$ ;  $\Sigma T'_p$  соответственно на  $330-360^\circ\text{C}$  и на  $410-500^\circ\text{C}$ ;  $\Sigma T_{\text{III}}$  – на  $610-665^\circ\text{C}$  и на  $785-870^\circ\text{C}$  чем традиционные суммы среднесуточных температур воздуха выше  $10^\circ\text{C}$  ( $\Sigma T_c$ )

Полученные результаты научной разработки по тепловому режиму пахотного слоя почв разного механического состава в пределах Одесской области могут быть использованы для решения прикладных задач: планирование сроков проведения полевых работ, размещения, посева сельскохозяйственных культур, их уборки, программирование урожая.

### Список литературы

1. Гольцберг И.А. Агроклиматическое районирование территории административных областей / И.А. Гольцберг // Труды ГГО. – 1969. – Вып. 248. – с. 4-11.
2. Горышина Н.Г. Теплообеспеченность почв на Северо-Западе ЕТС / Н.Г. Горышина // Труды ГГО. – 1970. – Вып. 264. – с. 73-81.
3. Димо В.П. Тепловой режим почв СССР / В.П. Димо. – М.: Колос, 1972. – 360 с.
4. Каринг П.Х. Агроклиматическая оценка и методы использования ресурсов мезо- и микроклимата в сельском хозяйстве: автореф. дис. на соиск. уч. степени докт. геогр. наук. – Л.: АФИ. – 1991. – 64 с.
5. Кирнасовская Н.В. О взаимосвязи показателей тепловых ресурсов в воздухе и в пахотном слое почвы. / Н.В. Кирнасовская // Матеріали міжн. конфер. “Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища - 2002”. – Одеса. – 2003. – ч.1. – с. 179-189.
6. Клыпото В.С. Микроклиматические ресурсы мелиорируемых земель Южной Карелии и их учет в сельском хозяйстве: автореф. дис. на соиск. уч. степени канд. геогр. наук. – Л. – 1987. – 27 с.
7. Колосков П.И. Почвенная климатология / П.И. Колосков // Почвоведение. – 1946. – №3. – с. 12-16.
8. Мищенко З.А. Агроклиматические ресурсы Украины и урожай / З.А. Мищенко, Н.В. Кирнасовская. – Одесса: «Экология», 2011. – с. 90-113.
9. Мищенко З.А. Методика агроклиматической оценки и среднемасштабного районирования территории в связи с продуктивностью сельскохозяйственных культур / З.А. Мищенко // Метеорология и гидрология. – 1999. – №8. – с.87-98.
10. Мищенко З.А. Сельскохозяйственная оценка климата различных почв на территории Украины / З.А. Мищенко, Н.В. Кирнасовская // Метеорологія, кліматологія та гідрологія.– Одеса.- 2002. - Вып. 44. – С. 117-124.
11. Справочник по климату СССР // Температура воздуха и почвы. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – Вып. - 10, ч. 2. – 607 с.
12. Шульгин А.М. Климат почвы и его регулирование / А.М. Шульгин. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 258 с.

#### **Комплексна оцінка та районування показників теплових ресурсів ґрунтів в Одеській області.**

**Кирнасівська Н.В.**

*Дана порівняльна кількісна оцінка теплового режиму ґрунтів в шарі 0-20 см з температурою повітря на рівні будки. На основі уцілювання кліматичної інформації розглядається комплексне районування показників теплових ресурсів в межах Одеської області в середньому масштабі для середньосуглинистих ґрунтів з виділенням 5 мезорайонів.*

**Ключові слова:** клімат ґрунтів, агрокліматичні ресурси, районування, мезорайони.

#### **Complex evaluation and zoning of the thermal soil resources' indexes in Odessa region. N.V. Kirnasovskaya**

*The article gives the comparative quantitative evaluation of the thermal conditions of soil at 0-20 cm with air temperature at the weather shack level. On the basis of information contraction the complex zoning of indicators of thermal resources in Odessa region in average scale for medium-loamy soils with 5 mezoareas is examined.*

**Keywords:** climate soils, ahroklymatycheskye resources, zoning, mezorayon

## **ВЛИЯНИЕ АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ФОТОСИНТЕТИЧЕСКУЮ ПРОДУКТИВНОСТЬ ПОСЕВОВ СОИ**

*В работе рассматривается влияние агрометеорологических условий на фотосинтетическую продуктивность посевов сои. Определена чистая продуктивность фотосинтеза растений сои по межфазным периодам развития.*

**Ключевые слова:** соя, площадь листьев, фотосинтез, межфазный период, фотосинтетический потенциал, чистая продуктивность фотосинтеза.

**Введение.** Соя является одной из основных зернобобовых культур мирового земледелия. Она отличается высокой экологической пластичностью и благодаря проделанной во многих странах селекционной работе шагнула далеко за пределы первоначального распространения [4]. По количеству и качеству содержащихся в соевом зерне полезных веществ ей нет равных среди всех полевых сельскохозяйственных культур. Особую значимость имеет эта культура в решении белковой проблемы из-за высокого содержания белка в зерне (36-48 %). Кроме того, в зерне сои находится 17-26% масла с благоприятным жирно-кислотным составом, большой набор минеральных веществ и витаминов, поэтому она играет решающую роль в зерновом, пищевом и кормовом балансах многих больших стран [3].

**Анализ последних исследований и публикаций.** Главным фактором урожайности растений является фотосинтез, на долю которого приходится до 95 % всей накопительной в растении энергии. В то же время фотосинтез листьев является главным физиологическим показателем, по которому можно судить о норме реакции на разные условия окружающей среды, а также о реакции на агротехнические приемы выращивания той или иной культуры.

Фотосинтез – основной процесс жизнедеятельности растений, тесно связанный с минеральным питанием и потреблением воды. Основным результатом фотосинтеза – аккумуляция солнечной энергии в виде органического вещества. Зеленые растения осуществляют процесс обновления биосферы Земли, включающий регенерацию кислорода, связывание углекислого газа, образование органической массы, пополнение энергетического потенциала земли. Изучение фотосинтетической деятельности растений в посевах тесно связано с теорией получения высоких урожаев и возможностью управления формированием урожая. Методические основы ее изучения разрабатывали многие ученые. Большой вклад по изучению фотосинтеза внес А.А. Ничипорович [2]. Процесс фотосинтеза является основным звеном в общей продуктивности растений. Соя, как и большинство сельскохозяйственных культур, относится к группе растений-С<sub>3</sub>. У них одновременно с фотосинтезом происходит выделение из листьев части ассимилированной углекислоты в процессе дыхания на свету [6]. Это приводит к тому, что реальная величина ассимиляции СО<sub>2</sub> у С<sub>3</sub>-растений оказывается значительно меньше осуществляемого фотосинтеза. Поскольку фотодыхание снижает эффективность фотосинтеза, многие исследователи считали его ненужным и даже расточительным процессом [5,7].

**Целью работы является** оценка влияния агрометеорологических условий на фотосинтетическую продуктивность посевов сои по результатам полевых опытов.

**Материалы и методы исследования.** Полевые опыты проводились на наблюдательных участках учебной агрометеорологической лаборатории Одесского экологического университета (с. Черноморка) в 2009-2010 гг.



Участки наблюдений располагались на равнинном плато с небольшим уклоном на юг. Почвы - чернозем южный, среднесуглинистый, слабо солонцеватый с толщиной гумусового горизонта 60-65 см. Величина наименьшей полевой влагоемкости составляет 168 мм.

На протяжении 2009 и 2010 годов были проведены экспериментальные исследования на посевах сои. Объектом исследования был выбран сорт сои „Аркадия Одесская”, который выведен путем воздействия мутагена диметилсульфата в газовой фазе на семена сорта ВНИИ МК9186, районированный наиболее высокобелковый в нашей стране сортов. Он характеризуется оптимальной для юга Украины продолжительностью вегетационного периода, составляет в Одесской области 100 – 120 дней. Программа полевого опыта, наряду со стандартными метеорологическими и агрометеорологическими наблюдениями, включала проведение ряда специфических биометрических и фенологических наблюдений. Определение сухой биомассы отдельных органов растений сои проводилось еженедельно в период от даты всходов до полного созревания бобов сои. Опыты проводились с тремя сроками сева: ранним, средним, поздним.

Сухая масса растений определялась еженедельно, начиная с даты 3-го листа. Для этого в четырех местах опытного участка выкапывалось по 10 растений (всего 40 растений). В каждой пробе отдельно взятого побега выделяли листья, стебли и бобы. Взвешивалась общая отмершая и общая живая масса проб. Определение процента сухого вещества в отдельной пробе проводилось путем высушивания в термостате небольшой навески фитоэлементов (не менее 20 г) до абсолютно сухого состояния. Сушка пробы осуществлялась в течение первого часа при температуре 100-105 °С, а в дальнейшем – 70 – 80 °С и продолжалась до того момента, когда разница массы проб не превышала 0,1гр. Процент сухого вещества рассчитывался путем деления сухой массы элемента на сырую массу. Расчет сухой массы элемента на единице площади посева производился путем умножения сырой массы элемента на 1м<sup>2</sup> посева на процент сухого вещества в нем [1].

Основными показателями, характеризующими фотосинтез растений в посевах, считается размеры ассимиляционного аппарата и время его активного функционирования. Определение площади ассимилирующей поверхности листьев осуществляется с помощью метода высечек, чтобы результаты определения площади листьев были более точными [2].

Полезность учетов площади листьев может быть большей, если их можно сочетать с ходом нарастания сухой массы биологических и хозяйственных урожаев. В этом случае можно получить показатели чистой продуктивности фотосинтеза (ЧПФ) по формуле, предложенной Киддом, Вестом и Бриггсом:

$$\text{ЧПФ} = \frac{B_2 - B_1}{0,5(L_1 + L_2)T}, \quad (1)$$

где  $B_1$  и  $B_2$  – вес сухой массы растений с единицы площади в начале и в конце учитываемого периода, г/м<sup>2</sup> декаду;  $L_1$  и  $L_2$  – площадь листа растений с той же площади посева в начале и в конце того же периода м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>;  $T$  – количество дней в декаде, дн.

Фотосинтетический потенциал посевов сои (ФП) тесно связан как с площадью листовой поверхности, так и с продолжительностью тех или иных фенологических фаз и определяется по формуле:

$$\text{ФП} = \frac{L_1 + L_2}{2} \cdot T \quad (2)$$

где  $\frac{L_1 + L_2}{2}$  – средняя площадь листьев за данный период, м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>·дек.

**Результаты исследований и их анализ.** В 2009 и 2010 годах были проведены наблюдения за посевами сои при различных сроках сева. Годы эксперимента сильно отличались агрометеорологическими условиями: условия 2009 года были весьма неблагоприятными для выращивания сои, по сравнению с 2010 годом. Согласно методике биометрических наблюдений проанализирована динамика массы отдельных органов сои в течении всей вегетации. Полученные данные свидетельствуют о влиянии сроков сева на показатели структуры урожая сои и на их динамику.

Рассмотрим график динамики накопления сухой биомассы ( $M$ ) растений сои за период вегетации при разных сроках сева 2009 -2010 гг. (рис. 1).

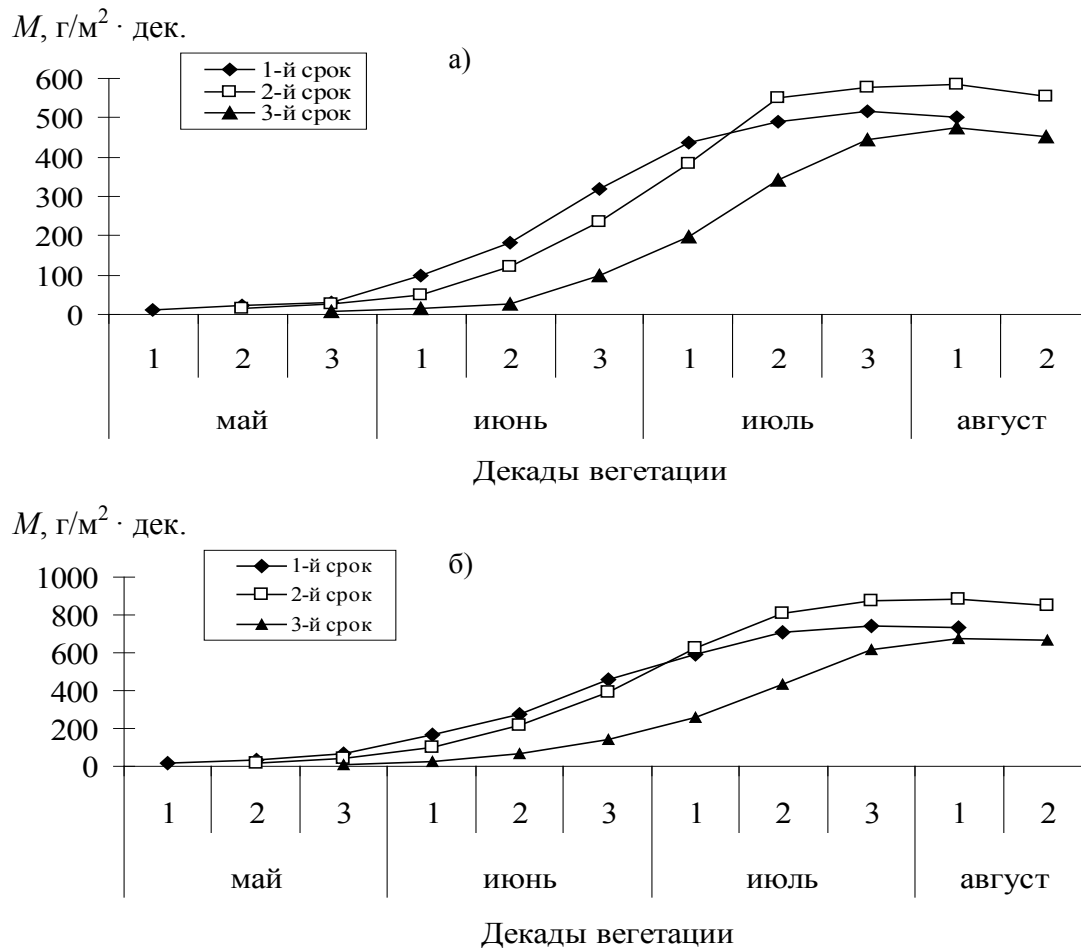


Рис. 1 – Динамика накопления общей сухой биомассы ( $M$ ) растений сои за период вегетации при разных сроках сева в 2009 году (а), в 2010 году (б):

Начальная биомасса растений на  $1 \text{ м}^2$  в 2009 году при раннем сроке сева составляла  $13 \text{ г/м}^2$ , при среднем сроке –  $15 \text{ г/м}^2$ , при позднем –  $9 \text{ г/м}^2$ . На дату созревания конечная сухая биомасса составляла соответственно  $490, 554, 451 \text{ г/м}^2$  (рис. 1а). В 2010 году начальная биомасса растений на  $1 \text{ м}^2$  составляла при раннем сроке сева  $17 \text{ г/м}^2$ , при среднем сроке –  $20 \text{ г/м}^2$ , при позднем –  $11 \text{ г/м}^2$ . На дату созревания конечная сухая биомасса составляла соответственно  $733, 849, 670 \text{ г/м}^2$  (рис. 1б). Таким образом, различие в величине биомассы за указанные годы по трем срокам сева составили  $243, 295, 229 \text{ г/м}^2$  соответственно.

Урожайность сельскохозяйственных растений определяется, прежде всего, размерами ассимилирующей поверхности, продолжительностью и интенсивностью ее работы. Рассмотрим динамику изменения площади листовой поверхности ( $L$ ) растений сои при трех сроках сева 2009-2010 гг. (рис. 2).

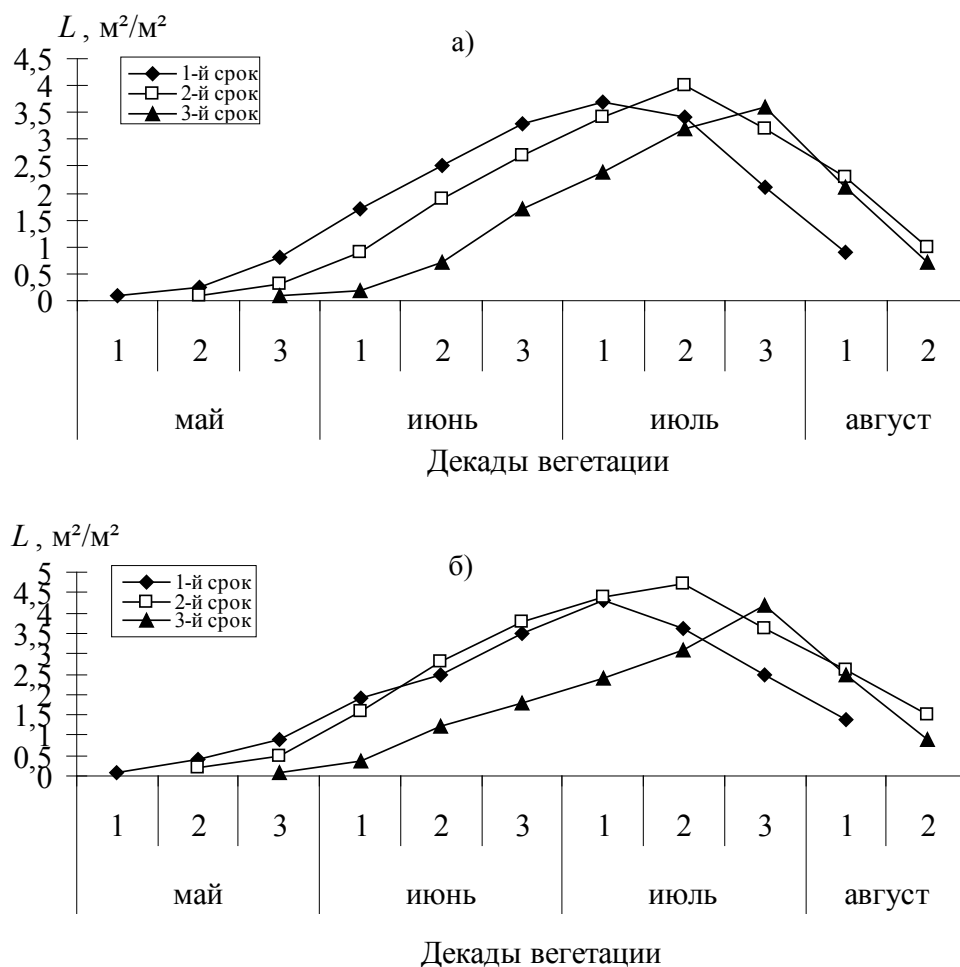


Рис. 2 – Динамика изменения площади листовой поверхности ( $L$ ) растений сои за период вегетацию при разных сроках сева в 2009 году (а), в 2010 году (б):

Из рис. 2 видно, что в течении вегетации четко выражен период с более интенсивным нарастанием площади листовой поверхности. В начальные периоды развития растений сроки сева незначительно влияют на формирование площади листьев сои. Однако, начиная с фазы ветвления, площадь листа увеличивается. Максимальное нарастание площади листьев в 2009 и в 2010 годах приходится на фазу массового цветения. Так при раннем сроке сева в 2009 году (рис.2а) максимальное значение площади листьев составило  $3,9 m^2/m^2$ , при среднем сроке сева –  $4,1 m^2/m^2$ , при позднем сроке сева –  $3,6 m^2/m^2$ . В 2010 году (рис. 2б) максимальное значение площади листьев раннем сроке сева составило  $4,3 m^2/m^2$ , при среднем сроке сева –  $4,7 m^2/m^2$ , при позднем сроке сева –  $4,2 m^2/m^2$ . Затем площадь листьев к моменту налива семян быстро снижается в связи с пожелтением и отмиранием нижних листьев и к концу полной спелости семян листья опадают.

Результатирующим показателем продукционного процесса является чистая продуктивность фотосинтеза ( $ЧПФ$ ), которая позволяет учесть не только темпы образования органического вещества на единицу листовой поверхности, но и потери органического вещества в результате процесса дыхания, отмирания и опадания части листьев в течении вегетации. Динамика чистой продуктивности фотосинтеза сои в 2009-2010 годах представлена на рис. 3.

Как видно из рис. 3, величины  $ЧПФ$  изменяются в течении вегетационного периода. В первые декады вегетации  $ЧПФ$  повышается, так как в начале вегетации растения не затеняют друг друга, все листья хорошо освещены. В дальнейшем, с увеличением площади листьев,  $ЧПФ$  начинает уменьшаться в связи с ухудшением условий освещенности нижних листьев. Из рис. 3 (а, б) видно, что падение и рост кривых хода  $ЧПФ$  у растений сои наблюдаются в одни и те же периоды. Так в 2009 году (рис. 3а) резкое падение  $ЧПФ$  наблюдается в третьей декаде

июня при сроках сева, сумма осадков в данный период была равна нулю. Рост ЧПФ приходится на декады с максимальным количеством осадков (2-я декада июня и 1-я декада июля). Наиболее высокие значения ЧПФ составляют 5,0 г/м<sup>2</sup>·декаду (ранний), 5,3 г/м<sup>2</sup>·декаду (средний) и поздний срок – 4,2 г/м<sup>2</sup>·декаду.

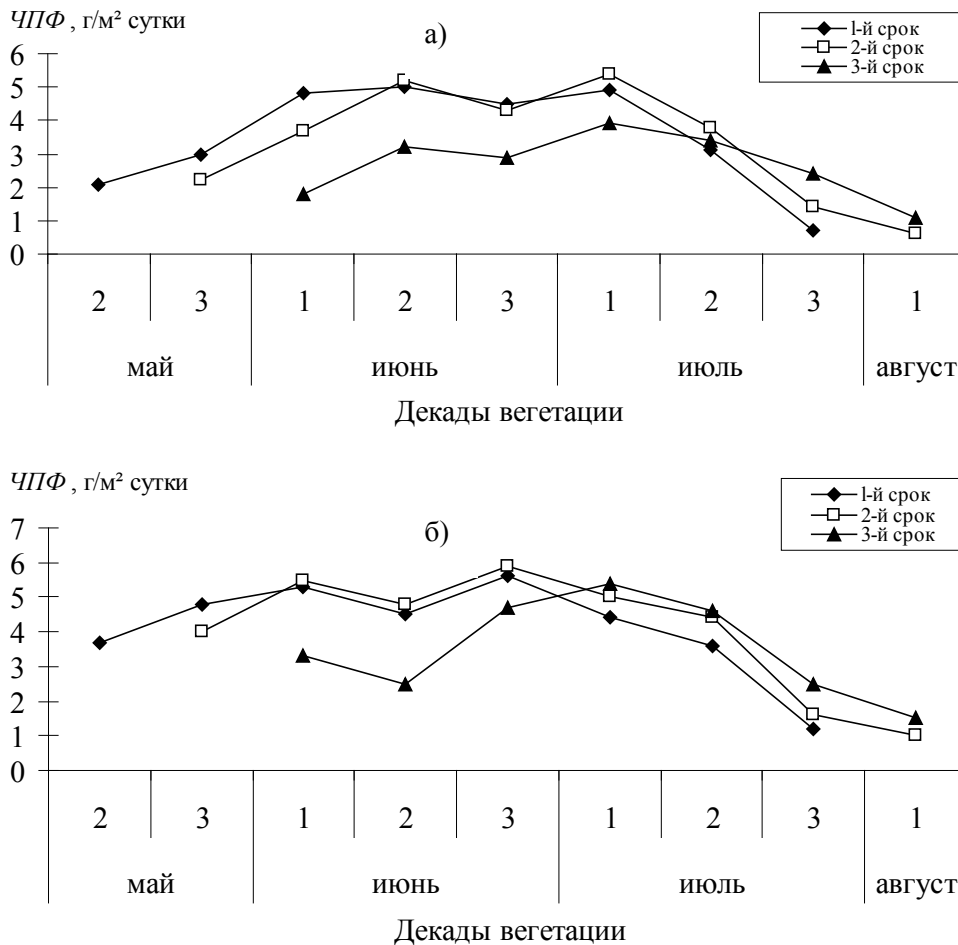


Рис. 3 – Динамика изменения чистой продуктивности фотосинтеза (ЧПФ) посевов сои за период вегетацию при разных сроках сева в 2009 году (а), в 2010 году (б):

В 2010 году (рис. 3б) резкое падение ЧПФ наблюдается во второй декаде, в период, когда сумма осадков также была равна нулю. Рост ЧПФ приходится на декады с максимальным количеством осадков. В первые декады вегетации во всех трех случаях также как и в 2009 году наблюдается интенсивный рост ЧПФ. Наиболее высокие значения ЧПФ составляют 5,6 г/м<sup>2</sup>·декаду (ранний), 5,9 г/м<sup>2</sup>·декаду (средний) и 5,4 г/м<sup>2</sup>·декаду (поздний).

Так, в результате выполненной работы, можно дать количественную оценку влияния сроков сева на основные показатели фотосинтетической деятельности растений в посевах и урожай зерна сои. Результаты расчета представлены в табл. 1.

Так, в 2009 году при раннем сроке сева (11.04) максимальное значение фотосинтетического потенциала за декаду составило 36 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, при среднем сроке сева (27.04) – 38 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, при позднем сроке (11.05) – 35,1 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>. Значение фотосинтетического потенциала за весь период вегетации составило 179 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup> и соответствует раннему сроку сева, при среднем и позднем сроках сева – 188 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup> и 144 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup> соответственно. Максимальное значение чистой продуктивности фотосинтеза при разных сроках сева составило 5,0 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, 5,3 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup> и 4,2 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup> соответственно. Максимальная площадь листьев при раннем сроке сева составила 3,9 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, при среднем и позднем сроке сева – 4,1 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup> и 3,6 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup> соответственно. Наибольший урожай сухой биомассы при уборке в 2009 году наблюдался при среднем сроке сева и составил 554 г/м<sup>2</sup>, а урожай зерна – 82 г/м<sup>2</sup>.

Таблица 1 – Показатели фотосинтетической деятельности растений в посевах и урожайность культуры сои при разных сроках сева (за 2009 и 2010 гг.)

Участок	Срок сева	Максимальная площадь листьев, м <sup>2</sup> /м <sup>2</sup>	Максимальная чистая продуктивность фотосинтеза, г/м <sup>2</sup> · декаду	Максимальное значение фотосинтетического потенциала за декаду, м <sup>2</sup> /м <sup>2</sup>	Фотосинтетический потенциал за период вегетации, м <sup>2</sup> /м <sup>2</sup>	Густота стояния растений на м <sup>2</sup>	Урожай	
							сухой биомассы, г/м <sup>2</sup>	зерна, г/м <sup>2</sup>
2009 год								
Ранний	11.04	3,9	5,0	36,0	179	22	490	76
Средний	27.04	4,1	5,3	38,0	188	25	554	82
Поздний	11.05	3,6	4,2	35,1	144	20	451	67
2010 год								
Ранний	15.04	4,3	5,6	40,3	205	32	733	142
Средний	25.04	4,7	5,9	45,7	250	36	849	161
Поздний	5.05	4,2	5,4	40,0	164	30	670	124

В 2010 году при сроках сева (15.04, 25.04, 5.05) максимальные значения фотосинтетического потенциала за декаду составили 40,3 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, 45,7 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, 40,0 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup> соответственно. Фотосинтетический потенциал за весь период вегетации при этих сроках сева составил соответственно 205 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, 250 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, 164 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>. Максимальные значения чистой продуктивности фотосинтеза при соответствующих сроках сева составили 5,6 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, 5,9 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, 5,4 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup> и максимальная площадь листьев - 4,3 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, 4,7 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, 4,2 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup> соответственно. Наибольший урожай сухой биомассы при уборке наблюдался при среднем сроке сева и составил 849 г/м<sup>2</sup>, а урожай зерна - 161 г/м<sup>2</sup>.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что для получения высокой продуктивности посевов необходимо как наиболее быстрое формирование оптимальной площади листьев, так и создание условий для их продолжительной работы.

**Выводы.** В результате выполненной работы нами было рассмотрено влияние агрометеорологических условий на фотосинтетическую продуктивность посевов сои. Дана сравнительная оценка по трем участкам с различными сроками сева. Так оптимальным сроком сева сои является третья декада апреля (средний срок сева).

#### Список литературы

1. Доспехов Б. А. Методика полевого опыта. – М.: Агропромиздат, 1985. – 351 с.
2. Ничипорович А.А., Строгонова Л.Е., Чмора С.Н., Власова М.П. Фотосинтетическая деятельность растений в посевах. – М.: Изд. АН СССР, 1961. – 136 с.
3. Соя /Под ред. В.Б. Енкина. – М.: Издательство с.-х. литературы, журналов и плакатов, 1963. – 33 с.
4. Тур Н.С., Загоруйко А.А. Агроэкологические основы возделывания сои: Учебное пособие. Краснодар, МГАУ, 1994. - 444с.
5. Holaday A.S., Chollet R. Photosynthetic/photorespiratory characteristics of C<sub>3</sub>-C<sub>4</sub> intermediate species. Photosynth, 1984. - С. 307-323.
6. Sharkey T.D. Estimating the rate of photorespiration in leaves. Physiol. Plant. 73: 147-152.
7. Zelitch I. (1971) Photosynthesis, photorespiration, and plant productivity. - Acad. Press, New York-London, 1988. - 247 p.

#### Вплив агрометеорологічних умов на фотосинтетичну продуктивність посівів сої

Польовий А.М., Толмачова А.В.

У роботі розглядається вплив агрометеорологічних умов на фотосинтетичну продуктивність посівів сої. Визначена чиста продуктивність фотосинтезу рослин сої за міжфазними періодами розвитку.

**Ключові слова:** соя, площа листя, фотосинтез, міжфазовий період, фотосинтетичний потенціал, чиста продуктивність фотосинтезу.

#### Influence of agrometeorological conditions on the photosynthetic productivity of soya

Polevoy A., Tolmachova A.

The influence of agrometeorological conditions on photosynthetic productivity of soya is under consideration in the paper. Net productivity of the photosynthesis of soya plants was determined by interphase periods of development.

**Keywords:** soya, leaf area index, photosynthesis, interphases periods, photosynthetic potential, net productivity of the photosynthesis.

## МОДЕЛЮВАННЯ ВРОЖАЙНОСТІ ОЗИМОЇ ПШЕНИЦІ В СТЕПОВІЙ ЗОНІ УКРАЇНИ З ВИКОРИСТАННЯМ ВЕГЕТАЦІЙНИХ ІНДЕКСІВ

*Розглянуто особливості використання супутникових вегетаційних індексів - нормалізованого вегетаційного індексу NDVI та нормалізованого водного індексу NDWI в емпіричному моделюванні врожайності зернових культур. Для областей степової зони України побудовано лінійні регресійні моделі врожайності озимої пшениці, предикторами в якій є параметри, утворені від базових вегетаційних індексів - індекс умов вегетації та запропонований індекс вологості рослинності. Також в моделі був використаний регіональний індекс блокування атмосфери для врахування циркуляційних умов на початку вегетації. Верифікація моделей показала задовільну точність прогнозування врожайності з достатньо високою завчасністю.*

**Ключові слова:** нормалізований вегетаційний індекс, індекс блокування, врожайність.

**Вступ.** Україна є одним з провідних виробників та експортерів зернових культур, зокрема, пшениці. Озима пшениця, при цьому, складає понад 90% від всього валового обсягу цієї культури. Завдяки підвищенню агротехнології виробництва середня по Україні врожайність пшениці зросла від 19,8 ц/га в 2000 році до 28 ц/га в 2012 році, а в 2013 році був зібраний загальний рекордний врожай зернових – 63 млн. т. Завчасне прогнозування врожайності є важливим аспектом економічної діяльності країни, що підвищує актуальність розробок нових та удосконалення існуючих методів прогнозу.

В останні десятиліття в агрометеорологічних дослідженнях активно використовуються дані супутникового зондування атмосфери та підстильної поверхні, зокрема, для вирішення задач моніторингу стану сільськогосподарських культур та динаміки їх розвитку в змінних погодних умовах [1]. Отримані на базі спектральних залежностей між відбивною здатністю електромагнітного випромінювання і станом рослинності так звані вегетаційні індекси є доволі численними та можуть застосовуватися для різних цілей [2]. Найбільшою популярністю користується нормалізований диференційний вегетаційний індекс (normalized difference vegetation index, NDVI) та похідний від нього індекс умов вегетації (vegetation condition index, VCI), запропонований в [3]. На базі цих параметрів останнім часом різними авторами, в тому числі й в Україні, розроблена ціла низка емпіричних моделей регресійного зв'язку між врожайністю певної культури та вегетаційними індексами [4-9]. Ці моделі мають певні переваги перед існуючими статистичними методами прогнозу врожайності, але потребують подальшого вдосконалення.

В даному дослідженні запропонована регресійна модель врожайності озимої пшениці для степової зони України, в якій предикторами є регіональний індекс блокування атмосфери ECBI [10], що враховує циркуляційні особливості атмосфери в вегетаційний період, індекс умов вегетації VCI та введений новий індекс вологості рослинності WVI.

**Матеріали та методи дослідження.** В якості вихідної інформації використані дані 8-ми та 16-денних композитів вегетаційних індексів MODIS/NDVI та MODIS/NDWI з просторовим розділенням 250 метрів, осереднених по кожній області, з бази даних проекту GLAM (the Global Agriculture Monitoring Project, <http://deleon.edc.usda.gov/glam.htm>). Інформація спектрорадіометра MODIS надходить до цієї бази з супутників Terra та Aqua (NASA).

Вихідна вибірка по вегетаційних індексах складена за період 2000-2013 рр. для 9 областей України, що відносяться до степової зони.

Як вже зазначалося, спектральний вегетаційний індекс  $NDVI$  використовується в якості предиктора регресійних моделей як в чистому вигляді [8], так і в перетвореному на індекс умов вегетації (vegetation condition index,  $VCI$ )

$$VCI = \frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \cdot 100\%, \quad (1)$$

де  $NDVI$  – поточне 8 денне (декадне, тижневе тощо) значення нормалізованого вегетаційного індексу;

$NDVI_{\max}$ ,  $NDVI_{\min}$  – абсолютний міжрічний максимум та мінімум нормалізованого вегетаційного індексу за той же період.

Переваги цього індексу перш за все в тому, що він відображує не просто стан рослинності чи підстильного покриву, як  $NDVI$ , а саме такий стан, що склався завдяки поточним метеорологічним умовам. Значення  $VCI > 80\%$  відповідають сприятливим умовам вегетації, а при  $VCI < 35\%$  констатують посуху різної інтенсивності [3]. Тому індекс  $VCI$  з успіхом використовується для моніторингу посух на різних територіях земної кулі [6, 11-12].

Для оцінки вмісту вологи в рослинному покриві застосовують декілька індексів, отриманих у вузьких спектральних зонах видимого та ближнього інфрачервоного діапазону [2], найвідомішим з яких є нормалізований диференційний водний індекс (normalized difference water index,  $NDWI$ ), запропонований Гао Б. [13]. Для розрахунку цього індексу використовують два вузьких канали, зосереджені на довжинах хвиль близько 0,86 та 1,24 мкм. Обидва канали є чутливими до вмісту рідини в рослинному покриві, а сам індекс є мірою кількості молекул рідкої води, які взаємодіють з сонячною радіацією, що надходить до рослинності. Розрахункова формула для  $NDWI$  має вигляд

$$NDWI = \frac{R_{0,86} - R_{1,24}}{R_{0,86} + R_{1,24}}, \quad (2)$$

де  $R_{\lambda}$  - інтенсивність відбитого сигналу на відповідній довжині хвилі  $\lambda = 0,86$  або  $1,24$  мкм.

$NDWI$  є менш чутливим, на відміну від  $NDVI$ , до впливу атмосферного розсіювання за рахунок аерозолів. Порівняно з  $NDVI$ , нормалізований водний індекс не повністю вільний від фонового впливу підстильної поверхні в районах, частково вкритих рослинністю. При цьому внесок оголеного ґрунту в  $NDWI$  переважно негативний, тоді як зелена рослинність дає позитивний вплив [13]. Використання індексу  $NDWI$  для оцінки стану рослинного покриву передбачає той факт, що здорова рослинність в певні етапи розвитку має високий вміст рідкої води, який відбивається у високих значеннях індексу. Посушливі умови призводять до зниження вологовмісту рослинності, що відбивається у зниженні значень  $NDWI$  та може використовуватись також для оцінки пожежонебезпечності, наприклад, в лісових масивах.

Індекс  $NDWI$  також застосовується в фенології, адже він добре реагує як на стан рослинності, так й підстильної поверхні. Так, в роботі [14] для районів Сибіру були визначені особливості зміни індексу в важливих фенологічних фазах - початок вегетації, початок пожовтіння листа та під час сніготанення. Показано, що протягом весни мінімум  $NDWI$  відповідає стану рослинності перед початком її зростання. Період зниження значень  $NDWI$  весною до мінімуму відповідає процесу сніготанення, а наступний за ним період збільшення індексу характеризує початок росту рослинності. Такий злам в часовому ході  $NDWI$  навесні допомагає відокремити дати закінчення сніготанення та початку вегетації. Восени дата початку пожовтіння листа настає з моменту, коли  $NDWI$  починає зменшуватися. Потім настає період, коли  $NDWI$  знову починає зростати, що відповідає процесу накопичення снігу.

Такі властивості нормалізованого водного індексу можуть використовуватись й для моделювання врожайності зернових культур, адже дата початку вегетації важлива для озимих, а вологовміст рослинності на стадіях розвитку відповідає умовам росту та поточному стану рослини.

Розглянемо особливості часового ходу *NDWI* на території України в період з лютого по листопад 2000-2013 рр. З рис. 1 можна бачити, що навесні дати мінімальних значень *NDWI* коливаються в більшості випадків в межах 22-29 березня або 6-13 березня, тобто вегетаційний ріст починався після цих тижнів у 80% розглянутих років. Найраніше загальний по Україні вегетаційний сезон почався в 2007 р. – 18-25 лютого, найпізніше у 2003 р. – 7-14 квітня.

Різниця річного ходу *NDWI* між областями України, що належать до зон стійкого та нестійкого снігового покриву, добре помітна з прикладів на рис. 2. Можна бачити, що в Одеській області, починаючи з середини жовтня, значення *NDWI* майже не змінюються і лише протягом лютого незначно збільшуються, коли наприкінці зими утворюється сніговий покрив. В Сумській області осінній спад *NDWI* завершується на початку листопада, потім значення поступово зростають, що відповідає накопиченню снігового покриву, досягаючи максимуму у лютому. Завдяки цьому мінімум *NDWI* навесні є дуже чітким і настає наприкінці березня – початку квітня.

Максимальні значення *NDWI* в Україні настають переважно в середині та наприкінці червня, при цьому в половині досліджених років максимум припав на тиждень 10-17 червня. Найранніші дати максимуму спостерігалися 25 травня-1 червня в 2000 та 2008 рр., а найпізніша дата – 12-19 липня 2003 року, коли відмічалася тривала весняна посуха [11]. Якщо порівнювати максимуми *NDWI* в різних агрокліматичних зонах, то можна бачити (див. рис. 2), що в Степу (Одеська область) середня максимальна водність рослинності значно менша, ніж в Лісостепу (Сумська область), що відповідає характеру рослинності, яка переважає.

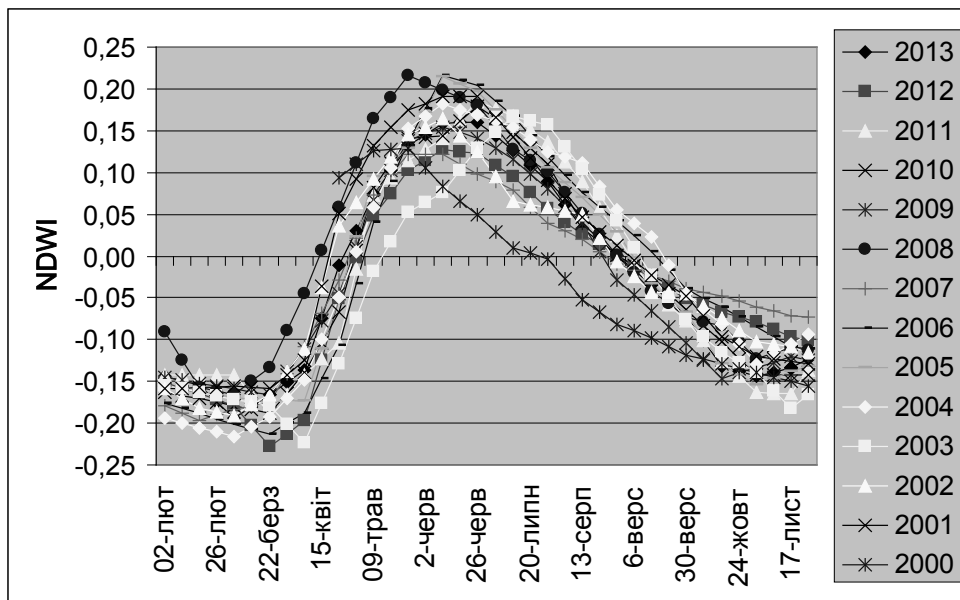


Рис. 1 – Річний хід *NDWI*, осередненого по території України, в період 2000-2013 рр.

Для одноманітності інтерпретації вегетаційних індексів, що використовуються в подальшому дослідженні, введемо новий індекс на базі *NDWI* – індекс вологості рослинності *WVI* (Wet Vegetation Index), який визначається математичним виразом



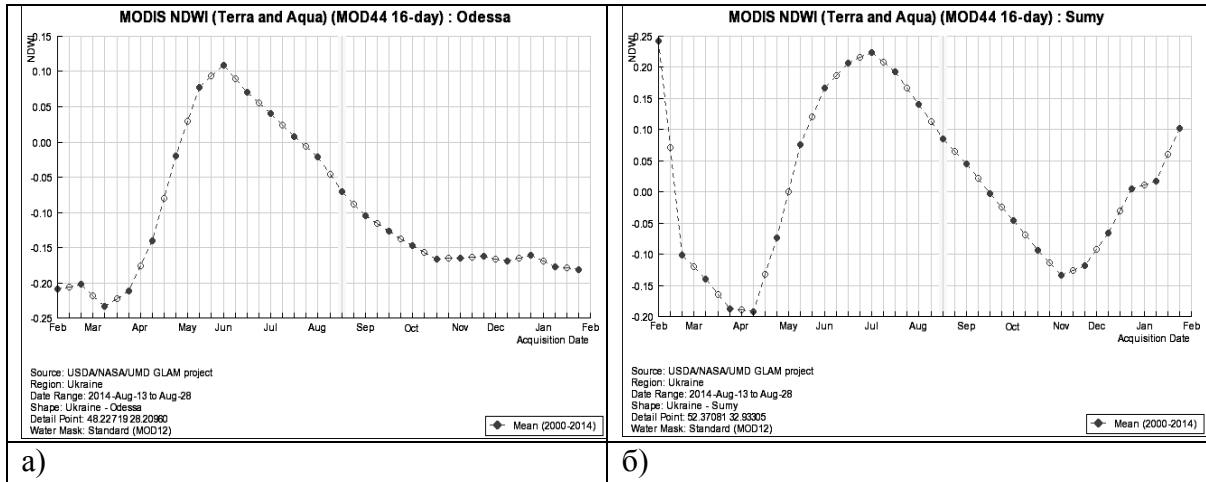


Рис. 2. – Осереднені криві річного ходу  $NDWI$  по Одеській (а) та Сумській (б) областях

$$WVI = \frac{NDWI - NDWI_{\min}}{NDWI_{\max} - NDWI_{\min}} \cdot 100\%, \quad (3)$$

де  $NDWI$  – поточне (тижневe, декадне тощо) значення нормалізованого водного індексу;

$NDWI_{\max}$ ,  $NDWI_{\min}$  – абсолютний міжрічний максимум та мінімум нормалізованого водного індексу за той же період.

Як можна передбачити, чим більша різниця між поточним значенням  $NDWI$  та його абсолютним мінімумом в певний період, тим більш насичений молекулами води рослинний покрив, який зондується. Тому, як й для індексу  $VCI$ , можна відзначити, що високі значення  $WVI$  (понад 80%) відповідають доброму стану рослин з високим вмістом вологи, а значення  $WVI$  менші за 50% свідчать про сухість та втрату тургору рослин.

Лінійні регресійні моделі для моделювання врожайності озимої пшениці будемо будувати для середньообласних значень абсолютної врожайності  $Y_{аб}$  (ц/га) та відносної врожайності  $Y_{\omega}$ , яка визначається за формулою

$$Y_{\omega} = \frac{Y_{аб}}{Y_{mp}}, \quad (4)$$

де  $Y_{mp}$  – врожайність зернової культури за трендом на поточний рік, яка визначалася за методом гармонійних ваг [15].

Загальне лінійне рівняння регресії для розв'язання поставленої задачі має вигляд

$$Y = a + bECBI + cVCI + dWVI. \quad (5)$$

В рівнянні (5) в якості предиктанта  $Y$  виступають значення середньообласної врожайності  $Y_{аб}$  або  $Y_{\omega}$ . Місячні значення регіонального індексу блокування  $ECBI$  розраховувалися за методикою, запропонованою в [10]. Європейський континентальний індекс блокування відображує стан зонального потоку на рівні 300 гПа по відношенню до кліматичної норми. При  $ECBI > 0$  фіксується блокування зонального потоку, при  $ECBI < 0$  - зональний потік інтенсивніший за норму.

Обрання дат (періодів), в які для кожної області береться значення предикторів  $VCI$ ,  $WVI$  та  $ECBI$ , було здійснено шляхом оцінки тісноти кореляційного зв'язку між врожайністю та відповідним параметром в весняно-літній період, тобто предиктори бралися в ті тижні, коли коефіцієнт кореляції був максимальним. Дані щодо

врожайності озимої пшениці по областях степової зони за 2000-2013 рр. отримані з статистичних бюлетеней Держкомстату України.

**Результати та їх аналіз.** В табл. 1 наведені результати моделювання врожайності озимої пшениці для 8 південних областей та АР Крим з урахуванням циркуляційних особливостей атмосфери. Як можна бачити, найбільший вплив блокування атмосфери на формування врожаю має місце в березні або лютому, і лише в Луганській області найбільша кореляційна залежність припадає на травень. Для більшості областей максимальний коефіцієнт кореляції врожайності з місячними значеннями *ЕСВІ* коливається в межах -0,40...-0,60, а зворотний зв'язок вказує на переважання посиленої зональної циркуляції в лютому-березні ( $ЕСВІ < 0$ ), яка, очевидно, сприяє формуванню підвищеної кількості опадів і зволоженню ґрунту напередодні вегетаційного сезону. Індекс умов вегетації *VCI* для більшості областей має найкращу кореляцію з врожайністю в період з 15 по 23 травня, і лише в Кіровоградській та Луганській областях в період 9-16 червня. Для індексу вологості рослинності *WVI* період найкращого кореляційного зв'язку починається з 16 травня і до 8 червня по різних областях. Таким чином, за наявності вихідних даних по Одеській, Херсонській, Миколаївській областях та АР Крим прогноз врожайності може складатись одразу після 23 травня. В Донецькій області прогнозування можливе після 31 травня, в Запорізькій та Дніпропетровській областях – після 8 червня, а в Кіровоградській та Луганській областях – після 16 червня. Тобто, завчасність прогнозування становить 1-1,5 місяця до початку збору врожаю.

Статистичні оцінки моделювання для абсолютної та відносної врожайності показують, що для всіх областей коефіцієнти як множинної кореляції, так й детермінації є високими, а побудовані регресії за F-критерієм Фішера (для 5% рівня значущості) є статистично значущими, окрім Луганської області. Стандартна похибка моделювання становить в середньому 4,31 ц/га (без Луганської області). Використання трендової компоненти в предиктанті  $U_{\phi\phi}$  дещо поліпшує статистичні оцінки регресії для Херсонської, Миколаївської, Кіровоградської, Луганської областей та АР Крим, але для інших областей переваги перед  $U_{\phi\phi}$  немає.

За відсутності незалежної вибірки даних для оцінки якості прогнозування врожайності озимої пшениці за даною методикою скористуємося прийомом виключення окремих років при побудові регресій та подальшому прогнозуванні для них. По восьми областях (окрім Луганської), по чергово з регресії були виключені роки з 2007 по 2013. Цей період характеризувався як посушливими роками (2007, 2012 рр.), так й сприятливими для формування високого врожаю (2008, 2013 рр.). Прогнозовані по областях значення врожайності озимої пшениці за незалежними даними в моделях абсолютної та відносної врожайності оцінювалися за такими критеріями:

- середня абсолютна похибка  $\Delta\bar{Y}$ , яка дорівнює

$$\Delta\bar{Y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (|Y_{\phi} - Y_{np}|)_i, \quad (6)$$

де  $Y_{\phi}$  – фактичне значення врожайності;  $Y_{np}$  – прогнозоване значення врожайності;  $n$  – кількість випадків прогнозу;

- стандартне відхилення  $\delta$ ;
- точність прогнозу  $T_{np}$  (визначається як різниця 100% та середньої абсолютної похибки у відсотках);

Таблиця 1 – Параметри регресії та статистичні оцінки моделювання абсолютної  $U_{аб}$  та відносної  $U_{вд}$  врожайності озимої пшениці

Область	Місяць для $ЕСВІ$	Дата для $VCI$	Дата для $WVI$	Коефіцієнти регресії*				Коефіцієнти*		Стандарт-на похибка*	Значущість* F
				$a$	$b$	$c$	$d$	множинної кореляції	детермінації		
Одеська	березень	16-23/05	16-23/05	12,97	-4,58	0,09	0,14	0,85	0,72	4,83	0,0038
				0,503	-0,157	0,005	0,004	0,83	0,69	0,20	0,0069
Херсонська	лютий	16-23/05	16-23/05	11,50	-2,28	0,11	0,13	0,90	0,82	3,62	0,0005
				0,487	-0,151	0,004	0,006	0,94	0,87	0,12	0,0001
Миколаївська	березень	16-23/05	16-23/05	11,48	-1,12	0,11	0,14	0,86	0,74	4,82	0,0026
				0,400	0,080	0,005	0,006	0,90	0,80	0,17	0,0007
Запорізька	березень	8-15/05	1-8/06	7,88	2,15	0,11	0,19	0,93	0,86	3,07	0,0001
				0,316	0,058	0,004	0,007	0,93	0,86	0,12	0,0001
Кіровоградська	березень	9-16/06	1-8/06	17,30	-8,13	0,06	0,15	0,82	0,68	6,40	0,0084
				0,509	-0,142	0,003	0,005	0,85	0,73	0,19	0,0034
Дніпропетровська	березень	8-15/05	1-8/06	8,54	-2,56	0,13	0,20	0,93	0,86	4,34	0,0001
				0,328	-0,124	0,005	0,006	0,92	0,84	0,16	0,0002
АР Крим	лютий	16-23/05	16-23/05	13,96	0,53	-0,06	0,20	0,89	0,79	2,60	0,0009
				0,660	-0,027	-0,003	0,009	0,93	0,86	0,08	0,0001
Донецька	березень	16-23/05	24-31/05	12,80	-2,41	-0,04	0,29	0,85	0,71	4,77	0,0044
				0,447	-0,062	-0,0004	0,009	0,82	0,68	0,18	0,0081
Луганська	травень	9-16/06	24-31/05	14,76	16,86	0,09	0,09	0,68	0,46	6,08	0,0920
				0,612	0,586	0,005	0,003	0,71	0,50	0,25	0,0652

\* - по кожній області статистичні оцінки регресії надані в послідовності зверху вниз для  $U_{аб}$  та  $U_{вд}$ .

- відносна ефективність, яка показує, наскільки використання моделей з супутниковими вегетаційними індексами ефективніше за прогнозування врожайності за трендом [9]:

$$E_{\text{вд}} = \frac{\sum_{i=1}^n ((Y_{\phi} - Y_{\text{тр}})_i)^2}{\sum_{i=1}^n ((Y_{\text{тр}} - Y_{\phi})_i)^2} \quad (7)$$

Всі перелічені оцінки прогнозування за моделями зведені до табл. 2. Як можна бачити, середня абсолютна похибка прогнозу коливається в межах 2,34-5,88 ц/га для моделі абсолютної врожайності та 2,30-4,76 ц/га для моделі з врахуванням тренда. При цьому найкращі показники фіксуються для Херсонської області та АР Крим, найгірші – для Кіровоградської та Донецької областей. Стандартне відхилення для обох моделей незначно перевищує 5 ц/га. Точність прогнозування по обох моделях в середньому становить 85-86%, при цьому перевищує 90% в Херсонській області та АР Крим. За оцінками відносної ефективності, запропоновані моделі значно поліпшують якість прогнозу порівняно з трендом майже в усіх областях, окрім Одеської та Донецької.

Таблиця 2 – Оцінки прогнозування за моделями абсолютної  $Y_{аб}$  та відносної  $Y_{вд}$  врожайності озимої пшениці по областях степової зони України

Область	Модель $Y_{аб}$				Модель $Y_{вд}$			
	$\Delta\bar{Y}$	$\delta$	$T_{тр}$	$E_{вд}$	$\Delta\bar{Y}$	$\delta$	$T_{тр}$	$E_{вд}$
Одеська	4,74	6,49	83,66	0,69	4,02	6,01	85,37	0,72
Херсонська	2,34	3,44	91,16	3,30	2,42	3,27	90,99	4,41
Миколаївська	4,98	6,24	82,21	0,84	4,76	6,24	82,53	1,00
Запорізька	3,11	3,65	86,81	2,15	2,94	3,42	87,82	2,39
Кіровоградська	5,88	5,76	80,67	0,79	4,63	5,41	84,31	1,10
Дніпропетровська	3,36	4,24	88,93	2,77	3,93	4,85	86,60	2,13
АР Крим	2,50	5,33	90,21	2,74	2,30	5,70	90,69	4,41
Донецька	5,06	6,67	82,29	0,58	4,57	6,78	83,86	0,62
<b>Середнє</b>	<b>4,00</b>	<b>5,23</b>	<b>85,74</b>	<b>1,73</b>	<b>3,70</b>	<b>5,21</b>	<b>86,52</b>	<b>2,10</b>

Загалом, модель відносної врожайності озимої пшениці дає більш точні результати, тобто врахування технологічної складової формування врожайності у вигляді тренда та метеорологічного фактора у вигляді вегетаційних індексів та індексу блокування є більш оптимальним для вирішення задачі прогнозування врожайності. Найбільші похибки прогнозу траплялися у роки з відносно високою врожайністю (наприклад, 2008-2009 рр. та особливо 2013 р.), коли показники вегетаційних індексів були також високі, але вони виявляються не настільки чутливими, щоб відобразити амплітуду коливань врожайності. В такі роки модель з врахуванням тренда була більш ефективною для більшості розглянутих областей.

**Висновки.** Аналіз моделювання врожайності озимої пшениці для областей в степовій зоні України з використанням супутникових вегетаційних індексів та індексу блокування атмосфери показав високу прогностичну ефективність побудованих регресійних моделей, що робить їх перспективними для подальшого вдосконалення при збільшенні часових рядів вихідних даних та розповсюдження на інші області України. Залучення до моделювання введеного індексу вологості рослинності  $WVI$ , побудованого на базі  $NDWI$ , а також регіонального індексу блокування  $ESVI$ , дозволило обґрунтувати фізичні фактори, які досі не включалися до подібних моделей, а саме: характер циркуляційних процесів атмосфери в період вегетації та вологонасиченість рослинності. До недоліків моделювання саме озимої культури

можна віднести неврахування умов зимівлі, що дає ще один напрямок дослідження взаємозв'язків між станом рослинності та інформацією супутникових спостережень.

### Список літератури

1. Антоненко В.С. Метеорологический мониторинг посевов сельскохозяйственных культур в Украине с применением аэрокосмических методов. – Киев: АртЭК, 2002. – 308 с.
2. Гребень А.С., Красовская И.Г. Анализ основных методик прогнозирования урожайности с помощью данных космического мониторинга, применительно к зерновым культурам степной зоны Украины // Радиоелектронні і комп'ютерні системи. – 2012. - № 2 (54). – С. 170-180.
3. Kogan F.N. Droughts of the late 1980s in the United States as derived from NOAA polar orbiting satellite data // Bull. Amer. Met. Soc. – 1995. - Vol. 76, No. 5. - P. 655-668.
4. Клещенко А.Д., Найдина Т.А. Динамическая модель продукционного процесса кукурузы с использованием спутниковой информации и методы прогноза урожайности // Метеорология и гидрология. – 2012. - № 12. - С. 88-98.
5. Dąbrowska-Zielińska K., F. Kogan, Ciołkosz A., Gruszczynska M., Kowalik W. Modelling of crop growth conditions and crop yield in Poland using AVHRR-based indices // Int. J. Remote Sensing. – 2002. - Vol. 23, No. 6. – P. 1109–1123.
6. Dąbrowska-Zielińska K., Ciołkosz A., Malińska A., Bartold M. Monitoring of agricultural drought in Poland using data derived from environmental satellite images // Geoinformation Issues. - 2011. - Vol. 3, No 1 (3). – P. 87–97.
7. Kogan F., Adamenko T., Kulbida M. Satellite-Based Crop Production Monitoring in Ukraine and Regional Food Security // Use of Satellite and In-Situ Data to Improve Sustainability. NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security. - Springer Science+Business Media B.V, 2011. - P. 99-104.
8. Колотий А.В. Регрессионные модели прогнозирования урожайности озимой пшеницы в Украине // Индуктивне моделювання складних систем. – 2012. - Вип. 4. – С. 92-101.
9. Коган Ф., Кукуль Н.Н., Адаменко Т.И. та ін. Сравнительный анализ результатов регрессионных и биофизических моделей в задаче прогнозирования урожайности озимой пшеницы // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2013. – Т. 10. - № 1. – С. 215-227.
10. Semenova I.G. Regional atmospheric blocking in the drought periods in Ukraine // Journal of Earth Science and Engineering. – V. 3 (5). - 2013. - P. 341-348.
11. Семенова І.Г. Використання вегетаційних індексів для моніторингу посух в Україні // Український гідрометеорологічний журнал. – 2014. - Вип. 14. – С. 43-52.
12. Singh R.P., Roy S., Kogan F. Vegetation and temperature condition indices from NOAA AVHRR data for drought monitoring over India // Int. J. Remote Sensing. – 2003. - Vol. 24, No. 22. – P. 4393-4402.
13. Gao B.C. NDWI – a normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space // Remote Sensing of Environment. – 1996. – Vol. 58. – P. 257-266.
14. Delbart N., Kergoat L., Le Toan T., L'hermitte J., Picard G. Determination of phenological dates in boreal regions using normalized difference water index // Remote Sensing of Environment. – 2005. - Vol. 97 (1). - P. 26-38.
15. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. - 175 с.

#### **Моделирование урожайности озимой пшеницы в степной зоне Украины с использованием вегетационных индексов Семенова И.Г.**

Рассмотрены особенности использования спутниковых вегетационных индексов – нормализованного вегетационного индекса NDVI и нормализованного водного индекса NDWI, в эмпирическом моделировании урожайности зерновых культур. Для областей степной зоны Украины построены линейные регрессионные модели урожайности озимой пшеницы, предикторами в которой являются параметры, образованные от базовых вегетационных индексов – индекс условий вегетации и предложенный индекс влажности растительности. Также в моделях использован региональный индекс блокирования атмосферы для учета циркуляционных условий в начале вегетации. Верификация моделей показала удовлетворительную точность прогнозирования с достаточно высокой заблаговременностью.

**Ключевые слова:** нормализованный вегетационный индекс, индекс блокирования, урожайность.

#### **Modeling of winter wheat yield in the steppe zone of Ukraine using vegetation indices**

**Semenova I.G.**

The features of the use of satellite vegetation indices as the normalized vegetation index NDVI and normalized water index NDWI, in the empirical modeling of grain yields were considered. For areas of the steppe zone of Ukraine were built the linear regression models for the winter wheat yield, that uses as predictors the parameters derived from the basic vegetation indices - vegetation conditions index and proposed wet vegetation index. Also used the regional blocking index, which considering the atmospheric circulation conditions at the beginning of the growing season. Verification of the models showed a satisfactory prediction accuracy with sufficiently high of the lead time.

**Keywords:** normalized difference vegetation index, blocking index, yield.

УДК 504.4 : 54

Юрасов С.М., к.т.н., Кур'янова С.О.

Одеський державний екологічний університет

## НЕДОЛІКИ КЛАСИФІКАЦІЇ ЯКОСТІ ВОД ЗА ДСТУ 4808-2007 ТА ШЛЯХИ ЇХ УСУНЕННЯ

*У статті виконана оцінка якості вод р.Південний Буг (м. Первомайськ) за різними методиками. Показано недоліки вітчизняних норм у порівнянні з нормами країн ЄС. Виконано аналіз методики в чинному нині нормативному документі ДСТУ 4808:2007. Показано, що оцінка якості вод за цим документом не відповідає їх дійсному стану. Дано рекомендації щодо вдосконалення вітчизняних методик оцінки якості вод.*

**Ключові слова:** оцінка якості вод; показники якості; вітчизняні норми, норми країн ЄС; класифікація якості вод; джерела централізованого водопостачання.

**Вступ.** Поверхневі води суші, які використовуються для централізованого водопостачання, перебувають під сильним антропогенним впливом, в результаті якого відбувається істотна зміна їх природного стану. Негативні антропогенні зміни обмежують можливість використання водних об'єктів для задоволення господарсько-питних потреб. За таких обставин дуже важлива і актуальна об'єктивна інформація про їх стан.

Основним методом оцінки якості вод для практичних потреб є детальний аналіз. За цим методом виконують оцінку якості вод за санітарними нормами СанПіН-4630-88 [1]. Оцінка якості водних об'єктів, як джерел централізованого водопостачання, за ГОСТ 2761-84 [2] (нині не діє) також була заснована на детальному аналізі: визначення узагальненого класу якості вод за показником з найгіршим значенням індексу. В нормативному документі ДСТУ 4808:2007 [3], прийнятому на заміну ГОСТ 2761-84, представлена методика, яка базується на визначенні узагальненого класу вод шляхом двократного осереднення класів якості за окремими показниками. Правильність такого підходу при класифікації вод для господарсько-питних нужд населення викликає сумнів, тому що губиться інформація за окремими показниками і двічі згладжуються найбільші значення класів за показниками.

Метою роботи є оцінка якості вод за методикою ДСТУ 4808:2007 і іншими існуючими методиками та порівняння отриманих результатів.

### **Матеріали і методи дослідження.**

Оцінку якості води в поверхневих і підземних джерелах за ДСТУ 4808:2007 залежно від її конкретного призначення можна виконувати, використовуючи три методичних підходи:

- за значеннями окремих показників;
- за значеннями інтегральних блокових індексів (грунтова);
- за значеннями інтегрального комплексного індексу.

Орієнтовну оцінку за значеннями окремих показників виконують тоді, коли необхідно скласти попереднє уявлення щодо якості води в місцях водозабору в будь-який час.

Оцінку якості води за значеннями інтегральних блокових індексів виконують для отримання переконливих і відповідальних висновків та рішень щодо якості води в цих джерелах на основі арифметичної обробки емпіричних значень всіх (повна оцінка) або

декількох (*неповна оцінка*) показників I, II, III, IV, V, VI і VII груп (без урахування загального рівня хронічної токсичності води, який визначають у виняткових випадках).

Ґрунтовну оцінку якості води в поверхневих і підземних джерелах питного водопостачання за значеннями групових індексів виконують за процедурою, яка складається з трьох послідовних етапів:

- *етап групування і обробки вихідних даних* за показниками якості води (для кожного показника знаходять середнє і найгірше значення);

- *етап визначення класів якості* води за окремими показниками кожного блоку: для кожного показника за середнім і найгіршим значенням визначається клас якості вод;

- *етап узагальнення оцінки якості* води.

Середні значення блокових індексів якості води визначають обчисленням середньоарифметичного значення середніх величин усіх наявних показників у межах кожної групи показників не за абсолютними, а за відносними значеннями, вираженими номерами класів (1–4). Найгірші значення групових індексів якості води визначають за найгіршими величинами (з найбільшим номером класів) серед інших значень показників даної групи. Маючи середні й найгірші значення групових індексів якості води, визначають їх приналежність до певного класу якості води

*Після отримання результатів узагальненої оцінки якості* води їх узгоджують з технологічними прийомами кондиціонування вод залежно від фізико-хімічної та мікробіологічної природи забруднювальних домішок (виконується осереднення класів за окремими показниками всередині блоків).

*Узагальнена оцінка якості* води в джерелах централізованого питного водопостачання за значеннями інтегрального індексу виконується: у разі порівняння різних варіантів розташування водозабору станцій водопідготовки та проектування їх будівництва або реконструкції; для картографування стану поверхневих джерел централізованого питного водопостачання; для планування водоохоронних заходів щодо захисту поверхневих джерел централізованого питного водопостачання.

Значення узагальненого інтегрального індексу якості води визначають за формулою:

$$I_{ИТ} = \{I_I + I_{II} + I_{III} + I_{IV} + I_V + I_{VI} + I_{VII}\} / 7, \quad (1)$$

де  $I_I$ – $I_{VII}$  - величини групових індексів, виражених у класах. Загальна кількість груп сім.

У разі відсутності одного або двох групових індексів  $I_{ИТ}$  обчислюють як частку від ділення суми наявних групових індексів на їх кількість. Значення  $I_{ИТ}$  розраховують за значеннями групових індексів, обчислених за середнім і найгіршим значеннями окремих показників якості води.

Основний недолік узагальненої оцінки полягає в тому, що вона є результатом неодноразового осереднення:

- на етапі групування і обробки вихідних даних осереднюються значення показників за попередній трирічний період спостережень;

- на етапі узагальнення оцінки всередині блоків відбувається осереднення класів якості, визначених за всіма показниками всередині розглянутого блоку;

- узагальнена оцінка якості вод визначається шляхом осереднення блокових індексів.

При першому осередненні часового ряду втрачається інформація про його мінливість. Збіг середнього значення показника з нормативом (допустимо за

вітчизняними нормами) показує, що приблизно 50% значень даного показника з усіх значень, які спостерігалися, перевищували норматив (рис.1).

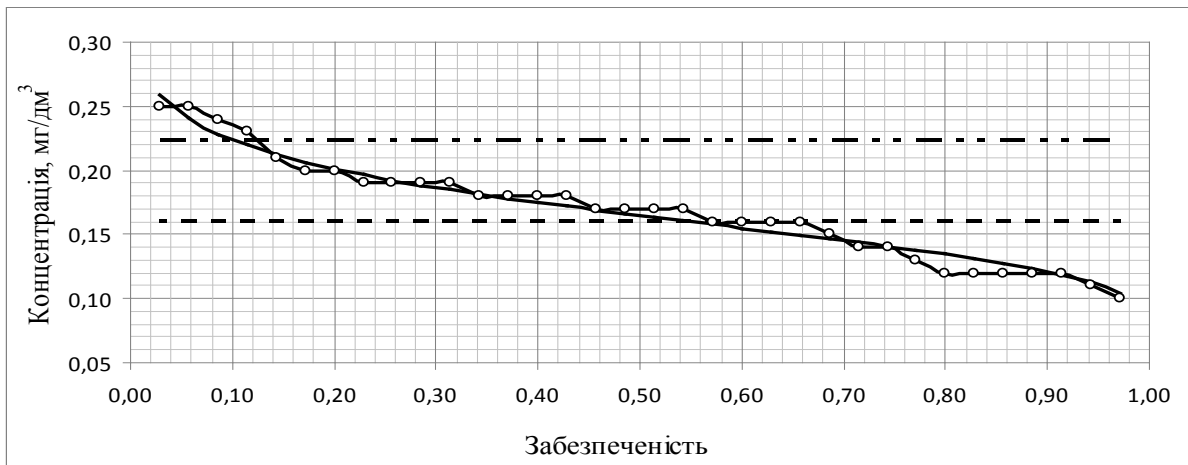


Рис.1 – Крива забезпеченостей концентрації заліза у часі: маркер коло - результати спостережень; суцільна лінія - логнормальний закон розподілу; пунктирна точкова горизонтальна лінія -  $C_{10}$ ; горизонтальна лінія - середнє значення.

У нормах країн ЄС [4] перевищення нормативу більш ніж в 10% випадків за весь аналізований період спостережень неприпустимо.

При другому осередненні втрачається інформація про розкид значень класів за окремими показниками всередині блоку. Це може призвести до того, що водний об'єкт може одержати другий, і навіть, перший клас, якщо в блоці багато показників мають клас 1, а декілька показників - клас 4. Тобто за кількома показниками вода може бути непридатною для водокористування, але при цьому отримати клас 2 або навіть 1.

Третє осереднення ще більше нівелює оцінку якості, і в цілому можна очікувати, що більшість водних об'єктів отримають клас якості з точністю до десятих, приблизно 2,5 з невеликою варіацією, тобто клас 2 або 3.

Такий підхід до класифікації водних об'єктів подібний екологічній оцінці якості вод за відповідними категоріями [5]. У цій методиці також передбачається триразове осереднення при визначенні узагальноної оцінки.

### Результати досліджень та їх аналіз.

Виконано аналіз методик оцінки якості вод за санітарними нормами, ГОСТ 2761-84 і ДСТУ 4808:2007 на прикладі результатів спостережень за станом вод р.Південний Буг в районі м. Первомайськ у 2004-2006 рр..

Виконана оцінка якості вод за середніми значеннями показників за 2004-2006 рр. надана у табл.1-4 [1-3].

З табл.1 видно, що вміст органічних сполук, марганцю і групи речовин з санітарно-токсикологічними ЛОШ не відповідає вимогам санітарних норм [1]. Нормативи перевищені не більше ніж в 2 рази. Такі води можна характеризувати як слабо або помірно забруднені (табл.2) [1].



Таблиця 1 - Оцінка якості вод р. Південний Буг (м.Первомайськ) за середніми значеннями показників для господарсько-питного водокористування (2004-2006 рр.)

ЛОШ	Клас	Показник	Од. вим.	$\bar{C}_i$	$ГДК_i$	$\frac{\bar{C}_i}{ГДК_i}$
1	2	3	4	5	6	7
–	–	рН	од.	8,4	6,5–8,5	–
–	–	Розчинний O <sub>2</sub>	мг/дм <sup>3</sup>	10,9	4,0	–
–	–	Мінералізація	мг/дм <sup>3</sup>	584	1000	–
–	–	ХСК	мгО/дм <sup>3</sup>	9,50	15,0	–

Продовження табл. 1

1	2	3	4	5	6	7
–	–	БСК <sub>П</sub>	мг/дм <sup>3</sup>	3,74	3,0	–
с.-т.	3	Амоній іон	мг/дм <sup>3</sup>	0,502	2,0	–
с.-т.	3	Нітрати	мг/дм <sup>3</sup>	5,89	45,0	–
с.-т.	3	Хром (VI)	мг/дм <sup>3</sup>	0,0109	0,05	–
с.-т.	3	Нікель	мг/дм <sup>3</sup>	0,0165	0,10	–
орг.	4	Сульфати	мг/дм <sup>3</sup>	67,0	500	–
орг.	4	Хлориди	мг/дм <sup>3</sup>	52,0	350	–
орг.	3	Мідь	мг/дм <sup>3</sup>	0,0222	1,0	–
орг.	3	Залізо	мг/дм <sup>3</sup>	0,178	0,30	–
орг.	3	Марганець	мг/дм <sup>3</sup>	0,106	0,10	<b>(1,06)</b>
орг.	4	Нафта	мг/дм <sup>3</sup>	0,0319	0,30	–
орг.	4	СПАР	мг/дм <sup>3</sup>	0,0516	0,50	–
заг.	3	Цинк	мг/дм <sup>3</sup>	0,0376	1,0	–
с.-т.	2	Натрій	мг/дм <sup>3</sup>	43,3	200	0,216
	2	Нітрити	мг/дм <sup>3</sup>	0,0771	3,3	0,023
	2	Кремній	мг/дм <sup>3</sup>	3,05	10,0	0,305
	2	Свинець	мг/дм <sup>3</sup>	0,0175	0,030	0,583
	2	Фториди	мг/дм <sup>3</sup>	0,873	1,2	0,728
<b>Σ</b>						<b>1,855</b>

Таблиця 2 - Оцінка ступеня забруднення вод р. Південний Буг (м.Первомайськ) за середніми значеннями показників (2004-2006 рр.)

Показник		Одиниця вимірювання	$\bar{C}_i$	Індекс забруднення	Характеристика ступеня забруднення
Запах		бал	–	–	<b>помірна (1)</b>
Присмак		бал	–	–	
Кратність перевищення ГДК	органолептич.	од.	1,1	1	
	санітарно-токс.	од.	1,9	1	
БСК <sub>повн</sub>		мг/дм <sup>3</sup>	3,7	1	
Розчинний кисень		мг/дм <sup>3</sup>	10,9	0	
ЛКП		в 1 дм <sup>3</sup>	–	–	

"-" - відсутність даних

Таблиця 3 - Оцінка класу якості вод р. Південний Буг (м.Первомайськ) за середніми значеннями показників, як джерела централізованого водопостачання (2004-2006 рр.) у відповідності з [2]

Показник	Одиниця вимірювання	$\bar{C}_i$	Клас за показником	Узагальнений клас
Каламутність	мг/дм <sup>3</sup>	19,1	1	2
Колір	град.	–	–	
Запах	бал	–	–	

Продовження табл.3

рН	–	8,4	–	
Залізо	мг/дм <sup>3</sup>	0,18	1	
Марганець	мг/дм <sup>3</sup>	0,11	2	
Фітопланктон	мг/дм <sup>3</sup>	–	–	
	кл/см <sup>3</sup>	–	–	
Перманганатна окислюваність	мгО/дм <sup>3</sup>	–	–	
БСК <sub>П</sub>	мгО/дм <sup>3</sup>	3,7	2	
ЛКП	шт. в 1 дм <sup>3</sup>	–	–	

Таблиця 4 - Оцінка якості вод р. Південний Буг (м.Первомайськ) за середніми значеннями показників (2004-2006 рр.) у відповідності з [3]

Блок	Показник	Одиниця вимірювання	$\bar{C}_i$	Клас за показником	Блоковий індекс
I	Каламутність	мг/дм <sup>3</sup>	19,1	1	$I_{\text{СЕР}} = 1,00$
II	рН (од)	–	8,39	3	3+1+2+2+2+2+2+3+3+3+4+4= 31 $I_{\text{СЕР}} = 31/12 = 2,58$
	Розчинний O <sub>2</sub>	мг/дм <sup>3</sup>	10,9	1	
	Сульфати	мг/дм <sup>3</sup>	67,0	2	
	Хлориди	мг/дм <sup>3</sup>	52,1	2	
	Магній	мг/дм <sup>3</sup>	29,8	2	
	Мінералізація	мг/дм <sup>3</sup>	584	2	
	ХСК	мгО/дм <sup>3</sup>	9,50	2	
	БСК <sub>П</sub>	мг/дм <sup>3</sup>	3,74	3	
	Амоній (за N)	мгN/дм <sup>3</sup>	0,391	3	
	Нітрити (за N)	мгN/дм <sup>3</sup>	0,0234	3	
	Нітрати (за N)	мгN/дм <sup>3</sup>	1,33	4	
	Фосфати (за N)	мгP/дм <sup>3</sup>	0,204	4	
VII	Кремній	мг/дм <sup>3</sup>	3,05	–	3+2+2+1+3+3+2+3+2+2= 23 $I_{\text{VIIСЕР}} = 23/10 = 2,30$
	Залізо	мг/дм <sup>3</sup>	0,178	3	
	Мідь	мг/дм <sup>3</sup>	0,0222	2	
	Цинк	мг/дм <sup>3</sup>	0,0376	2	
	Нікель	мг/дм <sup>3</sup>	0,0165	1	
	Марганець	мг/дм <sup>3</sup>	0,106	3	
	Хром (6+)	мг/дм <sup>3</sup>	0,0109	3	
	Фториди	мг/дм <sup>3</sup>	0,873	2	
	Свинець	мг/дм <sup>3</sup>	0,0175	2	
	СПАР	мг/дм <sup>3</sup>	0,0516	3	
	Нафтопродукти	мг/дм <sup>3</sup>	0,0319	2	
$I_{\text{ІНТ.СЕР}}(1,00+2,58 +2,30)/3=1,96$ (клас 2, добра, чиста вода помірної якості)					

Аналогічний висновок можна зробити при аналізі табл. 2 і 3: відповідно до [1] ступінь забруднення вод помірний; відповідно до [2] - води мають клас 2 (слабо забруднені).

У ГОСТ 2761-84 було три класи якості вод (табл.5). Діапазони значень показників по всіх класах мали праву межу. Права межа класу 1 відповідала санітарно-гігієнічним нормативам (за винятком заліза). Води з показниками, що перевищують праву межу класу 3, були поза класифікацією - брудні непридатні для централізованого водопостачання. Таким чином, води класу 1, 2 і 3 можна характеризувати як чисті, слабо забруднені і забруднені, придатні для централізованого водопостачання з відповідним для класу ступенем очищення (примітка до табл. 5).

Таблиця 5 - Класифікація поверхневих джерел централізованого водопостачання  
ГОСТ 2761-84

Показник	Одиниця вимірювання	Значення показника за класом		
		1	2	3
Каламутність	мг/дм <sup>3</sup>	≤20	≤1500	≤10000
Колір	град.	≤35	≤120	≤200
Запах	бал	≤2	≤3	≤4
pH	–	6,5 – 8,5	6,5 – 8,5	6,5 – 8,5
Залізо	мг/дм <sup>3</sup>	≤1,0	≤3,0	≤5,0
Марганець	мг/дм <sup>3</sup>	≤0,1	≤1,0	≤2,0
Фітопланктон	мг/дм <sup>3</sup>	≤1,0	≤5,0	≤50,0
	кл/см <sup>3</sup>	≤1000	≤10000	≤100000
Перманганатна окислювальність	мгО/дм <sup>3</sup>	≤7	≤15	≤20
БСК <sub>п</sub>	мгО/дм <sup>3</sup>	≤3,0	≤5,0	≤7,0
ЛКП	шт. в 1 дм <sup>3</sup>	≤1000	≤10000	≤50000

Примітка: для отримання питної води необхідно:

1-й клас - незараження, фільтрація з коагуляцією або без неї;

2-й клас - коагуляція, відстоювання, фільтрація, незараження, при наявності фітопланктону - мікрофільтрація;

3-й клас - обробка, як 2-го класу, з додатковими - освітленням, використанням окислювальних і сорбційних методів, а також більш ефективних методів незараження і т.п.

У ДСТУ 4808:2007, прийнятому на заміну ГОСТ 2761-84, чотири класи якості вод: 1 - відмінна, дуже чиста; 2 - добра, чиста прийнятної якості; 3 - задовільна, слабо забруднена прийнятної якості; 4 - посередня, обмежено придатна. Межа між чистими і забрудненими водами проходить між класами 2 і 3.

Аналіз результатів в табл.4 показує, що відповідно до ДСТУ 4808:2007 води р.Південний Буг (м. Первомайськ) мають клас 2 з характеристикою добрі, чисті. Видно, що характеристика вод не збігається. Причина цього, як вже говорилося вище, в подвійному осередненні індексів (класів) якості за окремими показниками.

У відповідності з європейськими нормами [4] якість вод вважається відповідною вимогам, що висуваються до водних об'єктів питного призначення, якщо за розглянутий період часу 90% проб не перевищують встановлені нормативи. Ця вимога більш жорстка, ніж вимога вітчизняних норм: при збігу середнього значення показника з нормативом (допустимо за вітчизняними нормами), кількість перевищень ГДК становитиме приблизно 50%, за європейськими нормами допустимо не більше 10%.

Для приведення вимог вітчизняних норм у відповідність з європейськими достатньо [6] використовувати не середні значення показників, а значення із забезпеченістю 10%. Тоді при збігу значення показника з нормативом буде не більше 10% перевищень ГДК за розглянутий період.

В табл.6-9 наведена оцінка якості вод р. Південний Буг (м. Первомайськ) за значеннями показників із забезпеченістю 10% за методиками [1-3].

При використанні  $C_{10}$  невідповідність санітарним нормам [1] спостерігається за тими ж показниками (табл.6). Перевищення ГДК збільшується. Проте в цілому оцінка залишається попередньою: слабо забруднена вода (табл.7) [1].

Таблиця 6 - Оцінка якості вод р. Південний Буг (м.Первомайськ) за  $C_{10}$  для господарсько-питного водокористування (2004-2006 рр.) у відповідності з [1]

ЛОШ	Клас	Показник	Од. вим.	$C_{10i}$	ГДК <sub>i</sub>	$\frac{C_{10i}}{ГДК_i}$
1	2	3	4	5	6	7
–	–	pH	ед.	8,6	6,5–8,5	–
–	–	Розчинний O <sub>2</sub>	мг/дм <sup>3</sup>	9,06	4,0	–
–	–	Мінералізація	мг/дм <sup>3</sup>	638	1000	–
–	–	ХСК	мгО/дм <sup>3</sup>	13,0	15,0	–
–	–	БСК <sub>П</sub>	мг/дм <sup>3</sup>	4,36	3,0	–
с.–т.	3	Амоній іон	мг/дм <sup>3</sup>	0,644	2,0	–
с.–т.	3	Нітрати	мг/дм <sup>3</sup>	9,43	45,0	–
с.–т.	3	Хром (VI)	мг/дм <sup>3</sup>	0,0187	0,05	–
с.–т.	3	Нікель	мг/дм <sup>3</sup>	0,0165	0,10	–
орг.	4	Сульфати	мг/дм <sup>3</sup>	78,1	500	–
орг.	4	Хлориди	мг/дм <sup>3</sup>	59,1	350	–
орг.	3	Мідь	мг/дм <sup>3</sup>	0,0312	1,0	–
орг.	3	Залізо	мг/дм <sup>3</sup>	0,224	0,30	–
орг.	3	Марганець	мг/дм <sup>3</sup>	0,153	0,10	<b>(1,53)</b>
орг.	4	Нафта	мг/дм <sup>3</sup>	0,0458	0,30	–
орг.	4	СПАР	мг/дм <sup>3</sup>	0,0679	0,50	–
заг.	3	Цинк	мг/дм <sup>3</sup>	0,0643	1,0	–
с.–т.	2	Натрій	мг/дм <sup>3</sup>	54,8	200	0,292
	2	Нітриги	мг/дм <sup>3</sup>	0,108	3,3	0,033
	2	Кремній	мг/дм <sup>3</sup>	3,05	10,0	0,305
	2	Свинець	мг/дм <sup>3</sup>	0,0242	0,030	0,807
	2	Фториди	мг/дм <sup>3</sup>	0,873	1,2	0,728
Σ						<b>2,165</b>

При використанні  $C_{10}$  невідповідність санітарним нормам [1] спостерігається за тими ж показниками (табл.6). Перевищення ГДК збільшується. Проте в цілому оцінка залишається попередньою: слабо забруднена вода (табл.7) [1].

Оцінка ступеня забруднення (табл.7) по [1] і класу якості вод для централізованого водопостачання (табл.8) по [2] теж не змінилася.

Таблиця 7 - Оцінка ступеня забруднення вод р. Південний Буг (м.Первомайськ) за  $C_{10}$  (2004-2006 рр.) у відповідності з [1]

Показник		Одиниця вимірювання	$C_{10i}$	Індекс забруднення	Характеристика ступеня забруднення
Запах		бал	–	–	<b>Помірна (1)</b>
Присмак		бал	–	–	
Кратність перевищення ГДК	органолептич.	од.	1,5	1	
	санітарно–токс.	од.	2,2	1	
БСК <sub>ДОВН</sub>		мг/дм <sup>3</sup>	4,4	1	
Розчинний кисень		мг/дм <sup>3</sup>	9,1	0	
ЛКП		в 1 дм <sup>3</sup>	–	–	

Таблиця 8 - Оцінка класу якості вод р. Південний Буг (м.Первомайськ) за  $C_{10i}$ , як джерела централізованого водопостачання (2004-2006 рр.) у відповідності з [2]

Показник	Одиниця вимірювання	$C_{10i}$	Клас за показником	Узагальнений клас
Каламутність	мг/дм <sup>3</sup>	26,2	2	2
Колір	град.	–	–	
Запах	бал	–	–	
рН	–	8,6	–	
Залізо	мг/дм <sup>3</sup>	0,224	1	
Марганець	мг/дм <sup>3</sup>	0,153	2	
Фітопланктон	мг/дм <sup>3</sup>	–	–	
	кл/см <sup>3</sup>	–	–	
Перманганатна окислюваність	мгО/дм <sup>3</sup>	–	–	
БСК <sub>П</sub>	мгО/дм <sup>3</sup>	4,4	2	
ЛКП	шт. в 1 дм <sup>3</sup>	–	–	

Таблиця 9 - Оцінка якості вод р. Південний Буг (м. Первомайськ) за  $C_{10}$  у відповідності з [3]

Блок	Показник	Одиниця вимірювання	$C_{10i}$	Клас за показником	Блоковий індекс
I	Каламутність	мг/дм <sup>3</sup>	26,2	2	I <sub>СЕР</sub> = 2
	рН (од)	–	8,6	4	
II	Розчинний O <sub>2</sub>	мг/дм <sup>3</sup>	9,06	1	II <sub>СЕР</sub> = 4
	Сульфати	мг/дм <sup>3</sup>	78,1	2	
	Хлориди	мг/дм <sup>3</sup>	59,1	2	
	Магній	мг/дм <sup>3</sup>	35,1	3	
	Мінералізація	мг/дм <sup>3</sup>	638	2	
	ХСК	мгО/дм <sup>3</sup>	13,0	2	
	БСК <sub>П</sub>	мг/дм <sup>3</sup>	4,36	3	
	Амоній (за N)	мгN/дм <sup>3</sup>	0,501	3	
	Нітрити (за N)	мгN/дм <sup>3</sup>	0,0328	3	
	Нітрати (за N)	мгN/дм <sup>3</sup>	2,13	4	
	Фосфати (за N)	мгP/дм <sup>3</sup>	0,313	4	
Блок	Показник	Одиниця вимірювання	$C_{10i}$	Клас за показником	Блоковий індекс
VII	Кремній	мг/дм <sup>3</sup>	3,05	–	VII <sub>СЕР</sub> = 3
	Залізо	мг/дм <sup>3</sup>	0,224	3	
	Мідь	мг/дм <sup>3</sup>	0,0312	3	
	Цинк	мг/дм <sup>3</sup>	0,0643	2	
	Нікель	мг/дм <sup>3</sup>	0,0165	1	
	Марганець	мг/дм <sup>3</sup>	0,153	3	
	Хром (6+)	мг/дм <sup>3</sup>	0,0187	3	
	Фториди	мг/дм <sup>3</sup>	0,873	2	
	Свинець	мг/дм <sup>3</sup>	0,0242	3	
	СПАР	мг/дм <sup>3</sup>	0,0679	3	
	Нафтопродукти	мг/дм <sup>3</sup>	0,0458	2	
I <sub>ІНТ.СЕР</sub> =(2+4+3)/3= 3,00 (клас 3, задовільні, слабо забруднені прийнятною якістю)					

Оцінка класу якості вод за ДСТУ 4808:2007 буде відображати дійсний стан водного об'єкту, якщо: замість середніх (і найгірших) значень показників використовувати  $C_{10}$ ; блокові індекси визначати за показниками з найбільшим значенням індексу всередині блоку; узагальнений клас знайти шляхом осереднення блокових індексів. При таких зміннях методики води р. Південний Буг (м.Первомайськ) мають клас 3 (табл.9) з характеристикою задовільні, слабо забруднені прийнятною якістю. Це відповідає оцінкам, виконаним за іншими методиками.

#### **Висновки.**

1. Оцінка узагальненого класу якості вод за методикою ДСТУ 4808:2007 не відображає дійсний стан вод через неодноразове осереднення індексів.
2. Недоліки методики ДСТУ 4808:2007 можна усунути, якщо:
  - замість середніх значень показників використовувати їх значення з 10%-ю забезпеченістю;
  - блокові індекси визначати за показниками з найбільшим значенням індексу (класу якості);
  - узагальнений клас якості вод визначити шляхом осереднення блокових індексів.

#### **Список літератури**

1. СанПиН – 4630–88. Санитарные правила и нормы охраны поверхностных вод от загрязнения. Министерство здравоохранения СССР. – Москва: Изд-во стандартов, 1988. – 19 с.
2. ГОСТ 2761–84. Источники хозяйственно–питьевого водоснабжения. Гигиенические, технические требования и правила выбора. – Москва: Изд-во стандартов, 1985. – 12 с.
3. ДСТУ 4808:2007 – Джерела централізованого питного водопостачання. Гігієнічні і екологічні вимоги щодо якості води та правила вибирання. – К., Видавництво стандартів, 2007. – 42 с.
4. Матеріали семінару «Основи природоохоронного законодавства України та Європейського співтовариства: водні ресурси». – К.: Державний інститут підвищення кваліфікації та перепідготовки кадрів Мінекобезпеки України, травень 1997 р.
5. Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями. В.Д.Романенко, В.М. Жукинський, О.П.Оксінюк та ін. – К.:Символ – Т, 1998. – 28 с.

#### **Недостатки классификации качества вод по ДСТУ 4808-2007 и пути их устранения. Юрасов С.Н., Курьянова С.А.**

*В статье выполнена оценка качества вод р. Южный Буг (г. Первомайск) по разным методикам. Показаны недостатки отечественных норм по сравнению с нормами стран ЕС. Выполнен анализ методики в действующем нормативном документе ДСТУ 4808:2007. Показано, что оценка качества вод по этому документу не соответствует их действительному состоянию. Даны рекомендации по совершенствованию отечественных методик оценки качества вод.*

#### **The deficiencies of water quality classification according DSTU 4808.2007 and way of their elimination. Urasov S.M., Kuryanova S.O.**

*The article present the Southern Bug water quality evaluation near Pervomaisk city by different domestic methods. The domestic standards deficiencies in comparison with EU standards are shown. The method analysis in valid normative DSTU 4808.2007 document was carried out and its deficiencies were shown in this article. The domestic methods improvement recommendations of water quality evaluation are given.*

**Keywords:** *the water quality evaluation; the quality indices; domestic standards; the EU standards; the sources of the centralized water supply.*

**Е.В.Обухов**, д.эконом.н.

*Одесский государственный экологический университет*

## **ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ ВНЕШНЕГО ВОДООБМЕНА В КРЕМЕНЧУГСКОМ И КАХОВСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩАХ**

*На основе водобалансовых составляющих проведено исследование внешнего водообмена на крупнейших днепровских водохранилищах с учетом водности года..*

**Ключевые слова:** водохранилище, водный баланс, водообмен, интенсивность, показатель, коэффициент.

**Введение и постановка проблемы.** Современной проблемой водохранилищ является их функционирование в условиях меняющегося климата. В этих условиях управление водными ресурсами водных объектов, оценка их состояния и происходящих в них процессов требуют постоянного мониторинга и анализа [1-4].

Процессы интенсивности водообмена в водохранилищах являются одной из важнейших характеристик их состояния [5-8]. Взаимодействие гидрологических и гидродинамических процессов влияет на внешний и внутренний водообмен, на содержание растворенных веществ в водоемах, на качество воды, на интенсивность цветения воды в водохранилищах степной зоны при накоплении в них химических или биологических веществ.

Исследованиями процессов водообмена в озерах и искусственных водоемах занимались Форель Ф., Богословский Б.Б. [9], Муравейский С.Д., Бакулин К.А., Браславский А.П., Буторин Н.В. [7.10]. Вуглинский В.С. [2]. Григорьев С.В. [6]. Девяткова Т.П., Дубровин Л.И., Знаменский В.А., [11.12]. Калинин Г.П. [13]. Караушев А.В.[14]. Китаев А.Б.[15]. Литвинов А.С. [16]. Матарзин Ю.М., Тарасов М.Н., Филь С.А. [9]. Фортуннов М.А., Штефан В.Н. [17-19]. Эдельштейн К.К. [4.8.18.20] и др. В результате проведенных исследований были получены характеристики водообмена многих водохранилищ.

**Целью данной работы** является исследование интенсивности внешнего водообмена на двух крупнейших днепровских водохранилищах - Кременчугском и Каховском, - работающих в каскаде, с учетом водности года эксплуатации, горизонтальной и вертикальной составляющих водообмена, а также интенсификации их хозяйственного использования.

**Основными материалами исследования** являются реальные водобалансовые показатели по Кременчугскому и Каховскому водохранилищам за весь период их эксплуатации, рассчитанные на Светловодской и Каховской гидрометеорологических обсерваториях.

*Кременчугское* водохранилище – третья ступень в составе Днепровского каскада – является основным его регулятором и осуществляет годичное регулирование стока с переходом к многолетнему. Полная и полезная емкость его, соответственно, -13,52 и 9,07 км<sup>3</sup>. Площадь водохранилища при отметке нормального подпертого уровня – 2252км<sup>2</sup>, при уровне мертвого объема – 920 км<sup>2</sup>. Длина водохранилища 149 км, максимальная ширина – 28 км, средняя ширина – 15,1 км. Максимальная глубина –20м, средняя – 6 м. Площадь мелководий водохранилища: до 1 м – 180 км<sup>2</sup>, до 2 м- 410 км<sup>2</sup>. Расчетный расход ГЭС – 5710 м<sup>3</sup>/с, водосбросной плотины – 20350 м<sup>3</sup>/с. Расчетный максимальный сбросной расход через сооружения (р=0,1 %) – 23300 м<sup>3</sup>/с.

*Каховское* водохранилище – шестая ступень Днепровского каскада – осуществляет сезонное и частично многолетнее регулирование стока. Полная и

полезная емкость водохранилища – 18,2 и 6,8 км<sup>3</sup>. Площадь зеркала водохранилища при отметке нормального подпертого уровня – 2155 км<sup>2</sup>, при отметке уровня мертвого объема – 1930 км<sup>2</sup>. Длина водохранилища – 230 км, максимальная и средняя ширина – 25 и 9,3 км, максимальная и средняя глубина – 36 и 8,4 м. Площадь мелководий водохранилища до 1 м – 44 км<sup>2</sup>, до 2 м – 110 км<sup>2</sup>. Расчетный расход ГЭС – 4962 м<sup>3</sup>/с, водосбросной плотины – 15438 м<sup>3</sup>/с. Расчетный максимальный сбросной расход через сооружения ( $p=0,1\%$ ) – 20468 м<sup>3</sup>/с.

**Результаты исследований и их анализ.** Показатели интенсивности внешнего водообмена включают как горизонтальную [1-3.9.16.19], так и вертикальную [10.12.18.20] его составляющие. К горизонтальным составляющим внешнего водообмена относят приток воды в водохранилище (по основной реке и боковой), а также сток из водохранилища через гидроузлы.

Коэффициент водообмена по притоку определяют по формуле Григорьева С.В. [3.15-18]

$$K_{np} = W_{np} / V, \quad (1)$$

коэффициент водообмена по стоку – по формуле Дубровина Л.И. [15,18]

$$K_{cm} = W_{cm} z/y / V, \quad (2)$$

а средний коэффициент водообмена – по формуле Штефана В.Н. [1,9,11,15,18,19]

$$K_{\bar{v}} = (W_{np} + W_{cm} z/y) / 2 V. \quad (3)$$

где:  $V$  – средний объем воды в водохранилище за расчетный интервал времени [9];

$W_{np}$  – объем притока в водохранилище;

$W_{cm} z/y$  – объем стока из водохранилища.

Одна из вертикальных составляющих внешнего водообмена учитывает выпадение атмосферных осадков на водную поверхность водохранилища, а также испарение с его поверхности. Эта составляющая существенно влияет на показатели внешнего водообмена во внутригодовом аспекте [12.15.18]. В этих работах при оценке внешнего водообмена предлагается также во внутригодовом аспекте учитывать и другие составляющие водного баланса водоема – сброс в водохранилище сточных и бытовых вод, забор воды на хозяйственные нужды и др.

Тогда, коэффициент интенсивности водообмена, с учетом всех составляющих водного баланса водоема, будет определяться по формуле Литвинова А.С. [12.15]

$$K_{\bar{v}} = (\sum W_{np} + \sum W_p) / 2 V, \quad (4)$$

где:  $\sum W_{np} + \sum W_p$  – сумма приходных и расходных составляющих водного баланса.

Используя вышеизложенную методику были рассчитаны показатели внешнего водообмена двух крупных водохранилищ Днепровского каскада – Кременчугского и Каховского – в характерные по водности годы по формулам Штефана В.Н. и Литвинова А.С.

В табл. 1 и 2 приведены сравнительные характеристики коэффициентов интенсивности внешнего водообмена с постепенным учетом всех составляющих водного баланса водохранилищ:  $K_{\bar{v}1}$  – учитывает только основной приток и сток через гидроузел;  $K_{\bar{v}2}$  – учитывает еще и боковую приточность;  $K_{\bar{v}3}$  – учитывает еще осадки и испарение с водохранилища;  $K_{\bar{v}4}$  – учитывает сумму приходных и расходных составляющих водного баланса.



Таблица 1 – Коэффициенты внешнего водообмена Кременчугского водохранилища

Месяц	$K_{в1}$	$K_{в2}$	$K_{в2}/K_{в1}$ %	$K_{в3} \sim K_{в4}$	$K_{в4}/K_{в3}$ %	$K_{в4}/K_{в1}$ %	$T_y$ , лет
Многоводный 1970 год							
I	0.468	0.477	1.89	0.488	2.25	4.10	2.05
II	0.529	0.540	2.04	0.552	2.17	4.17	1.81
III	0.793	0.882	10.09	0.909	2.97	12.76	1.10
IV	2.062	2.112	2.37	2.118	0.28	2.60	0.47
V	1.145	1.158	1.12	1.171	1.11	2.22	0.85
VI	0.472	0.479	1.46	0.498	3.81	5.22	2.01
VII	0.248	0.253	1.98	0.273	7.33	9.16	3.66
VIII	0.186	0.192	3.12	0.213	9.86	12.68	4.69
IX	0.194	0.201	3.48	0.212	5.19	8.49	4.72
X	0.260	0.268	2.98	0.281	4.63	7.47	3.56
XI	0.386	0.396	2.52	0.400	1.00	3.50	2.50
XII	0.458	0.466	1.72	0.474	1.69	3.38	2.11
Маловодный 1972 год							
I	0.491	0.502	2.19	0.508	1.18	3.35	1.97
II	0.489	0.494	1.01	0.504	1.98	2.98	1.98
III	0.290	0.303	4.29	0.325	6.77	10.77	3.08
IV	0.448	0.461	2.82	0.469	1.71	4.48	2.13
V	0.314	0.321	2.18	0.331	3.02	5.14	3.02
VI	0.181	0.184	1.63	0.201	8.46	9.95	4.97
VII	0.170	0.175	2.86	0.192	8.85	11.46	5.21
VIII	0.175	0.178	1.68	0.196	9.18	10.71	5.10
IX	0.170	0.174	2.30	0.189	7.94	10.05	5.29
X	0.184	0.191	3.66	0.199	4.02	7.54	5.03
XI	0.199	0.206	3.40	0.213	3.29	6.57	4.69
XII	0.291	0.299	2.67	0.300	0.33	3.00	3.33

Таблица 2 – Коэффициенты внешнего водообмена Каховского водохранилища

Месяц	$K_{в1}$	$K_{в2}$	$K_{в2}/K_{в1}$ %	$K_{в3}$	$K_{в3}/K_{в1}$ %	$K_{в4}$	$K_{в4}/K_{в1}$ %	$T_{у}$ , лет
Многоводный 1970 год								
I	0.304	0.306	0.65	0.310	1.93	0.315	3.49	3.17
II	0.334	0.339	1.47	0.342	2.30	0.346	3.47	2.89
III	0.454	0.460	1.30	0.462	1.73	0.467	2.78	2.14
IV	0.647	0.863	25.03	0.865	25.20	0.874	25.97	1.14
V	0.701	0.998	29.76	1.007	30.39	1.022	31.41	0.98
VI	0.379	0.406	6.65	0.416	8.89	0.432	12.27	2.31
VII	0.162	0.165	1.82	0.176	7.95	0.196	17.35	5.10
VIII	0.120	0.122	1.64	0.134	10.45	0.152	21.05	6.58
IX	0.154	0.156	1.28	0.164	6.10	0.174	11.49	5.75
X	0.210	0.212	0.94	0.220	4.54	0.226	7.08	4.42
XI	0.246	0.248	0.81	0.251	2.00	0.255	3.53	3.92
XII	0.350	0.351	0.28	0.356	1.68	0.360	2.78	2.78
Маловодный 1972 год								
I	0.358	0.359	0.28	0.360	0.55	0.364	1.60	2.75
II	0.232	0.233	0.43	0.234	0.85	0.238	2.50	4.20
III	0.080	0.081	1.23	0.084	4.80	0.091	12.10	10.99
IV	0.088	0.091	3.30	0.093	5.40	0.110	20.10	9.09
V	0.118	0.137	7.10	0.143	10.50	0.149	20.50	6.71
VI	0.095	0.115	17.40	0.127	25.20	0.132	28.10	7.58
VII	0.099	0.120	17.50	0.133	25.60	0.139	28.60	7.19
VIII	0.093	0.113	17.70	0.125	25.60	0.130	28.60	7.69
IX	0.098	0.107	7.20	0.119	17.60	0.125	22.00	8.00
X	0.126	0.131	3.80	0.138	8.70	0.142	11.30	7.04
XI	0.130	0.133	2.25	0.136	4.40	0.141	7.80	7.09
XII	0.150	0.152	1.30	0.153	1.96	0.158	5.10	6.33

Отметим, что коэффициент интенсивности внешнего водообмена с увеличением в расчетах числа составляющих водного баланса возрос для всех месяцев характерных по водности лет эксплуатации рассматриваемых водохранилищ.

Для *Кременчугского* водохранилища – основного регулятора Днепровского каскада – максимальные коэффициенты интенсивности внешнего водообмена в *многоводном* (1970) году:  $K_{в1} = 2,06$  (апрель),  $K_{в2} = 2,11$  (апрель),  $K_{в3} = K_{в4} = 2,12$  (апрель); минимальные -  $K_{в1} = 0,186$  (август),  $K_{в2} = 0,192$  (август),  $K_{в3} = K_{в4} = 0,212$  (сентябрь). Влияние бокового притока наибольшее (10,09%) в марте месяце. Кроме марта месяца значительный рост (5,22 -:-12,68)% наблюдается под влиянием суммарных составляющих в период июнь-октябрь (табл. 1). Осадки и испарение среди всех составляющих имеют максимальные значения влияния - 9,86% (август) и минимальные – 0,28% (апрель). Высокий процент также в период июль-сентябрь.

Для *маловодного* (1972) года эксплуатации *Кременчугского* водохранилища соответствующие максимальные коэффициенты имеют величину:  $K_{в1} = 0,491$  (январь),  $K_{в2} = 0,502$  (январь),  $K_{в3} = K_{в4} = 0,508$  (январь). а минимальные –  $K_{в1} = 0,17$  (июль, сентябрь),  $K_{в2} = 0,174$  (сентябрь),  $K_{в3} = K_{в4} = 0,189$  (сентябрь). Максимальное влияние только бокового притока в марте – 4,29%, минимальное – 2,98% в феврале. Влияние суммарных составляющих водного баланса максимальное – 11,46% в июле, минимальное -2,98% в феврале. Осадки и испарение среди всех составляющих водного баланса имеют максимальное значение – 9,18% в августе и минимальное – 0,33% в декабре, высокий процент также в период июль-сентябрь (табл.1).

Сопоставляя показатели интенсивности внешнего водообмена по *Кременчугскому* водохранилищу в многоводном и маловодном годах его эксплуатации отметим значительное влияние на интенсивность бокового притока в марте многоводного года - 10,09% и 4,29% - в маловодном году, а также смещение максимального влияния суммарных составляющих водного баланса водохранилища – 12,68% с августа, в многоводном году, на июль - 11,46%, в маловодном.

Для *Каховского* водохранилища – шестой ступени Днепровского каскада – максимальные коэффициенты интенсивности внешнего водообмена в *многоводном* (1970) году:  $K_{в1} = 0,70$  (май),  $K_{в2} = 0,998$  (май),  $K_{в3} = 1,01$  (май),  $K_{в4} = 1,02$  (май); минимальные –  $K_{в1} = 0,120$  (август),  $K_{в2} = 0,122$  (август),  $K_{в3} = 0,134$  (август),  $K_{в4} = 0,152$  (август). Влияние бокового притока наибольшее (22,76%) в мае и в апреле (25,03%), а с учетом испарения и осадков – 30,4% в мае и 25,2% - в апреле.

В *маловодном* (1972) году эксплуатации *Каховского* водохранилища соответствующие максимальные коэффициенты интенсивности внешнего водообмена следующие (табл.2):  $K_{в1} = 0,358$  (январь),  $K_{в2} = 0,359$  (январь),  $K_{в3} = 0,360$  (январь),  $K_{в4} = 0,364$  (январь); минимальные -  $K_{в1} = 0,080$  (март),  $K_{в2} = 0,081$  (март),  $K_{в3} = 0,084$  (март),  $K_{в4} = 0,091$  (март). Максимальное влияние бокового притока на внешний водообмен составляет 17,7% (август), 17,5% (июль), 17,4% (июнь), а с учетом осадков и испарения в те же месяцы - 25,6; 25,6; 25,2%, даже в сентябре – 17,6%. Высокий процент в течение шести месяцев (апрель-сентябрь) от 20,1% до 28,6% имеет влияние на интенсивность внешнего водообмена суммарных составляющих водного баланса водохранилища (табл. 2).

Сопоставляя показатели интенсивности внешнего водообмена по *Каховскому* водохранилищу в многоводном и маловодном годах его эксплуатации отметим значительное влияние бокового притока в весенние (апрель-май) месяцы в многоводном году и в летние (июнь-август) – в маловодном. В аналогичные месяцы высокие проценты влияния суммарных составляющих водного баланса достигают значений от 28,6% до 31,41% (табл. 2).

При сопоставлении показателей внешнего водообмена по Кременчугскому и Каховскому водохранилищам отметим более высокие (почти в 3 раза) проценты влияния на них всех составляющих водных балансов и более продолжительное их влияние на Каховском водохранилище.

Влияние забора воды на хозяйственные нужды и сброс промышленных и бытовых стоков на показатели интенсивности внешнего водообмена на Кременчугском водохранилище совсем незначительное, а на Каховском - составляют до 11% в летние месяцы многоводного года и до 18% в те же месяцы маловодного года.

Калинин Г.П. [13] и Караушев А.В. [14] предложили определять показатель внешнего водообмена во временных единицах, как величину

$$T_y = 1 / K_v \quad (5)$$

В табл. 1 и 2 приведены значения этого показателя (лет) во внутригодовом аспекте для суммарных составляющих водных балансов рассматриваемых водохранилищ.

Для *Кременчугского* водохранилища максимальные показатели внешнего водообмена, т.е. в течение какого времени, при данных водобалансовых параметрах водохранилища за месяц, произойдет смена массы воды в водоеме, составляют 4,72 лет за данными сентября многоводного года и 5,29 лет за данными сентября маловодного года, а минимальные показатели внешнего водообмена - 0,47 лет за данными апреля многоводного года и 1,97 лет за данными января маловодного года.

Для *Каховского* водохранилища максимальные показатели внешнего водообмена составляют 6,58 лет за август многоводного и 10,99 лет за март маловодного годов, а минимальные - 0,98 лет за май многоводного и 2,75 лет за январь маловодного годов.

Отметим, что характерные показатели внешнего водообмена во временных единицах для Каховского водохранилища выше, чем для Кременчугского и несколько смещены во времени.

Показатели внешнего водообмена в единицах времени в годовом аспекте для Кременчугского водохранилища в многоводном году равен 0,13 лет, в маловодном - 0,29 лет, а для Каховского водохранилища в многоводном году - 0,21 лет, в маловодном - 0,59 лет.

### Выводы.

1. Проведенные исследования и полученные результаты показали значимость учета всех составляющих водного баланса при определении показателей интенсивности внешнего водообмена в водохранилище в разные периоды его эксплуатации.
2. Проведенные исследования должны помочь при разработке режимов эксплуатации водохранилищ в условиях изменения климата.

### Список литературы

1. *Васильев Ю.С.* Влияние плотин и водохранилищ на окружающую среду. Серия: Проектирование и строительство больших плотин.-М.:Энергоиздат, 1982.- Вып.7.-140с.
2. *Вуглинский В.С.* Водные ресурсы и водный баланс крупных водохранилищ СССР.- Л.: Гидрометеиздат, 1991.-223 с.
3. *Методические основы оценки и регламентирования антропогенного влияния на качество поверхностных вод.-* Л.: Гидрометеиздат, 1987.-286 с.
4. *Эдельштейн К.К.* Водохранилища России: экологические проблемы, пути их решения.- М.: ГЕОС, 1998.- 277 с.

5. *Россолимо Л.Л.* Очерки по географии внутренних вод СССР. Реки и озера.- М.: Учпедгиз, 1952.- 304 с.
6. *Григорьев С.В.* О некоторых определениях и показателях в озероведении// Труды Карельского филиала АН СССР. Материалы по гидрологии (лимнология).- Карелия, 1959.- Вып. 18.- С. 29-45.
7. *Буторин Н.В.* О водных массах континентальных водоемов //Труды ИБВВ АН СССР, 1965.- Вып. 7 (10).- С. 3-9.
8. *Эдельштейн К.К.* Водообмен и течения // Комплексные исследования водохранилищ.- М.: Изд. МГУ, 1979.- Вып. 3.- С. 109-114.
9. *Богословский Б.Б. Филь С.А.* Классификация водоемов по внешнему водообмену / В кн.: Географо-гидрологический метод исследования вод суши.-Л., 1984.- С. 54-60.
10. *Буторин Н.В.* Гидрологические процессы и динамика водных масс в водохранилищах Волжского каскада.- Л.: Наука, 1969.- 322 с.
11. *Знаменский В.А.* Гидрологические процессы и их роль в формировании качества воды.- Л.: Гидрометеиздат, 1981.- 247 с.
12. *Знаменский В.А.* Влияние гидролого-динамических факторов на изменение содержания химических веществ в водохранилище// Труды ГГИ.- Л.: Гидрометеиздат, 1977.-Вып. 246.- С. 58-77.
13. *Калинин Г.П.* Роль водохранилищ в изменении скорости водообмена речных вод/ В кн.: Инженерно-географические проблемы проектирования и эксплуатации крупных равнинных водохранилищ.- М., 1972.- С. 99-104.
14. *Караушев А.В.* Внешний водообмен и формирование качества воды в озерах и водохранилищах // Труды ГГИ.- 1978.- Вып. 249.-С. 48-63.
15. *Китаев А.Б.* Особенности оценки внешнего водообмена в водохранилищах //Труды межд. н.-пр. конф. «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов», Т.1.- Пермь, 2013.- С.203-209.
16. *Литвинов А.С.* Энерго- и массообмен в водохранилищах Волжского каскада.- Ярославль: Изд-во ЯГТУ, 2000.- 83 с.
17. *Штефан В.Н.* К расчету водообмена долинного водохранилища // Вестник Моск. ун-та. Сер. Геогр.- 1975.- №5.- С. 71-75.
18. *Штефан В.Н., Эдельштейн К.К.* Показатели водообмена водохранилищ / В кн.: Материалы 5 Всесоюзного науч. симпозиума по соврем. пробл. Самоочищения и регулирования качества воды. Секция 1У, ч.2.- Таллинн.- 1975.- С. 262-267.
19. *Штефан В.Н.* Водообмен водохранилищ Волжско-Камского каскада / В кн.: Комплексные исследования водохранилищ. Вып. 5.- М., 1980.- С. 46-55.
20. *Эдельштейн К.К.* О соотношении показателей внутреннего водообмена проточных водоемов // Водные ресурсы.- 1981.-№ 6.-С. 70-74.

**Оцінка інтенсивності зовнішнього водообміну в Кременчуцькому та Каховському водосховищах.**

**Обухов С.В.**

*На основі водобалансових складових проведено дослідження зовнішнього водообміну на найбільших дніпровських водосховищах з врахуванням водності року.*

**Ключові слова:** водосховище, водний баланс, водообмін, інтенсивність, показник, коефіцієнт

**Estimate external water exchange in Kremenchug and Kakhovka reservoirs.**

**Obukhov E.V.**

*Based on the water balance components of a study of the external water exchange in the largest of the Dnieper reservoirs with the water year.*

**Key words:** water reservoir, water balance, water exchange. intensity index. coefficient.

## УЗАГАЛЬНЕННЯ ЗАЛЕЖНОСТЕЙ МІЖ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ В РАЙОНІ КАХОВСЬКОГО ВОДОСХОВИЩА ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ВИПАРОВУВАННЯ З ЙОГО ВОДНОЇ ПОВЕРХНІ

*В статті наведені графічні та аналітичні залежності між гідрометеорологічними показниками в районі Каховського водосховища для визначення випаровування з його водної поверхні за період експлуатації.*

**Ключові слова:** залежність, температура, дефіцит, водяна пара, випаровування води.

**Вступ.** Однією з важливих витратних складових водних балансів великих водосховищ є суттєві втрати води на випаровування, які мають великий практичний інтерес для різних галузей господарства, які тісно пов'язані з використанням водних ресурсів.

**Аналіз останніх досліджень і публікацій.** Дослідженнями випаровування займалися В.В. Шулейкин, М.І. Будико, О.Р. Константинов, Б.Д. Зайков, О.П. Браславський та З.О. Вікуліна, М.В. Чеботарьов, С.М. Крицький і М.Ф. Менкель, М.С. Каганер, В.К. Давидов, В.І. Кузнецов, В.С. Голубев, Т.Г. Федорова, В.О. Римшей та Р.В. Донченко, С.М. Нургалієв, В.П. Кожевніков, Р.І. Гета, а також Д.Л. Лайхтман, Хортон, Міллер, Пенман, Торнтвейт, А. Майер (США). Деякі автори пропонували для розрахунків випаровування прості залежності (В.В. Шулейкин), емпіричний метод (О.П. Браславський і З.О. Вікуліна), рекомендації М.В. Чеботарьова для попередніх розрахунків на ранніх стадіях проектування, рекомендації М.С. Каганера щодо спрощеного підходу при визначенні вихідних даних для розрахунків випаровування, а також наближений метод розрахунків Майера[1]. Крім цього в практиці інженерних розрахунків використовують також карти ізоліній середньообагаторічного випаровування з водної поверхні та схему районування України на основі визначення внутрішньорічного ходу випаровування.

Емпіричні формули і методи, спрощені та наближені методи тільки підкреслюють трудомісткість розрахунків випаровування з водної поверхні.

**Метою даної роботи** є отримання графічних та аналітичних залежностей між гідрометеорологічними показниками в районі Каховського водосховища для визначення випаровування з його водної поверхні за період експлуатації

**Основними матеріали дослідження** є гідрометеорологічна інформація з Каховської гідрометеорологічної обсерваторії за 55 років (1956-2010 рр.) експлуатації Каховського водосховища, складові водних балансів за період експлуатації [2].

Каховське водосховище – шоста сходинка Дніпровського каскаду – здійснює сезонне та частково багаторічне регулювання стоку з коливанням рівнів у межах 3 м. Площа водозбору становить 482000 км<sup>2</sup>, середньообагаторічний річний стік – 52,2 км<sup>3</sup>. Повна та корисна ємність водосховища дорівнюють 18,2 і 6,8 км<sup>3</sup> відповідно, площа водного дзеркала водосховища становить 2155 км<sup>2</sup>, довжина його – 230 км, максимальна та середня глибини – 36 і 8,4 м відповідно. У водосховищі виділяють п'ять ділянок. Перша ділянка від м. Н.Каховка до с. Бабіно – пригреблева, найбільш глибока зона шириною 5-6 км, глибиною від 13 до 25 м, а інколи і 36 м. Площа першої ділянки – 495 км<sup>2</sup>. Друга ділянка від с. Бабіно до м. Нікополь шириною 8-15 км, переважаючи глибини – 10-12 м, площа другої ділянки дорівнює 532 км<sup>2</sup>. Третя ділянка від м. Нікополь до с. В.Тарасівка шириною від 8 до 16 км з глибинами 8-10 м. Площа третьої ділянки дорівнює 365 км<sup>2</sup>. Гідрологічний режим другої та третьої ділянок – перехідний від річкового до озероподібного. Четверта ділянка від с. Благовіщенка до

с. Плавні – заплавна, відокремлена від руслової – п’ятої ділянки – піщаною грядою і має вигляд мілководного озера з переважаючими глибинами 3-5 м, а також велика площа і з глибинами 1 м. Площа четвертої ділянки становить 690 км<sup>2</sup>. Руслова – п’ята – ділянка розташована від с. В.Тарасівка до с. Розумовка. Площа п’ятої ділянки 73 км<sup>2</sup>.

**Основним методом дослідження** розрахунку шару випаровування з водної поверхні водосховищ є прості емпіричні формули, для яких використовується стандартна гідрометеорологічна інформація [2-12]. В основу їх покладено закон французького фізика Дальтона про пропорційність випаровування різниці парціального тиску водяної пари над цією поверхнею. Структура розрахункової залежності має вигляд

$$E = B \cdot n \cdot (e_0 - e_{200}) \cdot (1 + bw_{200}), \quad (1)$$

де  $E$  – випаровування з водної поверхні за місяць, мм;

$B$  – числовий коефіцієнт, який сумарно враховує вплив на процес випаровування деяких його факторів;

$n$  – кількість днів у місяці;

$e_0$  – середній за місяць тиск насиченої водяної пари, який розраховується за температурою водної поверхні, гПа;

$e_{200}$  – середній за місяць парціальний тиск водяної пари на висоті 2 м над водною поверхнею, гПа;

$b$  – числовий коефіцієнт;

$w_{200}$  – середньомісячна швидкість вітру на висоті 2 м над водною поверхнею, м/с.

Значення числового коефіцієнта  $B$ , запропоноване різними авторами, різне. Так за методом теплового балансу він дорівнює 0,18, за формулою Б.Д. Зайкова і М.С. Каганера – 0,20, за формулою А.П. Браславського і З.А. Вікілуної – 0,13, за формулою Державного гідрологічного інституту (ДГІ) СРСР – 0,14, за формулою А.І. Шерешевського і Л.К. Синицької – 0,37.

Числовий коефіцієнт  $b$  дорівнює: 0,44 – за методом теплового балансу; 0,72 – за формулами Б.Д. Зайкова, А.П. Браславського і З.А. Вікуліної, ДГІ; 0,56 – за формулою М.С. Каганера; 0,14 – за формулою А.І. Шерешевського і Л.К. Синицької.

Для розрахунку середньої швидкості вітру на висоті 2 м над водосховищем використовуються матеріали спостережень по флюгеру двох-трьох метеорологічних станцій, одна з яких береться яка опорна, а інші вважаються контрольними і вибираються таким чином, щоб вони відрізнялися від опорної за ступенем їх захищеності. За опорну береться станція з найдовшим рядом спостережень, місцем розташування, захищеністю і типом флюгера, які не змінювалися протягом розрахункового періоду (не менше 15-20 років).

Середня швидкість вітру над водосховищем на висоті 2 м ( $w_{200}$ , м/с) визначається за формулою [13,14]

$$w_{200} = k \cdot w_{\phi}, \quad (2)$$

де  $k$  – коефіцієнт, що враховує ступінь захищеності метеорологічної станції на суші, характер рельєфу в пункті спостережень, середню довжину розгону повітряного потоку;  $w_{\phi}$  – швидкість вітру на висоті флюгера.

За даними Каховської гідрометеорологічної обсерваторії для Каховського водосховища коефіцієнт  $k = 0,9$ .

Тиск насичення водяної пари ( $e_0$ , гПа) розраховується по температурі води на поверхні Каховського водосховища за допомогою таблиці з [14], за формулою (3) або за графіком  $e_0 = f(t_{вод})$  (рис. 1):

$$\lg e_0 = 10,79574 \cdot \left(1 - \frac{T_1}{T}\right) - 5,02800 \cdot \lg \frac{T}{T_1} + 1,50475 \cdot 10^{-4} \times$$

$$\times \left[ 1 - 10^{-8,2969 \left(\frac{T}{T_1} - 1\right)} \right] + 0,42873 \cdot 10^{-3} \left[ 10^{4,76955 \left(1 - \frac{T_1}{T}\right)} - 1 \right] + 0,78614; \quad (3)$$

де  $T_1 = 273,16$  К ( $t_1 = 0,01$  °С) – температура рівноваги між водою, льодом та водяною парою;

$T$  – температура по абсолютній шкалі, яка пов'язана з температурою водної поверхні по шкалі Цельсія співвідношенням  $T = 273,15 + t_{вод}$ .

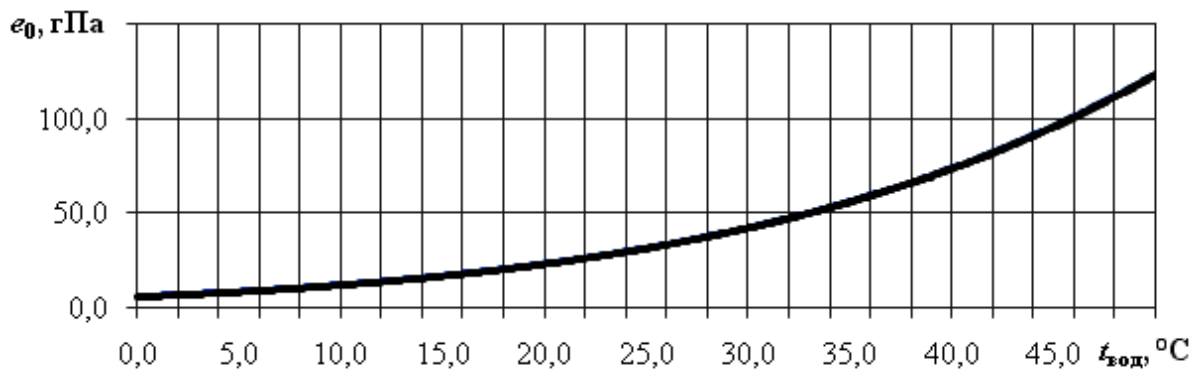


Рис.1 – Зв'язок тиску насичення водяної пари  $e_0$  від температури водної поверхні  $t_{вод}$  Каховського водосховища

Парціальний тиск водяної пари  $e_{200}$  розраховується [13] за формулою

$$e_{200} = e'_{200} + \left(0,8e_0 - e'_{200}\right)M, \quad (4)$$

де  $e'_{200}$  – середня за розрахунковий інтервал часу вологість повітря, виміряна на береговій станції, мб;  $M$  – коефіцієнт трансформації, що залежить від середньої довжини розгону повітряного потоку над водосховищем і різниці між температурою водної поверхні і температурою повітря на метеостанції.

Для простоти визначення парціального тиску водяної пари в повітрі О.С. Корягіною одержані графічна (рис.2) та аналітична емпіричні залежності його від середньомісячної температури повітря на метеорологічних станціях вздовж Каховського водосховища:

$$e_{200} = 0,50 \cdot t_{нов} + 4,87, \quad (5)$$

де  $t_{нов}$  – середньомісячна температура повітря, °С;  
0,50 ; 4,87 – числові коефіцієнти.



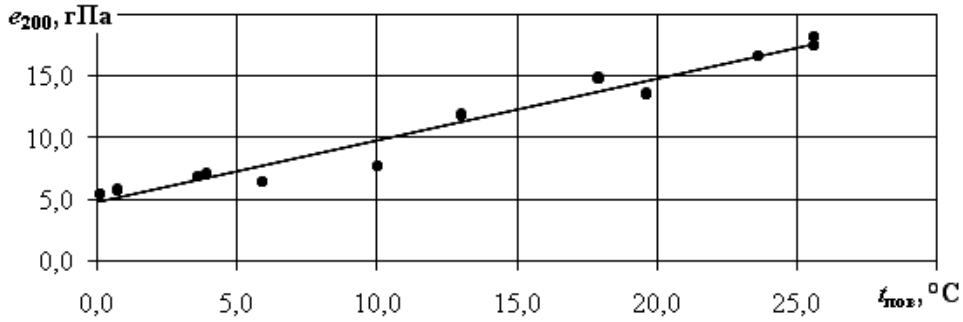


Рис. 2 – Залежність  $e_{200} = f(t_{пов})$  для Каховського водосховища

Відомо, що різниця між тиском насиченої водяної пари ( $e_0$ ) і парціальним тиском водяної пари ( $e_{200}$ ) – це дефіцит насичення, який визначається температурним режимом та надходженням вологи в атмосферу. З підвищенням температури повітря тиск насичення зростає більш інтенсивно, ніж парціальний тиск водяної пари [15,16]. Виходячи з цього, виявлена графічна залежність дефіциту насичення водяної пари ( $e_0 - e_{200}$ ) від температури водної поверхні Каховського водосховища та його ділянок для характерних років (рис.3).

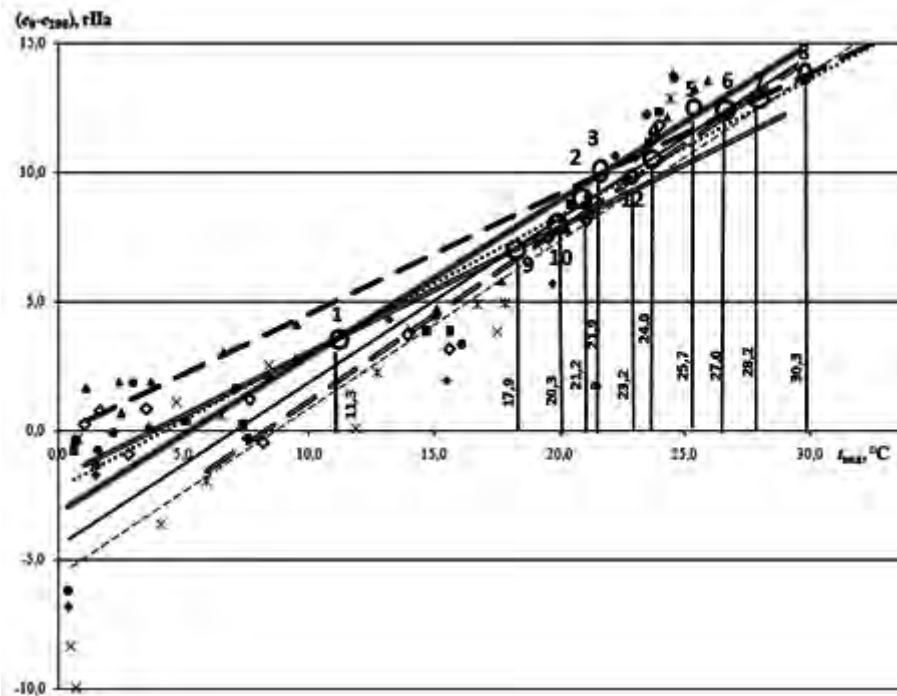


Рис. 3 – Залежність  $(e_0 - e_{200}) = f(t_{вод})$  для характерних років експлуатації Каховського водосховища:

- |                    |                       |                                   |                     |
|--------------------|-----------------------|-----------------------------------|---------------------|
| —◆— 1970 - r=0,967 | .....■ 1972 - r=0,937 | —▲— 2007 - r=0,956                | ---× 1980 - r=0,891 |
| —Ж— 1997 - r=0,965 | —●— 1975 - r=0,938    | —◇— середньобогаторічне - r=0,936 |                     |


1997 – максимальний за водністю рік; 1972 – мінімальний за водністю рік;  
 2007 – максимальний за величиною шару випаровування рік; 1980 – мінімальний за величиною шару випаровування рік; 1997 – максимальний за величиною шару опадів рік; 1975 – мінімальний за величиною шару опадів рік.

Слід відзначити, що побудовані прямі для характерних років перетинаються та утворюють систему характерних точок, для яких спостерігається загальна величина температури води та дефіциту насичення водяної пари над водосховищем (табл. 1).

Відзначимо, що на 8-й характерній точці (рис.3, табл.1) перетинаються протилежні за значенням річного шару випаровування лінії, тобто в цій точці при  $t_{вод}=30,3$  °С дефіцит насичення водяної пари буде однаковим для 2007 та 1980 рр. і складатиме  $(e_0 - e_{200})=13,8$  гПа. Це свідчить про те, що зі збільшенням температури води дефіцит насичення водяної пари наближується від року з максимальним до року з мінімальним випаровуванням. До речі, слід відзначити дуже високі значення коефіцієнтів кореляції залежності  $(e_0 - e_{200}) = f(t_{вод})$ .

Таблиця 1 – Точки перетину залежностей  $(e_0 - e_{200}) = f(t_{вод})$  для характерних років

№ точок	Перетин прямих (роки)	Температура води, $t_{вод}$ , °С	Дефіцит насичення водяної пари, $(e_0 - e_{200})$ , гПа	Коефіцієнт кореляції, $r$
1	1975×1972× середньобагаторічне	11,3	3,5	0,938×0,937×0,936
2	1972×1970	21,2	8,7	0,937×0,967
3	1975×2007	21,9	10,0	0,938×0,956
4	1997×1972	24,0	10,3	0,965×0,937
5	2007×1970	25,7	12,0	0,956×0,967
6	2007×1997×1970	27,0	12,3	0,956×0,965×0,967
7	1972×1980	28,2	12,5	0,937×0,891
8	2007×1972×1980	30,3	13,8	0,956×0,937×0,891
9	середньобагаторічне ×1970	17,9	6,9	0,936×0,967
10	середньобагаторічне ×1997	20,3	7,9	0,936×0,965
11	середньобагаторічне ×1980	23,2	9,2	0,936×0,891

За середньобагаторічними даними (рис. 3, крива ) аналітична залежність дефіциту насичення водяної пари від температури води має вигляд

$$(e_0 - e_{200}) = 0,49 \cdot t_{вод} - 1,83. \quad (6)$$

Коефіцієнт кореляції цієї залежності становить  $r=0,94$ .

Для розрахунків випаровування використовується осереднена температура води по всій акваторії водосховища ( $t_{вод}$ , °С). Для її оперативного визначення для Каховського водосховища отримана графічна (рис. 4) та аналітична (7) залежності від середньомісячної температури повітря ( $t_{нов}$ , °С).

$$t_{вод} = a \cdot t_{нов} + d \quad (7)$$

де  $a, d$  – числові коефіцієнти, які дорівнюють для ділянки 1  $a = 0,91, d = 2,30$ , для ділянки 2 –  $a = 0,94, d = 1,90$ , для ділянки 3 –  $a = 0,95, d = 1,70$ , для ділянки 4 –  $a = 0,96,$

$d = 1,44$ , для ділянки 5 –  $a = 0,94$ ,  $d = 1,75$ , для акваторії Каховського водосховища –  $a = 0,94$ ,  $d = 1,75$ .

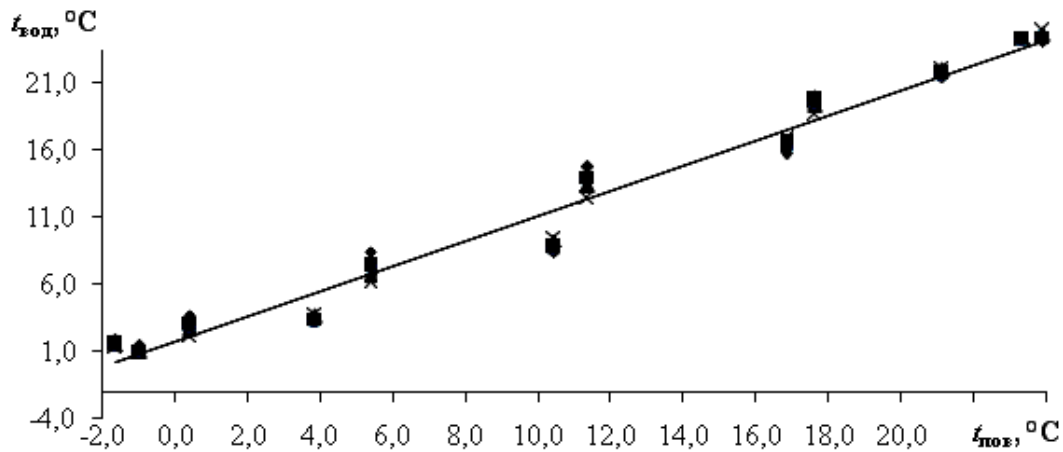


Рис. 4 – Залежність  $t_{вод} = f(t_{пов})$  для Каховського водосховища

З використанням формул (1) – (7) та площі водної поверхні Каховського водосховища визначені середньомісячні шари випаровування, а також їх зв'язок з дефіцитом насичення водяної пари над поверхнею водойми для чотирьох характерних років його експлуатації (рис.5).

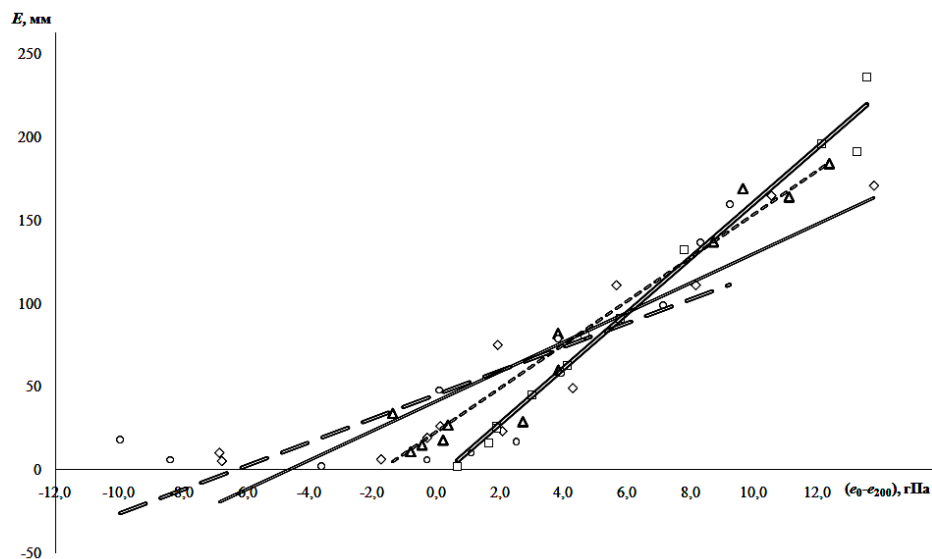


Рис. 5 – Залежність шарів ( $E$ ) випаровування від дефіциту насичення водяної пари ( $e_0 - e_{200}$ ) для Каховського водосховища:

—◇—  $E$ , 1970 р.      - - - Δ  $E$ , 1972 р.      —○—  $E$ , 1980 р.      —□—  $E$ , 2007 р.

Відзначимо високі значення коефіцієнтів кореляції для розглянутих залежностей (рис. 5) від 0,80 до 0,99. Лінії залежностей  $E = f(e_0 - e_{200})$  для 2007 р. (з високим річним випаровуванням) і 1972 р. (маловодним за стоком), а також для 1980 р. (з низьким річним випаровуванням) і 1970 р. (багатоводним за стоком) збігаються, як і на рис. 3.

Для Каховського водосховища також виявлені аналітичні залежності між шаром випаровування і дефіцитом насичення водяної пари  $E = f(e_0 - e_{200})$  для середньобагаторічних показників з детермінантом кореляції  $R^2=0,96$

$$E = 13,17 \cdot (e_0 - e_{200}) + 15,66, \quad (8)$$

де  $W_e$  – об'єм випаровування з водної поверхні, млн. м<sup>3</sup>;

$E$  – шар випаровування з водної поверхні, мм;

$(e_0 - e_{200})$  – дефіцит насичення водяної пари над водною поверхнею;

13,17; 15,66 – числові коефіцієнти.

Виявлені та узагальнені для Каховського водосховища графічна (рис. 6) і аналітична (10) залежності середньомісячного об'єму випаровування  $E$ , мм від середньомісячної для водосховища температури водної поверхні  $t_{вод}$ , °C та його п'яти ділянок.

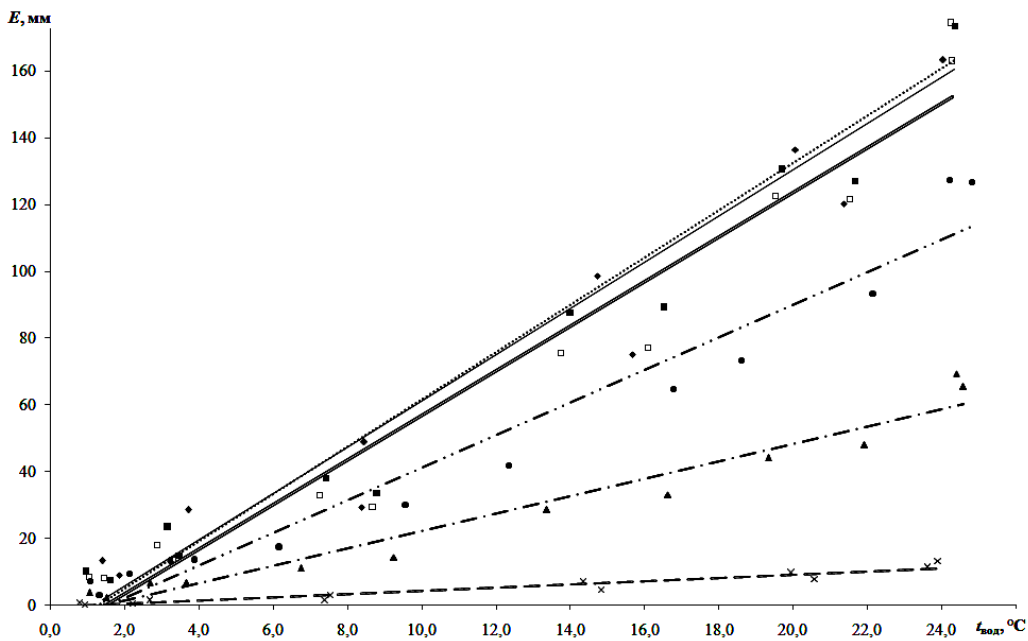


Рис. 6 – Залежність  $E = f(t_{вод})$  для Каховського водосховища:

- |                              |                               |                              |
|------------------------------|-------------------------------|------------------------------|
| —◆— ділянка 1; $r = 0,97$    | .....■ ділянка 2; $r = 0,98$  | -.-.-▲ ділянка 3; $r = 0,98$ |
| -.-.-● ділянка 4; $r = 0,98$ | = = = ✖ ділянка 5; $r = 0,96$ | ====□ акваторія; $r = 0,98$  |

$$E = m \cdot t_{вод} - c, \quad (9)$$

де  $m$ ,  $c$  – числові коефіцієнти для ділянки 1 дорівнюють  $m = 6,93$  та  $c = 8,18$ , для ділянки 2 –  $m = 7,09$  та  $c = 9,40$ , для ділянки 3 –  $m = 2,60$  та  $c = 3,79$ , для ділянки 4 –  $m = 4,89$  та  $c = 7,85$ , для ділянки 5 –  $m = 0,49$  та  $c = 0,71$ , для акваторії Каховського водосховища –  $m = 6,67$  та  $c = 9,89$ .

Об'єм втрат води на випаровування визначається як добуток шару випаровування ( $E$ , мм) на площу водного дзеркала ( $F$ , км<sup>2</sup>).

### Висновки та рекомендації.

1. Встановлені взаємозв'язки між гідрометеорологічними характеристиками дадуть змогу оперативно здійснювати оптимізацію режимів функціонування Каховського водосховища.
2. Запропоновані науково-методичні підходи, які реалізовані на прикладі Каховського водосховища, можуть бути корисними й для інших водойм проточного типу.

### Література

1. *Обухов С.В., Корягіна О.С., Корецький Є.П.* Порівняльні розрахунки випаровування з водної поверхні Каховського водосховища в сучасних умовах // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Одеса, 2012. – Вип. 13. – С.187-195.
2. *Щорічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші.* 1955-2012 р. – Том 2. – Випуск 2.
3. *Браславский А.П., Нургаліев С.Н.* Новая формула для расчета испарения с учетом разности температуры воды и воздуха // Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства. – 1966. – Вип. 4. – С. 195-206.
4. *Голубев В.С.* Методы измерения и расчета испарения с водной поверхности. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – С. 249-265.
5. *Голубев В.С., Вуглинский В.С., Кокорева К.М.* Методика расчета средней многолетней температуры поверхности воды в водоемах по данным наблюдений водоиспарительной сети // Тр. ГГИ. – 1981. – Вип. 279. – С. 75-93.
6. *Кожевников П.О.* О расчете испарения с водоемов с учетом температурной стратификации атмосферы // Тр. ГГИ. – 1969. – Вип. 158. – С. 97-105.
7. *Корягіна О.С., Обухов С.В.* Залежність випаровування з водної поверхні Каховського водосховища від температурного фактора / Матер. міжнар. наук. конф. студентів та молодих вч. «Актуальні проблеми сучасної гідрометеорології». – Одеса: ТЕС, 2012. – С.88-89.
8. *Корягіна Е.С., Обухов Е.В.* Обобщенные оценки показателей испарения с водной поверхности Каховского водохранилища / Матер. XIII наук. конф. молодых вч. ОДЕКУ. – Одеса: ТЕС, 2013. – С. 116.
9. *Обухов С.В.* Випаровування з водосховищ українських гідровузлів та його питомі показники // Причорномор. еколог. бюл. – 2007. – №4 (26). – С. 167-173.
10. *Обухов С.В.* Питомі показники випаровування з водосховищ українських гідровузлів // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. – Вип.50, ч.ІІ. – С. 128-136.
11. *Обухов С.В.* Формула для визначення втрат води на випаровування з водної поверхні Дністровського водосховища / Збірник Матер. 5-го Міжн. Еколог. Форуму «Чисте МІСТО. Чиста РІКА. Чиста ПЛАНЕТА». – Херсон: ХТПП, 2013. – С. 239-244.
12. *Руденко С.И.* Вопросы расчета потерь на испарение при проектировании водохранилищ // Тр. ГГИ. – 1941. – Вип. 11. – С. 255-287.
13. *Обухов Е.В., Корягіна О.С.* Оцінка впливу швидкості вітру над водною поверхнею на випаровування з Каховського водосховища / Збірник Матер. 5-го Міжн. Екол. Форуму «Чисте МІСТО. Чиста РІКА. Чиста ПЛАНЕТА». – Херсон: ХТПП, 2013. – С. 244-250.
14. *Обухов С.В., Корягіна О.С.* Температурний фактор та випаровування з Каховського водосховища / Сборник Матер. VIII-ой междунар. научно-практ. конф. «Проблемы экологической безопасности и развития морехозяйственного и нефтегазового комплексов». – Одесса: Пассаж, 2012. – С.198-209.
15. *Указания по расчету испарения с поверхности водоемов.* – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 83 с.
16. *Беспалов Д.П., Матвеев Л.Т., Козлов В.Н., Наумова Л.И.* Психрометрические таблицы. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 270 с.
17. *Клімат України* / За ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
18. *Степаненко С.М., Польовий А.М., Школьний Є.П. та ін.* Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України / За ред. С.М. Степаненка, А.М. Польового. – Одеса: Екологія, 2011. – 696 с.

### **Generalized dependence between hydrometeorological characteristics Kakhovka reservoir. Obukhov E.V., Koryagina E.S.**

*The article presented graphical and analytical dependences between hydrometeorological parameters in the area Kakhovka reservoir for determining the evaporation of its water surface during operation.*

**Keywords:** addiction, temperature, shortage, water vapor, evaporation.

### **Обобщенные зависимости между гидрометеорологическими характеристиками в районе Каховского водохранилища для определения испарения с его водной поверхности. Обухов Е.В., Корягина Е.С.**

*В статье приведены графические и аналитические зависимости между гидрометеорологическими показателями в районе Каховского водохранилища для определения испарения с его водной поверхности за период эксплуатации.*

**Ключевые слова:** зависимость, температура, дефицит, водяной пар, испарения воды.

## ВПЛИВ ЗМІН КЛІМАТУ НА ВОДНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ У СУЧАСНИХ ТА МАЙБУТНІХ УМОВАХ (ЗА СЦЕНАРІЄМ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛІННЯ А1В)

*Установлені основні тенденції зміни водних ресурсів України на основі моделі «клімат-стік» з використанням гілки сценаріїв А1В (М10). Представлені карти ізоліній коефіцієнтів зволоження, середніх багаторічних величин річного стоку та їх змін.*

*Ключові слова:* модель «клімат-стік», сценарій глобального потепління.

**Актуальність.** Водні ресурси визначають стан навколишнього середовища, вони пов'язані із соціальним становищем суспільства і здоров'ям людини. Використання водних ресурсів в Україні є одним з найбільш високих у світі й складає до 100 % техногенного перетворення поверхневих вод й до 10–20 % підземних. Зміни глобального клімату, які спостерігаються протягом останніх десятиріч, зумовлюють й певні зміни водних ресурсів.

Поєднання змін кліматичних умов з існуючими водогосподарськими заходами може привести до перегляду стратегії розвитку промисловості, сільського господарства та природоохоронних заходів в Україні [9]. Кліматичні умови впливають не тільки на формування стоку річок України, а й на окремі складові водогосподарських балансів, величини яких залежать від коливань клімату (норми зрошування, осушування тощо). Із зміною клімату можуть змінитися доцільність та допустимі масштаби водогосподарських заходів.

Актуальність досліджень зумовлена необхідністю визначення можливого стану водних ресурсів України в умовах змін глобального клімату.

Об'єктом дослідження є водні ресурси України, предметом – характеристики водних ресурсів в умовах змін клімату.

**Метою дослідження** є встановлення характеристик стоку різних географічних зон України за сценаріями глобального потепління на основі моделі «клімат-стік». Робота виконана в рамках науково-дослідної роботи «Вразливість та адаптація галузей економіки України до змін клімату».

**Стан проблеми.** Гідрологічна вивченість водних ресурсів України недостатня для прийняття науково обґрунтованих рішень щодо експлуатації та управління водогосподарськими системами. Тому перед сучасними науковцями стоїть проблема розробки методів та методик оцінювання характеристик стоку в природних та порушених антропогенною діяльністю умовах на основі математичних моделей стоку, які дозволяють імітувати стан водних ресурсів в залежності від масштабів водогосподарських перетворень та зміни клімату.

Дослідження наслідків змін клімату у зв'язку зі станом поверхневих водних ресурсів України виконувались у кінці минулого та на початку нового сторіччя рядом українських науковців, серед яких слід відзначити роботи В.І. Вишневського 2000,2003; А.І. Шерешевського та Л.К. Синицької, 2000; В.О. Войцехович та Л.І. Лузан, 1999; Є.Д. Гопченка, В.А. Овчарук, Ж.Р. Шакирзанової, М.Є Романчук, 2005. Установлено, що у наш час відбувається зменшення максимальних витрат весняного водопілля та зростання меженного стоку. У праці В.С. Мельника та Н.С. Лободи (2009) доведено, що зменшення максимального стоку весняного водопілля може впливати на режим наносів, величина яких також зменшується. Вивчали зміни складових водного балансу за фактичними даними та водно-балансовим методом Тюрка С.І.Сніжко та І.В.Куприков [10].

Просторово-часове узагальнення змін кліматичних та гідрологічних характеристик у межах усієї України виконав В.В. Гребінь [3] на основі проведеного ним ландшафтно-гідрологічного районування. В.В. Гребінь виділив 1989 рік як межу, з якої почалися значущі зміни у коливаннях стоку. Показано, що для річок Причорноморської низовини з 1989 по 2008 рр. відбулося збільшення середніх багаторічних величин опадів на 3%, середні багаторічні температури повітря зросли на 0,8 °С. При цьому визначено зменшення середніх багаторічних величин річного стоку до 10% та максимального стоку до 60-70%. Показники мінімального стоку річок навпаки зростають у 1,5-2,0 рази.

Надійних прогнозів глобальних, а тим більш регіональних змін клімату на цей час не існує, тому для кількісної оцінки їх наслідків, як правило, використовуються кліматичні сценарії, в яких наведені можливі зміни атмосферних опадів ( $\Delta\bar{X}$ ) та температур повітря ( $\Delta\bar{T}$ ). До таких сценаріїв належать: GISS - модель Інституту Годдарда по космічних дослідженнях, чутливість до подвоєння CO<sub>2</sub> - 4,2° С, рік розрахунків – 1982; GFDL - модель Лабораторії геофізичної гідродинаміки США, чутливість до подвоєння CO<sub>2</sub> - 4° С, рік розрахунків – 1989; CCCM - модель Канадського кліматичного центру, чутливість до подвоєння CO<sub>2</sub> - 3,5°С, рік розрахунків – 1989. За вказаними моделями виконувалися оцінки водних ресурсів України, наведені в [2].

В 2000 р. МГЕЗК опублікувала «Спеціальну доповідь по сценаріях викидів» (СДСВ). Описані в доповіді сценарії відображають різні варіанти розвитку подій. Вони враховують демографічні, економічні та науково-технічні фактори, а також зумовлені цими факторами викиди парникових газів. Сценарії СДСВ згруповані у чотири сценарні лінії (A1, A2, B1 і B2).

Сюжетна лінія A1 характеризується світом з дуже швидким економічним розвитком, світовим населенням, кількість якого досягає максимуму у середині XXI століття, швидким впровадженням нових та більш ефективних технологій. Лінія A1 поділяється на три групи, які описують альтернативні напрямки технологічного прогресу: інтенсивне використання викопних видів палива (A1FI), енергетичні ресурси без викопних видів палива (A1T) та баланс за усіма джерелами (A1B). Лінія B1 описує конвергентний світ з тим же світовим народонаселенням, що й у A1, але з більш швидкими змінами в економічних структурах у напрямку сфер обслуговування та інформаційних технологій. B2 характеризується світом з проміжним народонаселенням та економічним зростанням, в якому наголос робиться на локальних вирішеннях проблем економічної, соціальної та екологічної стійкості. A2 описує неоднорідний світ зі швидким економічним розвитком, але повільним технологічним прогресом.

Сценарій зміни клімату A1B реалізований в регіональній кліматичній моделі REMO, яка розроблена в Інституті метеорології ім. Макса Планка в Гамбурзі. REMO об'єднує колишню чисельну модель прогнозу погоди EUROPA-MODEL для розрахунків термодинамічних характеристик і блоку глобальної кліматичної моделі ECHAM4 [12]. У межах сценарію A1B було розроблено декілька різних сценаріїв M1-M15, кожен із своїми особливостями. Сценарій M10 обрано із числа 15 запропонованих, як такий, що дав найбільш задовільний збіг розрахункових і фактичних значень метеорологічних характеристик (середньомісячної температури повітря та опадів) для періоду 1998-2007 рр..

Із 1997 р. Україна є Стороною Рамкової конвенції Організації Об'єднаних Націй про зміну клімату, а з 2004р. – Стороною Кіотського протоколу, в яких визначається система заходів, спрямованих на стабілізацію концентрації парникових газів з метою уникнення антропогенного впливу на кліматичну систему.

Розпорядженням Кабінету Міністрів України від 18 серпня 2005 р. № 346-р був затверджений Національний план заходів щодо реалізації положень Кіотського протоколу та Рамкової Конвенції ООН про зміну клімату, а указом Президента України від 12.09.2005 р. № 1239 Міністерство охорони навколишнього середовища України було визначено координатором діяльності, пов'язаної з виконанням зобов'язань, передбачених цією конвенцією.

**Матеріали та методи дослідження.** Основним методом дослідження є модель «клімат-стік». Базисом моделі «клімат-стік» є рівняння водно-теплогового балансу у модифікації В.С. Мезенцева (1969 р.). Цей метод був реалізований для території України в ОДЕКУ під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка та проф. Н.С. Лободи [4,5]. Річний стік визначався за даними метеорологічних станцій на основі методу водно-теплогового балансу і дістав назву «кліматичного». В результаті були побудовані карти ізоліній норм річних опадів, максимально можливого випаровування та кліматичного стоку для рівнинних територій на топографічній основі 1:500000, а також регіональні залежності цих характеристик від висоти місцевості для гірських територій (Українські Карпати та Гірський Крим).

Апробація моделі "клімат-стік" як способу визначення характеристик природного (непорушеного водогосподарською діяльністю) річного стоку була виконана на основі даних водозборів різних природних зон України [6], а також на даних великих річок [8]. Установлено, що точність визначення статистичних параметрів річного стоку за описаною моделлю знаходиться у межах точності розрахунків цих параметрів за даними гідрометричних спостережень і складає  $\pm 10\%$ .

Модель «клімат-стік» успішно застосовувалась при оцінках водних ресурсів України за сценаріями глобального потепління [1,7,11].

У дослідженні використані карти ізоліній норм річних опадів, максимально можливого випаровування та кліматичного стоку, побудовані за даними до 1989 р. Також розрахунки проводилися з використанням даних про опади, температуру повітря, зміну вологості у ґрунті за сценарієм змін глобального клімату М10 для 28 метеорологічних станцій на території України за періоди 1986-2005 рр., 2011-2030 рр., 2031-2050 рр..

Зміни кліматичних характеристик, зумовлені глобальним потеплінням унаслідок збільшення концентрації парникових газів неминуче приведуть до перерозподілу водних ресурсів як у часі, так і в просторі. Кліматичний стік найкращим чином відображає зміни клімату.

Характеристикою зволоженості (посушливості) території може бути співвідношення між ресурсами вологи і тепла:

$$\beta_X = \frac{\bar{X}}{\bar{E}_m}, \quad (1)$$

де  $\bar{X}$  - середнє багаторічне значення річних опадів, мм;  $\bar{E}_m$  - середнє багаторічне значення максимально можливого випаровування, мм.

При цьому

$$\beta_X \geq 1,0 - \text{зона надмірного зволоження}, \quad (2)$$

$$0,8 < \beta_X < 1,0 - \text{зона достатнього зволоження}, \quad (3)$$

$$0,5 \leq \beta_X < 0,8 - \text{зона недостатнього зволоження}, \quad (4)$$

$$0,20 < \beta_X < 0,50 - \text{напіваридна зона}, \quad (5)$$



$$0,03 < \beta_X < 0,20 - \text{аридна зона,} \quad (6)$$

$$\beta_X < 0,03 - \text{гіпераридная зона.} \quad (7)$$

Значення  $\beta_X=0,5$  є межею між зоною недостатнього зволоження та напіваридною зоною.

У сучасних математичних моделях загальної циркуляції атмосфери і океану, які пов'язуються із типом розвитку суспільства, надається просторовий розподіл у вузлах регулярної сітки, яка з роками стає більш детальною. За сценаріями для кожного вузла надаються дані про середні місячні опади, температури повітря по місяцях та вологість ґрунту. Така інформація дозволяє виконувати розрахунки стоку по місяцях та сезонах з використанням рівняння водно-теплового балансу, яке для умов змін клімату набере вигляду [5,9]

$$Y'_K = X' + (w_1 - w_2)' - E'_m \left[ 1 + \left( \frac{X' + (w_1 - w_2)'}{E'_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (8)$$

де  $\bar{Y}'_K$  - величина кліматичного стоку за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм;  $E'_m$  - величина максимально можливого випаровування за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм;  $X'$  - сума річних опадів за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм;  $(w_1 - w_2)'$  - зміна запасів води у ґрунті за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм.

Для багаторічного періоду

$$Y'_K = X' - E'_m \left[ 1 + \left( \frac{X'}{E'_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (9)$$

де  $\bar{Y}'_K$  - середня багаторічна величина кліматичного стоку в умовах змін клімату, мм;  $E'_m$  - середня багаторічна величина максимально можливого випаровування в умовах змін клімату, мм;  $X'$  - середня багаторічна величина сум річних опадів в умовах змін клімату, мм.

**Аналіз результатів.** Середні багаторічні величини кліматичного стоку та показника зволоженості  $\beta_X$ , розраховані за даними по 28 метеорологічних станціях України картувалися [6]. На рис.1-4 показано просторовий розподіл показника зволоженості  $\beta_X$  у вихідних умовах (до 1989р.) та за періоди 1986-2005 рр., 2011-2030рр., 2031-2050 рр. Аналізуючи зміни у просторовому розподілі ізоліній  $\beta_X$  у часі, можна зробити висновки, що ізолінія  $\beta_X=0,5$  піднімається з півдня до півночі, що вказує на розширення напіваридної зони. Збільшення водних ресурсів спостерігається на півночі країни у 1986-2005 рр., про що свідчить положення ізолінії 0,9. Практично не зазнає змін зона надлишкового зволоження, розташована в Українських Карпатах.

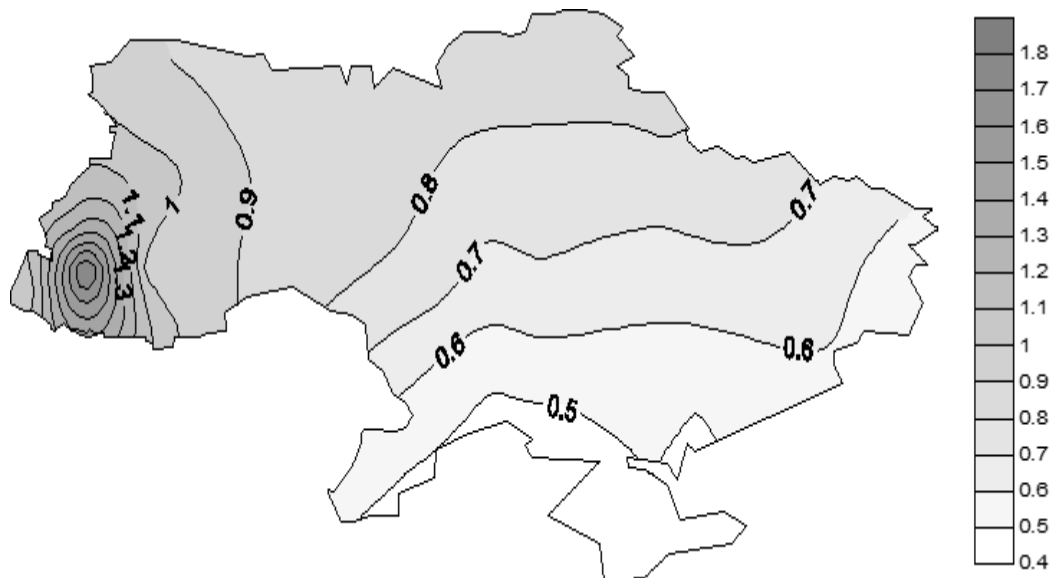


Рис. 1 – Просторовий розподіл показника зволоженості  $\beta_X$ , визначений за даними до 1989 року (до початку значущого впливу глобального потепління)



Рис. 2 – Просторовий розподіл показника зволоженості  $\beta_X$  за даними 1986-2005 рр.

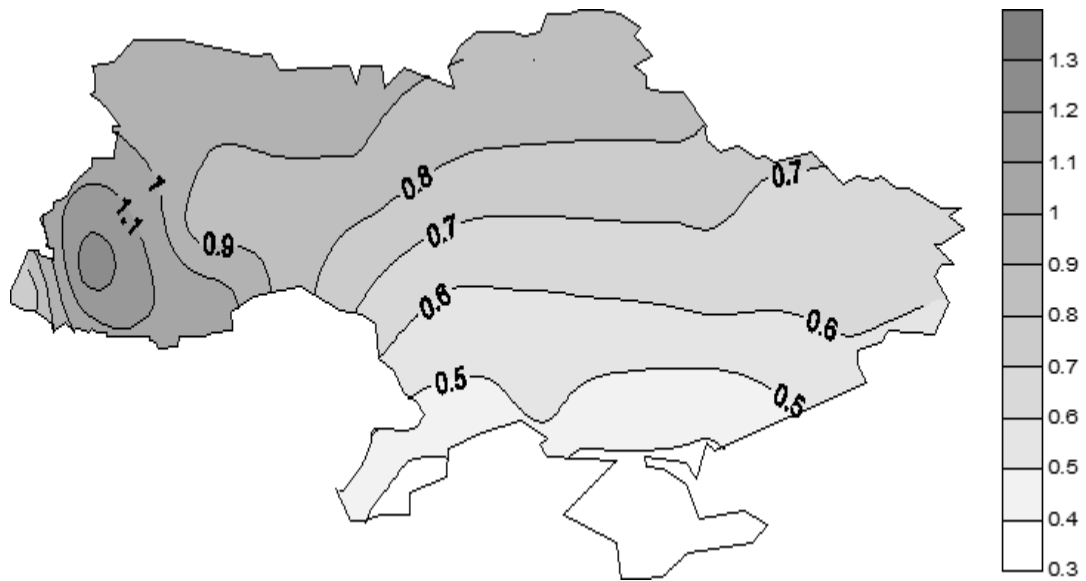


Рис. 3 – Просторовий розподіл показника зволоженості  $\beta_X$  за даними 2011- 2030 рр.

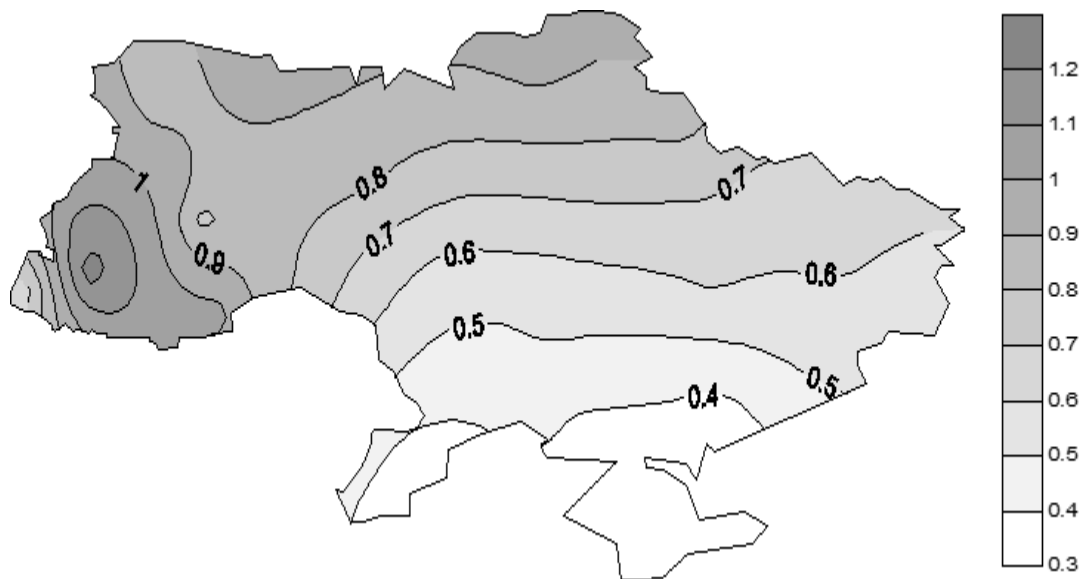


Рис. 4 – Просторовий розподіл показника зволоженості  $\beta_X$  за даними 2031-2050 рр.

Норми кліматичного річного стоку рівнинної частини України у минулому сторіччі (до початку глобального потепління) змінювалися від 140 мм на північному заході до 20 мм на півдні (рис.5). У XXI столітті відбувається поступове розширення до півночі зони степу, межею якого може бути взята ізолінія норми річного кліматичного стоку, яка дорівнює 30 мм. Ізолінія норм річного кліматичного стоку, яка дорівнює 10мм, знаходилася у минулому сторіччі на території степового Криму. У період 2031-2050 рр. ця ізолінія буде розташовуватися на території Причорномор'я (рис. 8). На півночі країни норма річного кліматичного стоку буде зростати (рис. 6-8).

На наведених рисунках добре видно, як “спускаються” до південного степу ізолінії 100мм.



Рис. 5 – Просторовий розподіл норм річного кліматичного стоку за даними до 1989 р.

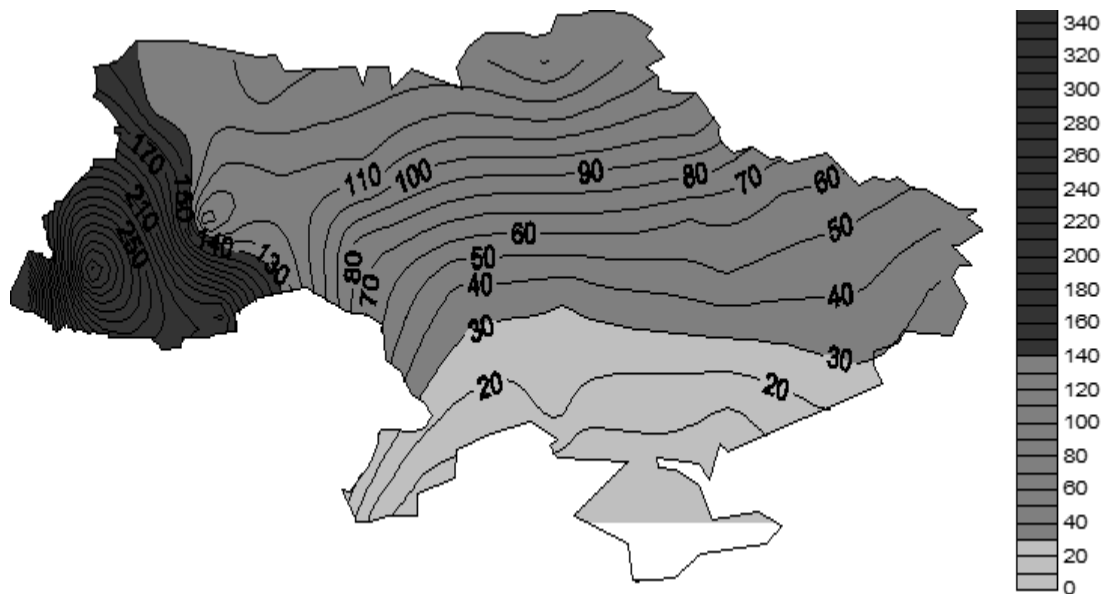


Рис. 6 – Просторовий розподіл норм річного кліматичного стоку за даними 1986-2005рр.

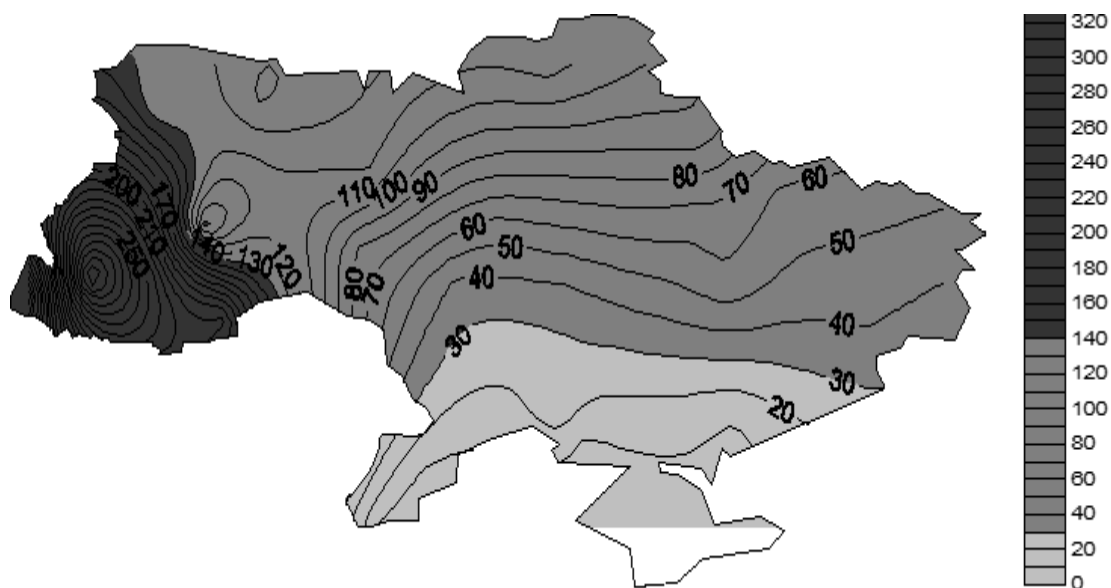


Рис. 7 – Просторовий розподіл норм річного кліматичного стоку за даними 2011-2030рр.



Рис. 8 – Просторовий розподіл норм річного кліматичного стоку за даними 2031-2050рр.

Більш повну уяву про зміни водних ресурсів України дають ізолінії відносних відхилень  $\delta$

$$\delta = \frac{\overline{Y_K'} - \overline{Y_K}}{\overline{Y_K}}, \quad (10)$$

де  $\overline{Y_K'}$  - середня багаторічна величина річного кліматичного стоку, розрахована за даними сценарію, мм;  $\overline{Y_K}$  - середня багаторічна величина річного кліматичного стоку, розрахована за даними до 1989 р. (початку значущого впливу глобального потепління).

У період 1986-2005 рр. відбувалося зменшення норм річного кліматичного стоку на півдні України та Закарпатті. Воно досягло -40% у південній частині Одеської області та -50% - у Херсонській. У північній та північно-західній частинах навпаки встановлено зростання річного стоку від 10 до 50% (рис. 9).

У період 2011-2030 рр. розподіл ізоліній норм річного кліматичного стоку буде змінюватися: нульова ізолінія має «спуститися» до південного сходу (рис.10).

У період 2031-2050 рр. зменшення водних ресурсів на півдні України буде посилюватись і досягне 60-70%. Збільшення стоку відбуватиметься у межах водозборів річок Прип'ять та Десна, а також у межах Українських Карпат. Закарпаття та Західний Буг, лівобережні притоки Дністра увійдуть у область зменшення річного стоку (рис.11).

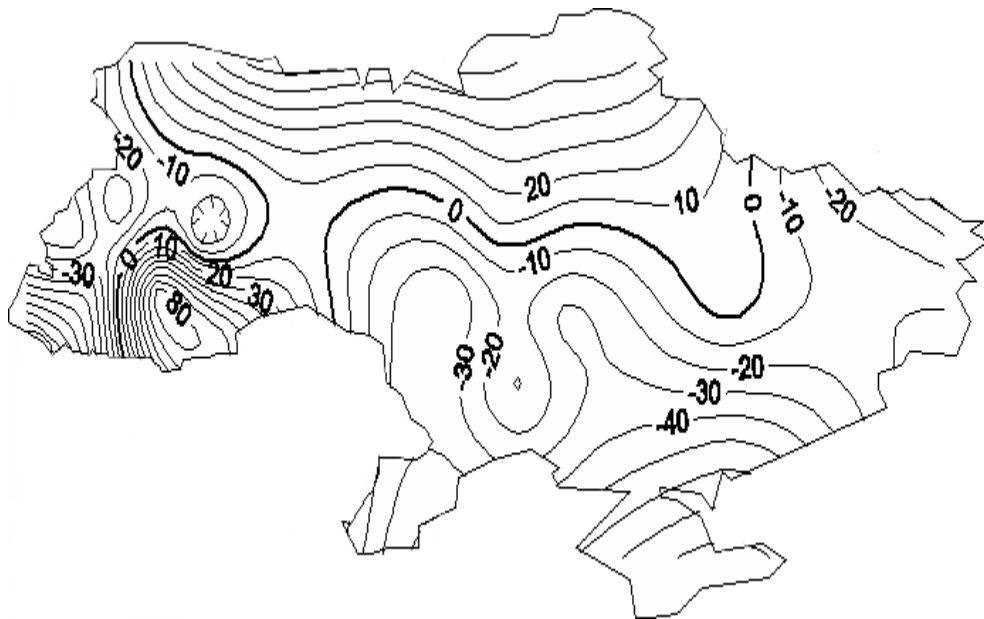


Рис. 9 – Просторовий розподіл відносних відхилень норм річного кліматичного стоку за період 1986-2005 рр. у порівнянні із даними до 1989 р.

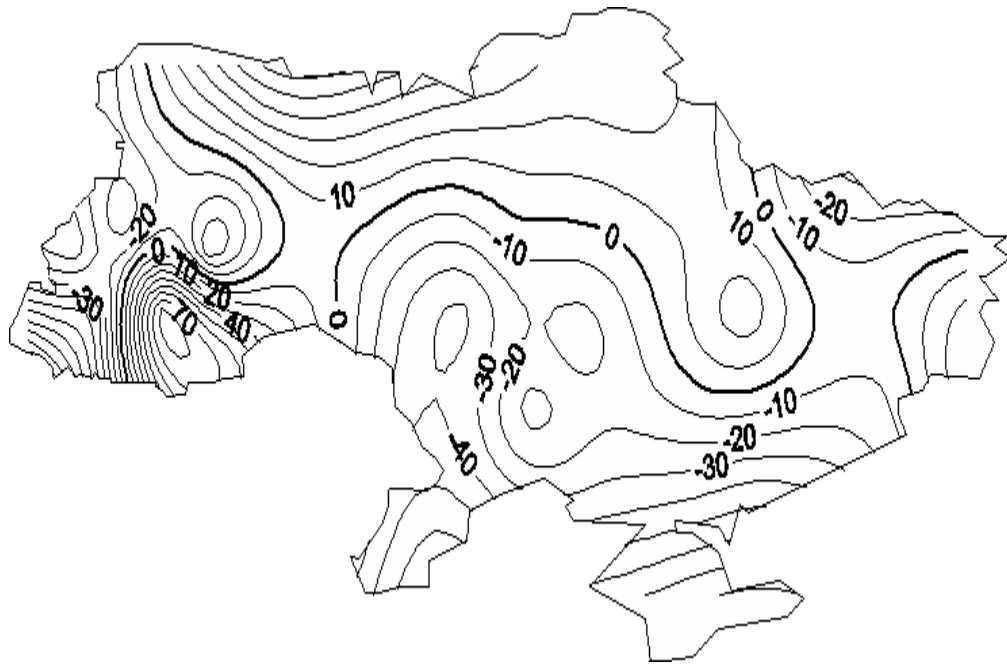


Рис. 10 – Просторовий розподіл відносних відхилень норм річного кліматичного стоку за період 2011-2030 рр. у порівнянні із даними до 1989 р.

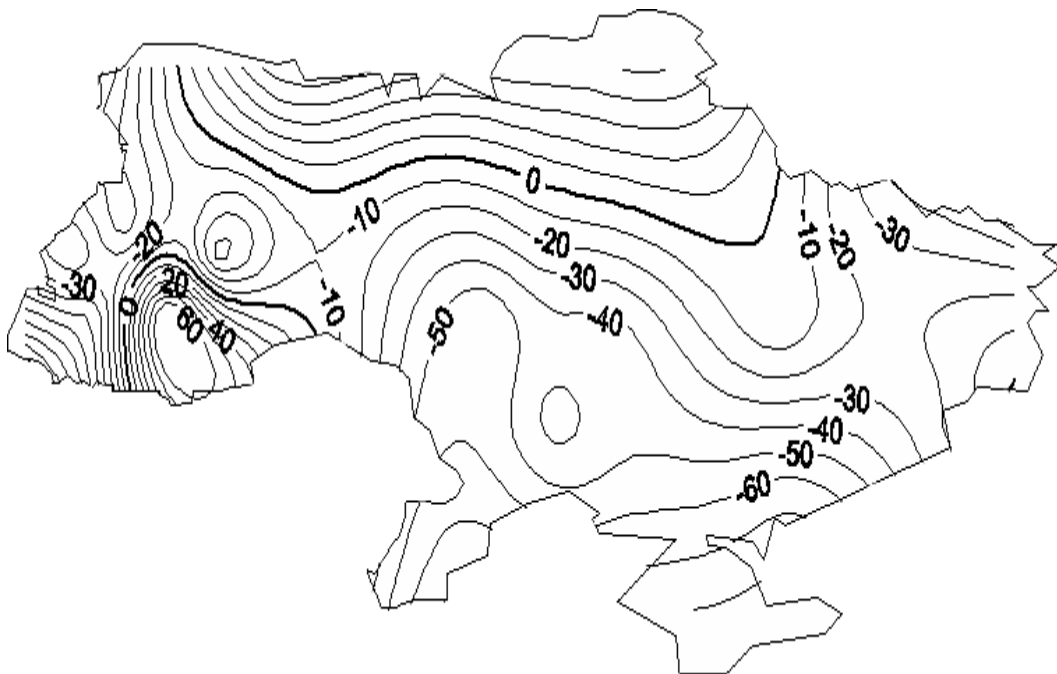


Рис. 11 – Просторовий розподіл відносних відхилень норм річного кліматичного стоку за період 2031-2050 рр. у порівнянні із даними до 1989 р.

**Висновки.** Згідно із сценарієм М10 з гілки сценаріїв А1В за періоди 2011-2030рр. та 2031-2050 рр. буде поступово розширюватися область зменшення водних ресурсів (у напрямку з півдня на північ). У Одеській області це зменшення становитиме 50% у 2011-2030 рр. та досягне 70% у 2031-2050 рр.

Таким чином, лише за рахунок зміни клімату у середині ХХІ сторіччя можливе руйнування водних ресурсів зони степу. Зростання водних ресурсів за обраним сценарієм буде відбуватися у Карпатах та Українському Поліссі.

### Список літератури

1. Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья / Под ред. Ю.С. Тучковенко, Е.Д. Гопченко). - Одесса: ТЭС, 2012.-223с.
2. Букиша І.Ф., Гожик П.Ф., Ємельянова Ж.Л., Трофімова І.В., Шерешевський А.І. Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату. – Київ, 1998.– 210 с.
3. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). –К.: Ніка-центр, 2010. -316 с.
4. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С. Оцінювання природних водних ресурсів України за методом водно-теплового балансу // Наук. Праці УкрНДГМІ. –2001. – Вип.249. – С.106-120.
5. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления // Гидробиологический журнал. - Киев: Институт гидробиологии НАН Украины. - т.36, №3. - 2000. - С. 67 - 78.
6. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
7. Лобода Н.С. Влияние изменений климата на водные ресурсы Украины (моделирование и прогнозы по данным климатических сценариев) // Глобальные и региональные изменения климата под ред. Шестопалова В.М., Логинова В.Ф.,Осадчего В.И. и др.) – К.: Ніка-Центр, 2011. – С. 340-352.
8. Лобода Н.С., Тучковенко Ю.С. Дослідження впливу змін річкового стоку за кліматичними сценаріями на гідроекологічний стан північно-західної частини Чорного моря // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Серія:біологія № 3 (44). -2010. – С. 143-145
9. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України / Під ред. Степаненко С.М., Польового А.М. – Одеса: Екологія, 2011. – 605с.
10. Сніжко С. Оценка изменения водного стока рек Украины на основе водно-балансовых моделей / С. Сніжко, І.Купріков, О.Шевченко // Фізична географія та геоморфологія. – 2012. – Вип.2 (66). – С. 157-161.
11. Loboda N.S. The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence // Climat and Water.-1998.-Vol.1.-P.1486-1494.
12. Roeckner E., K. Arpe L. Bengtsson M. Cristoph M. Claussen L. Dumenil M. Esch, U. Schlese, U. Schulzweida. The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate // Max-Planck-Institute fur Meteorologie, Report. – 1996. – No.218

#### **Влияние изменений климата на водные ресурсы Украины в современных и будущих условиях (по сценарию глобального потепления А1В). Лобода Н.С., Сербова З.Ф., Божок Ю.В.**

*Установлены основные тенденции изменения водных ресурсов Украины на основе модели «климат-сток» с использованием ветви сценариев А1В (М10). Представлены карты изолиний коэффициентов увлажнения, средних многолетних величин годового стока и их изменений.*

**Ключевые слова:** модель «климат-сток», сценарий глобального потепления.

#### **Impact of climate change on water resources of Ukraine in present and future conditions (under scenarios of global warming А1В). Loboda N., Serbova Z., Bozhok Y.**

*On the base of "climate-runoff" model main trends in change of water resources of Ukraine are established. In the investigation data of global warming scenario А1В (branche М10) are used. Isoline maps of precipitation-evaporation ratios, average long-term values of annual runoff and its changes are shown..*

**Keywords:** "climate-runoff" model, scenario of global warming.



## ОЦІНКА ПРИПЛИВУ ПОВЕРХНЕВИХ ВОД РІДКІСНОЇ ЙМОВІРНОСТІ ПЕРЕВИЩЕННЯ ДО ХАДЖИБЕЙСЬКОГО ЛИМАНУ

Обґрунтовано і реалізовано розрахункову схему визначення можливих відміток води у Хаджибейському лимані за умов одночасного проходження весняних водопіль і дощових паводків рідкісної ймовірності перевищення у багаторічному періоді.

**Ключові слова:** паводки рідкісної ймовірності перевищення, розрахункові відмітки води, Хаджибейський лиман

**Вступ.** У зв'язку з інтенсивним скиданням трансформованих стічних вод зі станції біологічного очищення «Північна» м. Одеси рівень води у Хаджибейському лимані на сьогодні досяг критичної позначки, яка на 2,2 м перевищує рівень моря.

Території, що прилягають до лиману (за стометровою охоронною межею), зайняті сільськогосподарськими угіддями, населеними пунктами, промисловими об'єктами, транспортна магістраль розташована у безпосередній близькості до берегової лінії, тому ситуація створює небезпеку руйнування та переливу води через дамбу, яка знаходиться у незадовільному стані, та затоплення цих територій.

Слід зазначити, що гідрологічна мережа спостережень в басейнах Причорноморських лиманів майже відсутня, а існуюча нормативна база в галузі максимального стоку (СНіП 2.01.14-83) не дозволяє з достатньою надійністю визначити максимальні витрати і шари стоку під час проходження весняних водопіль і дощових паводків рідкісної ймовірності перевищення у багаторічному періоді.

**Метою роботи** є розробка і доведення до практичного використання методу розрахунку припливу поверхневих вод весняних водопіль та дощових паводків рідкісної ймовірності перевищення (наприклад, при  $P=1\%$ ) до Хаджибейського лиману, оцінки рівневого режиму за таких умов у багаторічному періоді.

**Методи і результати дослідження.**

**Розрахункові характеристики весняного водопілля забезпеченістю  $P=1\%$ .**

Для періодів весняного водопілля можна записати балансове рівняння (у мм) [1]

$$Y = (S_m + X) \eta_v, \quad (1)$$

де  $Y$  – шар стоку весняного водопілля;

$S_m$  – максимальні запаси води у сніговому покриві перед початком весняного водопілля, мм;

$X$  - кількість дощових опадів у період весняного водопілля (від дати  $S_m$  до закінчення водопілля), причому за [1]

$$X = 8.0 + 8.1 \lg(F + 1); \quad (2)$$

$F$  – площа водозбору, км<sup>2</sup>;

$\eta_v$  - коефіцієнт стоку весняного водопілля.

За довільної ймовірності перевищення  $P\%$  рівняння (1) набуде вигляду

$$Y_p = (S_0 + X_0) k_p \eta_v, \quad (3)$$

де  $Y_p$  - шар стоку весняного водопілля забезпеченістю  $P\%$ , мм;

$S_0$  - середній багаторічний шар снігозапасів перед початком весняного водопілля, мм;

$X_0$  - середня багаторічна кількість опадів за період водопілля, мм;

$k_p = f\left(C_v; C_s/C_v\right)$  - модульний коефіцієнт забезпеченістю  $P\%$ ;

$C_v$  - коефіцієнт варіації складової ( $S_m + X$ );

$C_s/C_v$  - нормоване співвідношення між коефіцієнтами асиметрії і варіації цієї складової, яке за дослідженнями [1] в межах Причорноморської низовини становить 3.5.

Коефіцієнт варіації  $C_v$  узагальнено по території Причорномор'я у вигляді емпіричної залежності

$$C_v = 0.60 + 0.53(S_0 - 20) \cdot 10^{-2}. \quad (4)$$

За карто-схемою середньобагаторічних величин максимальних запасів води у сніговому покриві перед початком весни на півдні України, величина снігозапасів  $S_0$  у басейні лиману Хаджибей становить 25 мм. Таким чином, коефіцієнт варіації  $C_v$  при  $S_0 = 25$  мм (станом на 2000 р.) буде дорівнювати 0,63. За таблицею трипараметричного гама-розподілу [2] для розрахункової забезпеченості  $P=1\%$  модульний коефіцієнт  $k_{1\%} = f\left(C_v = 0.63; C_s/C_v = 3.5\right) = 3.26$ .

Кількість опадів  $X_0$  на водозборі лиману, площа якого становить 2700 км<sup>2</sup>, відповідно з (2), буде становити 36 мм. Коефіцієнт стоку  $\eta_e$  при  $F=2700$  км<sup>2</sup> дорівнює 0.20 [3]. Якщо тепер усі складові балансового рівняння підставити в (3), то отримаємо шар стоку  $Y_{1\%}$  (мм) з водозбору лиману Хаджибей (табл.1), тобто

$$Y_{1\%} = (25 + 36) \cdot 3.26 \cdot 0.20 = 40 \text{ мм} \quad (5)$$

Таблиця 1 – Розрахунок шару стоку весняного водопілля 1%-ї ймовірності перевищення в басейні Хаджибейського лиману

$S_0$ , мм	$X_0$ , мм	$k_{1\%}$	$(S_0 + X_0) k_{1\%}$ , мм	$\eta_e$	$Y_{1\%}$ , мм
25	36	3.26	199	0.20	40

Щоб перерахувати  $Y_{1\%}$  з водозбору до збільшення рівня води у лимані  $\Delta H$ , необхідно скористатись співвідношенням

$$\Delta H = Y_{1\%} \cdot \frac{F}{F_{\partial z}}, \quad (6)$$

де  $\Delta H$  - приріст рівнів води у лимані від поверхневих вод;

$F_{\partial z}$  - площа водної поверхні лиману Хаджибей у той чи інший проміжок часу.

Розрахунок приросту рівнів води у лимані від тало-дощових вод  $\Delta H$  при проходженні весняного водопілля 1%-ої ймовірності перевищення (на прикладі 2006 р.) ведеться, користуючись такими вихідними даними, як:  $Y_{1\%}=40$  мм (табл.1),  $F=2700$  км<sup>2</sup> і  $F_{\text{дз}}=113$  км<sup>2</sup>. Площа дзеркала водойми  $F_{\text{дз}}$  отримана за кривою площ водної поверхні лиману  $F_{\text{дз}} = f(H)$  (рис.1) при рівні води в лимані на початок водопілля 2006 р. – за середньомісячним рівнем води по с.Усатове у лютому цього року ( $H_{02} = 424$  см = 1.37мБС). За допомогою (6) отримаємо

$$\Delta H = 40 \cdot (2700/113) = 956 \text{ мм} = 0.96 \text{ м} . \quad (7)$$

Крім  $\Delta H=0.96$  м, необхідно також врахувати й ті опади  $X_{1\%}$ , які випадуть безпосередньо на водну поверхню лиману в період проходження весняного водопілля, причому

$$X_{1\%} = (X_0)k_{1\%} = 36 \cdot 3.26 = 117 \text{ мм} = 12 \text{ см} = 0.12 \text{ м}, \quad (8)$$

а також й величину випаровування з водної поверхні  $E$ , яка в даному прикладі прийнята як спостережена величина для квітня 2006 р.(за ст.Болград) і дорівнює  $E=59.6$ мм=0.056 м.

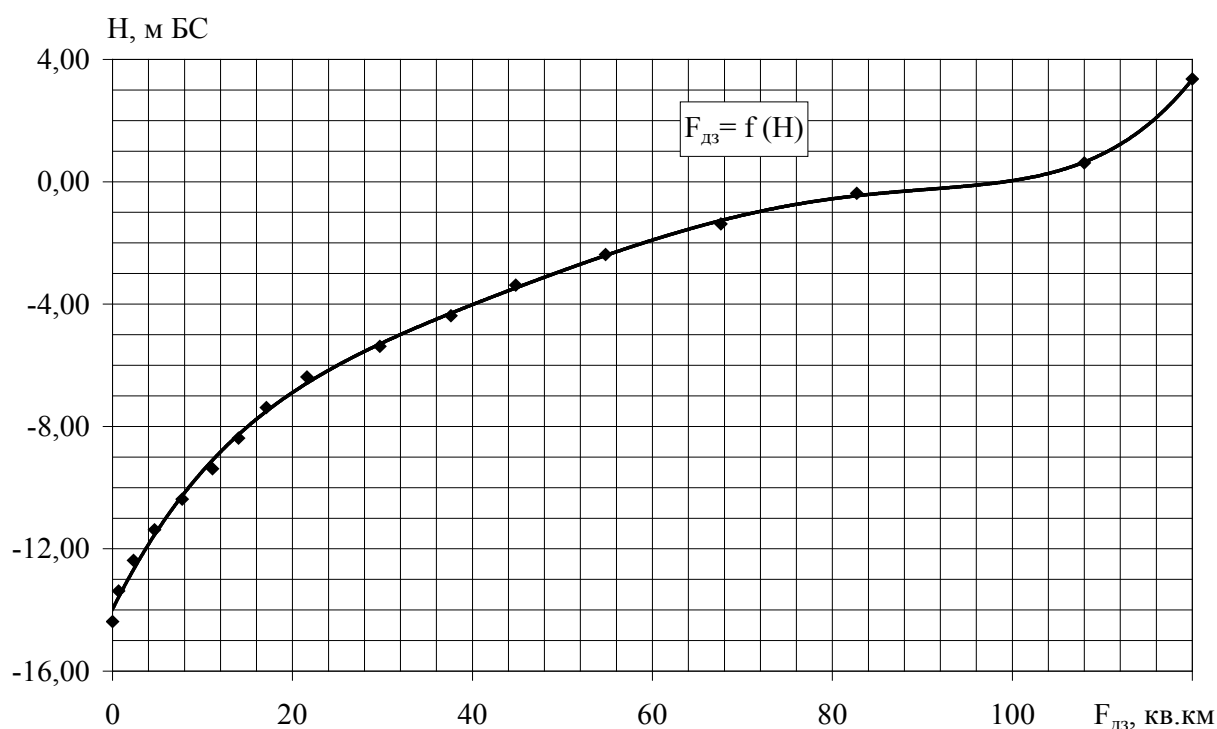


Рис. 1 – Крива площі водної поверхні Хаджибейського лиману,  $F_{\text{дз}} = f(H)$  (за даними батиметричної зйомки у липні 2009 р.).

Таким чином, за наведеним прикладом величина підвищення рівнів води у лимані  $\Delta H_{1\%}$  буде складати:

$$\Delta H_{1\%} = \Delta H + X_{1\%} - E = 95.6 + 12 - 5.96 = 101 \text{ см} = 1.01 \text{ м}, \quad (9)$$

де  $\Delta H$  - приріст рівня води в лимані за рахунок припливу до нього поверхневих тало-дощових вод 1%-ї ймовірності перевищення;

$X_{1\%}$  - розрахункові опади забезпеченістю  $P=1\%$ , що випадають на водну поверхню лиману під час весняного водопілля;

$E$  – випаровування з водної поверхні лиману за період водопілля.

Для того, щоб встановити рівень води в лимані  $H_{1\%}$ , необхідно здійснити наступні алгебраїчні розрахунки:

- при  $H$  у см над «0» графіка поста

$$H_{1\%} = H_{II} + \Delta H_{1\%} = 424 + 101 = 525 \text{ см}; \quad (10)$$

- при  $H$  у м БС

$$H_{1\%} = [H_{II} + (-2.87)] + \Delta H_{1\%} = [4.24 + (-2.87)] + 1.01 = 2.38 \text{ м БС}, \quad (11)$$

де  $H_{1\%}$  - максимальний рівень води в лимані в період весняного водопілля забезпеченістю  $P=1\%$ ;

$H_{II}$  – рівень води у лимані на початок весняного водопілля, наприклад, у лютому 2006 р.  $H_{02} = 424$  см або 4.24 м;

$\Delta H_{1\%}$  - величина сумарного підвищення рівнів води в лимані при проходженні весняного водопілля забезпеченістю  $P=1\%$ ;

-2.87 м БС - відмітка «0» графіка поста.

За схемою, що запропонована, для басейну Хаджибейського лиману виконані розрахунки приросту рівнів води у лимані від повеневих вод та можливі значення відміток води у ньому за умови виникнення водопіль рідкісної ймовірності перевищення у багаторічному періоді (табл. 2 та рис.2).

Таблиця 2 – Розрахунок максимального рівня води весняного водопілля 1%-ї ймовірності перевищення в басейні лиману Хаджибей

Роки	$H_{02}$ , см	$F_{03}$ , км <sup>2</sup>	$F/F_{03}$	$\Delta H$ , см	$X_{1\%}$ , см	$E_{04}$ , см	$\Delta H_{1\%}$ , см	$H_{1\%}$ , см	$H_{1\%}$ , м БС
1971	304	115	23.5	94	12	8.00	98	402	1.15
1972	281	99	27.3	109	12	12.20	109	390	1.03
1973	280	99	27.3	109	12	5.90	115	395	1.08
1974	302	105	25.7	103	12	6.50	108	410	1.23
1975	350	109	24.8	99	12	7.20	104	454	1.67
1976	351	109	24.8	99	12	6.60	104	455	1.68
1977	394	111	24.3	97	12	5.20	104	498	2.11
1978	393	111	24.3	97	12	5.60	103	496	2.09
1979	387	111	24.3	97	12	6.20	103	490	2.03
1980	401	113	23.9	96	12	5.20	102	503	2.16
1981	434	114	23.7	95	12	6.60	100	534	2.47
1982	437	114	23.7	95	12	5.70	101	538	2.51
1983	444	114	23.7	95	12	8.30	98	542	2.55
1984	423	113	23.9	96	12	6.70	101	524	2.37
1985	460	115	23.5	94	12	7.40	98	558	2.71
1986	467	115	23.5	94	12	9.00	97	564	2.77

Продовження табл.2

Роки	$H_{02}$ , см	$F_{\partial 3}$ , км <sup>2</sup>	$F/F_{\partial 3}$	$\Delta H$ , см	$X_{1\%}$ , см	$E_{04}$ , см	$\Delta H_{1\%}$ , см	$H_{1\%}$ , см	$H_{1\%}$ , м БС
1987	474	115	23.5	94	12	6.90	99	573	2.86
1988	455	114	23.7	95	12	6.00	100	555	2.68
1989	476	115	23.5	94	12	6.60	99	575	2.88
1990	470	115	23.5	94	12	1.90	104	574	2.87
1991	469	115	23.5	94	12	6.10	100	569	2.82
1992	464	115	23.5	94	12	7.00	99	563	2.76
1993	456	115	23.5	94	12	5.60	100	556	2.69
1994	447	114	23.7	95	12	7.70	99	546	2.59
1995	470	115	23.5	94	12	6.80	99	569	2.82
1996	476	116	23.3	93	12	5.80	99	575	2.88
1997	430	114	23.7	95	12	5.50	101	531	2.44
1998	476	116	23.3	93	12	7.00	98	574	2.87
1999	452	114	23.7	95	12	5.40	101	553	2.66
2000	455	114	23.7	95	12	6.90	100	555	2.68
2001	464	115	23.5	94	12	6.00	100	564	2.77
2002	470	115	23.5	94	12	5.80	100	570	2.83
2003	486	116	23.3	93	12	7.80	97	583	2.96
2004	472	115	23.5	94	12	6.20	99	571	2.84
2005	448	115	23.5	94	12	6.77	99	547	2.60
2006	424	113	23.9	96	12	5.96	101	525	2.38
2007	400	112	24.1	96	12	8.07	100	500	2.13
2008	359	109	24.8	99	12	6.59	104	463	1.76
2009	373	110	24.5	98	12	6.59	103	476	1.89
2010	389	112	24.1	96	12	6.59	102	491	2.04
2011	426	113	23.9	96	12	6.59	101	527	2.40
2012	433	114	23.7	95	12	6.59	100	533	2.46
2013	447	114	23.7	95	12	6.59	100	547	2.60
2014	441	114	23.7	95	12	6.59	100	541	2.54

Так, за призначеною проектною відміткою дамби Хаджибейського лиману (плюс 3.1 м БС), в деякі роки (1987,1989 і 1990,1996,1998, 2003 і 2004 рр.) при проходженні катастрофічно високих весняних водопіль 1%-ї ймовірності перевищення  $H_{1\%}$ , рівні води у лимані майже досягли критичної відмітки дамби (див.рис.2). В такі роки критичне підвищення рівнів води в лимані може бути небезпечним і призвести до переливу води, руйнування дамби і затоплення автомобільної дороги та прилеглих територій.

**Розрахункові характеристики дощових паводків забезпеченістю  $P=1\%$ .**

Надходження поверхневих вод до лиману під час дощових паводків у цілому розраховується за схемою, яка аналогічна водопіллю. Головне завдання при цьому полягає у визначення  $Y_p$ . У Причорномор'ї високі паводки, як правило, формуються завдяки короточасних зливах з великою інтенсивністю та кількістю опадів за дощ. У середньому на території півдня України найбільші річні зливи супроводжуються опадами з  $X_{\partial} = 39.7$  мм [4].

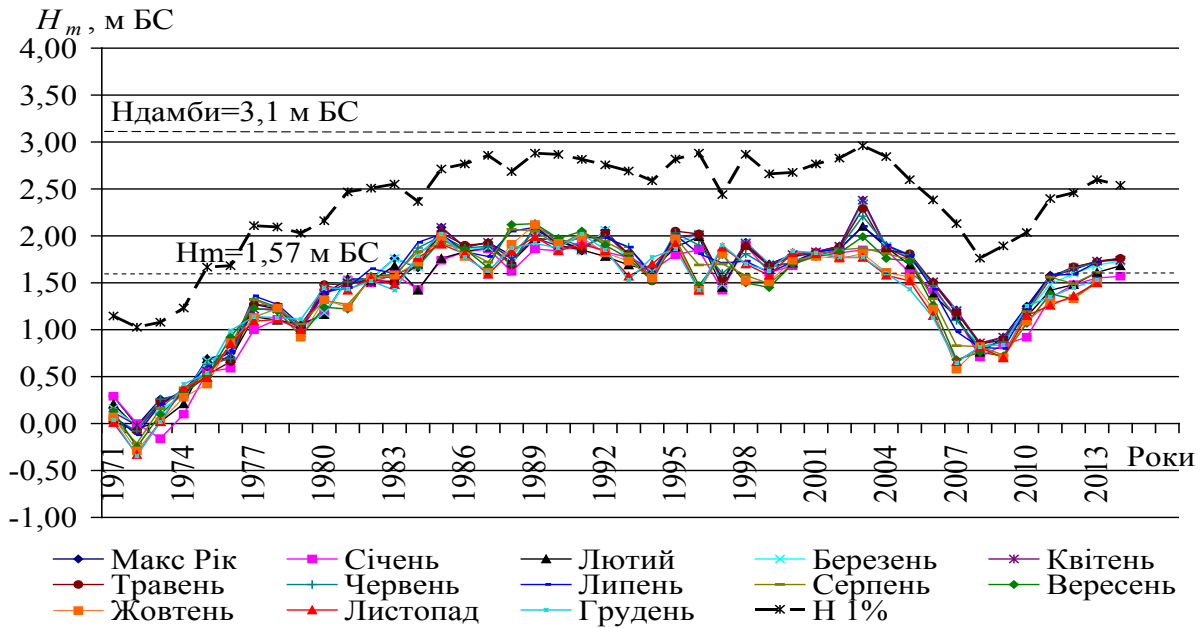


Рис. 2 – Багаторічний хід максимальних за місяць ( $H_m$ ) та розрахункових максимальних рівнів води весняного водопілля ( $N_{1\%}$ ) в лимані Хаджибей (при  $P=1\%$ ).

Просторове узагальнення часових рядів зливових опадів, за даними 72 метеорологічних станцій у межах Причорномор'я (55.6% мають ряди спостережень у діапазоні від 31-40 років), дало змогу авторам [4] оцінити й інші статистичні параметри розподілу. Зокрема, значення коефіцієнтів варіації добових опадів  $C_v$  варіюють у діапазоні від 0.29 (ст. Коротне, Чадир-Лунга) до 0.61 і 0.76 (Генічеськ, Каушани), а коефіцієнти асиметрії  $C_s$  – від 0.31 (ст. Велика Олександрівка) до 8.3 (ст. Коблеве). В середньому коефіцієнт варіації опадів  $C_v$  дорівнює 0.42, а співвідношення  $C_s/C_v = 3.0$ .

Розрахункові опади забезпеченістю  $P=1\%$ , таким чином, можна визначити за співвідношенням

$$(X_{\partial})_{1\%} = X_{\partial} \cdot k_{1\%}, \quad (12)$$

де  $(X_{\partial})_{1\%}$  - паводкоформуєчі опади забезпеченістю  $P=1\%$ ;

$$k_{1\%} = f\left(C_v = 0.42; \frac{C_s}{C_v} = 3.0\right) = 2.34.$$

Для басейну лиману Хаджибей

$$(X_{\partial})_{1\%} = 39.7 \cdot 2.34 = 92.9 \text{ мм} = 9.3 \text{ см}. \quad (13)$$

Слід зазначити, що ураховуючи порівняно короткі ряди спостережень за опадами, у роботі [4] здійснене уточнення відповідних величин паводочного стоку, які одержані різними методами при їх статистичній обробці, на рівні 92-96 мм. По максимумах добових опадів уся територія Півдня України віднесена до одного району. Це дало змогу авторам [4] для випадку одиницьових квантилів добових опадів із

застосуванням кривої забезпеченості забезпеченостей обґрунтувати  $(X_{\partial})_{1\%}$  на рівні 100 мм.

Щоб визначити шар стоку  $Y_{1\%}$ , маючи  $(X_{\partial})_{1\%}$ , необхідно врахувати нерівномірність просторового розповсюдження опадів і втрати їх на поверхневе затримання та інфільтрацію. Загальна закономірність полягає в тому, що просторова нерівномірність опадів і сумарні їх втрати в цілому залежать від розмірів водозборів. Тому досить часто ці характеристики паводкоутворення на річкових водозборах відображають за допомогою збірного параметра  $\eta_{\partial}$ . Тоді

$$Y_{1\%} = (X_{\partial})_{1\%} \cdot \eta_{\partial} \quad (14)$$

Для досліджуваного регіону коефіцієнт  $\eta_{\partial}$  можна прийняти на рівні 0.29 [3]. Розрахунковий шар стоку, за (14), буде становити

$$Y_{1\%} = 100 \cdot 0.29 = 29 \text{ мм.} \quad (15)$$

Якщо прийняти умови, що дощовий паводок виняткової ймовірності утворився, наприклад, у травні місяці 2006 р., тобто співпав з рівнями води весняного водопілля 1% ймовірності, то можливе додаткове збільшення рівнів води у лимані за рахунок дощового паводку  $\Delta H_{\partial}$  при  $P=1\%$  буде дорівнювати

$$\Delta H_{\partial} = Y_{1\%} \frac{F}{F_{\partial 3}} = 29(2700/117) = 669 \text{ мм} = 0.67 \text{ м,} \quad (16)$$

де площа водної поверхні лиману  $F_{\partial 3} = 117 \text{ км}^2$ , отримана за кривою  $F_{\partial 3} = f(H)$ , за максимальним рівнем води весняного водопілля виняткової ймовірності  $H_{1\%} = 525 \text{ см} = 2.38 \text{ м БС}$  (див. табл.2 та рис.1 крива площ).

Безпосередньо на водну поверхню лиману надійде опадів  $X_{1\%} = 10 \text{ см}$  або 0.10м. Таким чином, сумарне збільшення рівнів води у лимані при проходженні дощового паводку забезпеченістю  $P=1\%$  ( $\Delta H_{\partial 1\%}$ ) буде становити:

$$\Delta H_{\partial 1\%} = \Delta H_{\partial} + X_{1\%} = 66.9 + 10 = 76.9 \text{ см} = 0.77 \text{ м,} \quad (17)$$

де  $\Delta H_{\partial}$  - додатковий приріст рівня води в лимані за рахунок припливу до нього поверхневих дощових вод забезпеченістю  $P=1\%$ ;

$X_{1\%}$  - розрахункові опади забезпеченістю  $P=1\%$ , які випадають на водну поверхню лиману під час дощового паводку.

Приймаючи до уваги, що схиловий приплив під час зливових опадів у степовій зоні знаходиться у межах 2-5 годин, то слід сподіватись, що можливий катастрофічний збіг обставин, коли у квітні-травні на високі рівні води у лимані будуть накладатись додаткові надходження за рахунок дощових опадів. Враховуючи, що такий дощовий паводок має незначну тривалість, в розрахункову схему не введена величина випаровування з водної поверхні лиману  $E$ .

Для того, щоб встановити рівень води в лимані  $H_{\text{Тд } 1\%}$  при проходженні тало-дощового стоку забезпеченістю  $P=1\%$ , тобто коли на максимальні рівні води весняного водопілля 1%-ї ймовірності настання буде накладатись дощовий паводок такої ж

ймовірності ( $P=1\%$ ), необхідно здійснити наступні алгебраїчні розрахунки (на прикладі 2006 р. - табл.3):

- при  $H$  у см над «0» графіка поста

$$H_{\text{ТД } 1\%} = H_{1\%} + \Delta H_{01\%} = 525 + 76.9 = 602 \text{ см}; \quad (18)$$

- при  $H$  у м БС

$$H_{\text{ТД } 1\%} = [H_{1\%} + (-2.87)] + \Delta H_{01\%} = [5.25 + (-2.87)] + 0.77 = 3.15 \text{ м БС}; \quad (19)$$

де  $H_{\text{ТД } 1\%}$  - максимальний рівень води в лимані за рахунок тало-дощового стоку води в період весняного водопілля і дощового паводку забезпеченістю  $P=1\%$ ;

$H_{1\%}$  - рівень води у лимані при проходженні весняного водопілля забезпеченістю  $P=1\%$ , що дорівнює 525 см або 5.25 м (2.38 м БС);

$\Delta H_{01\%}$  - величина сумарного підвищення рівнів води в лимані при проходженні дощового паводку забезпеченістю  $P=1\%$ ;

-2.87 м БС - відмітка «0» графіка поста у Хаджибейському лимані.

Таблиця 3 – Розрахунок максимального рівня води тало-дощового паводку виняткової 1%-ї ймовірності перевищення в басейні лиману

Роки	$H_{1\%}$ , м БС	$F_{03}$ , км <sup>2</sup>	$F/F_{03}$	$\Delta H_{0}$ , см	$(X_0) 1\%$ , см	$\Delta H_{01\%}$ , см	$H_{\text{ТД } 1\%}$ , см	$H_{\text{ТД } 1\%}$ , м БС
1971	1.15	113	23.9	69.3	10	79.3	481	1.94
1972	1.03	112	24.1	69.9	10	79.9	470	1.83
1973	1.08	113	23.9	69.3	10	79.3	474	1.87
1974	1.23	113	23.9	69.3	10	79.3	489	2.02
1975	1.67	114	23.7	68.7	10	78.7	532	2.45
1976	1.68	114	23.7	68.7	10	78.7	534	2.47
1977	2.11	116	23.3	67.5	10	77.5	575	2.88
1978	2.09	116	23.3	67.5	10	77.5	574	2.87
1979	2.03	116	23.3	67.5	10	77.5	567	2.80
1980	2.16	117	23.0	66.8	10	76.8	580	2.93
1981	2.47	118	22.9	66.3	10	76.3	610	3.23
1982	2.51	118	22.8	66.2	10	76.2	614	3.27
1983	2.55	118	22.8	66.2	10	76.2	618	3.31
1984	2.37	118	23.0	66.6	10	76.6	600	3.13
1985	2.71	119	22.7	65.8	10	75.8	634	3.47
1986	2.77	119	22.7	65.8	10	75.8	639	3.52
1987	2.86	119	22.7	65.7	10	75.7	648	3.61
1988	2.68	119	22.7	65.9	10	75.9	631	3.44
1989	2.88	119	22.6	65.6	10	75.6	651	3.64
1990	2.87	119	22.6	65.6	10	75.6	649	3.62
1991	2.82	119	22.7	65.7	10	75.7	644	3.57
1992	2.76	119	22.7	65.8	10	75.8	638	3.51
1993	2.69	119	22.7	65.9	10	75.9	632	3.45
1994	2.59	119	22.8	66.1	10	76.1	622	3.35
1995	2.82	119	22.7	65.7	10	75.7	645	3.58



Продовження табл.3

Роки	$H_{1\%}$ , м БС	$F_{\partial 3}$ , км <sup>2</sup>	$F/F_{\partial 3}$	$\Delta H_{\partial}$ , см	$(X_{\partial}) 1\%$ , см	$\Delta H_{\partial 1\%}$ , см	$H_{\text{ТД}} 1\%$ , см	$H_{\text{ТД}} 1\%$ , м БС
1996	2.88	119	22.6	65.6	10	75.6	651	3.64
1997	2.44	118	22.8	66.2	10	76.2	607	3.20
1998	2.87	119	22.7	65.7	10	75.7	650	3.63
1999	2.66	118	22.9	66.3	10	76.3	629	3.42
2000	2.68	119	22.7	65.9	10	75.9	630	3.43
2001	2.77	119	22.7	65.8	10	75.8	639	3.52
2002	2.83	119	22.7	65.8	10	75.8	646	3.59
2003	2.96	119	22.7	65.8	10	75.8	659	3.72
2004	2.84	119	22.7	66.0	10	76.0	647	3.60
2005	2.60	118	22.9	66.4	10	76.4	623	3.36
2006	2.38	117	23.1	66.9	10	76.9	602	3.15
2007	2.13	116	23.3	67.5	10	77.5	578	2.91
2008	1.76	115	23.5	68.1	10	78.1	541	2.54
2009	1.89	115	23.5	68.1	10	78.1	554	2.67
2010	2.04	116	23.3	67.5	10	77.5	568	2.81
2011	2.40	117	23.1	66.9	10	76.9	604	3.17
2012	2.46	117	23.1	66.9	10	76.9	610	3.23
2013	2.60	118	22.9	66.4	10	76.4	623	3.36
2014	2.54	118	22.9	66.4	10	76.4	617	3.30

Використовуючи запропоновану схему, для басейну Хаджибейського лиману виконані розрахунки приросту рівнів води у ньому та встановлені значення відміток рівнів води  $H_{\text{ТД}} 1\%$  за умови наявності дощового паводку забезпеченістю  $P=1\%$  у період проходження максимальних рівнів води весняного водопілля тієї ж ймовірності перевищення (табл.3). Хронологічний багаторічний хід максимальних і розрахункових максимальних рівнів води весняного водопілля ( $H_{1\%}$ ) та дощового паводку, який накладений на максимум весняного стоку ( $H_{\text{ТД}} 1\%$ ) в лимані Хаджибей (при  $P=1\%$ ), показаний на рис.3. В таких небезпечних умовах, рівні води в Хаджибейському лимані могли б досягти катастрофічних позначок – 3.5-3.7 м БС, причому в будь-який рік і, майже, на протязі тривалого періоду експлуатації водосховища, починаючи з 1976 по 2007 рр.

**Висновки.** В роботі реалізовано методику можливого наповнення Хаджибейського лиману у весняний період року при таненні снігу і випадінні дощових опадів рідкісної ймовірності перевищення ( $P=1\%$ ). Результати розрахунків показали, що відповідно призначеної проектної відмітки дамби Хаджибейського лиману на рівні плюс 3.1 м БС, при виникненні катастрофічно високих весняних водопіль забезпеченістю  $P=1\%$ , рівні води у лимані  $H_{1\%}$  майже досягали б критичної позначки (у період 1985-2005 рр.).

За збігом можливих обставин, коли на максимальні рівні води весняного водопілля ймовірністю перевищення  $P=1\%$  накладається ще й дощовий паводок такої ж виняткової забезпеченості, рівні води в Хаджибейському лимані можуть досягти катастрофічних відміток 3.5-3.7 м БС. Критичне підвищення рівнів води в лимані може бути небезпечними і призвести до переливу води та до затоплення автомобільної дороги і житлових територій.

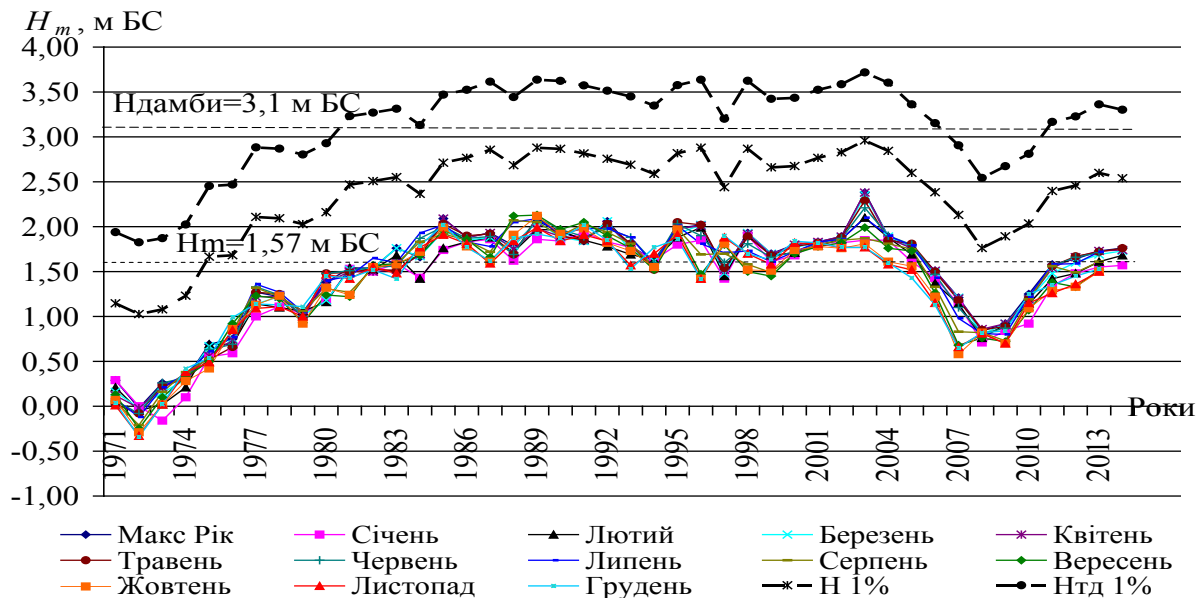


Рис. 3 – Багаторічний хід максимальних за місяць ( $H_m$ ) і розрахункових максимальних рівнів води весняного водопілля ( $H_{1\%}$ ) та дощового паводку, який накладений на максимум весняного стоку ( $H_{тд 1\%}$ ) в лимані Хаджибей (при  $P=1\%$ ).

### Список літератури

1. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. – К.: КНТ, 2005. – 148 с.
2. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447 с.
3. Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р., Овчарук В.А. Обґрунтування методики розрахунку характеристик максимального стоку водопіль і дощових паводків в басейні Хаджибейського лиману // Український гідрометеорологічний журнал. – 2014. – №14. – С.155-162.
4. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Кічук Н.С. Зливові опади на території Півдня України // Наук. праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту. Вип. 262. – К.: «Фенікс», 2012. — С. 94 – 99.

#### Оценка притока поверхностных вод редкой вероятности превышения к Хаджибейскому лиману. Шакирзанова Ж.Р.

Обоснована и реализована расчетная схема определения возможных отметок воды в Хаджибейском лимане в условиях одновременного прохождения весенних половодий и дождевых паводков редкой вероятности превышения в многолетнем периоде.

**Ключевые слова:** паводки редкой вероятности превышения, расчетные отметки воды, Хаджибейский лиман

#### Evaluation of surface water flow rare probability of exceedance to the Khadzhibey Estuary. Shakirzanova Zh.R.

Proved and implemented design scheme to identify possible markers of water in the Khadzhibey Estuary under the simultaneous passage of spring floods and rain-induced floods of rare probability of exceedance in a long-term period.

**Keywords:** floods of rare exceedance probability, the estimated markers of water, the Khadzhibey Estuary

**Є.В. Обухов**, д.економ.н., **Ю.Ю. Гут**, бакалавр  
*Одеський державний екологічний університет*

## ГІДРОЕНЕРГОПОТЕНЦІАЛ МАЛИХ РІЧОК ВІННИЧЧИНИ

*Наводиться схематизована оцінка теоретичного гідроенергопотенціалу приток річок Південний Буг та Дністер в межах Вінницької області.*

**Ключові слова:** річка, площа водозбору, витрата води, гідроенергопотенціал, потужність, виробіток енергії.

**Вступ.** Значне зростання цін на енергоресурси в світі змушує енергодефіцитні держави, до яких відноситься й Україна, шукати джерела більш дешевої енергії, у тому числі нетрадиційні та відновлювальні. Європейські держави відреагували на такий виклик інтелектуальною протидією в галузі енергетики – розробкою та впровадженням різних науково-технічних та економічних програм, нових законодавчих актів, які стимулювали економію традиційних видів енергії та виробництво енергії альтернативних джерел. В результаті сьогодні Західна Європа створила для себе енергетичну забезпеченість і розвинула високі технології.

Основною енергетичною проблемою України є значне споживання енергії – більше 2% споживаної світової, покриття більшої половини потреби держави в енергоносіях за рахунок дорогого імпорту і зростання боргу за їх імпорт, велика енергоємність економіки, енергомарнотратство та тіньова економіка, відсутність культури енергоспоживання та формальна освіта в сфері енергетичної ефективності і таке інше.

Наша економіка, за оцінками економістів, середньорозвинута: загальний об'єм ВВП України менший ніж у США в 40 разів, Росії – в 6,5 разів, Польщі – вдвічі, а рівень ВВП на одного мешканця в Україні – 7,5 тис. доларів, в той час як в ЄС – в 4,5 рази більший.

В той же час обсяги споживання електроенергії в Україні значно скоротились, зменшилися і загальні обсяги використання первинного та вторинного палива на виробничі та комунально-побутові потреби підприємств і організацій.

Невідкладною задачею економічної політики України є покращення структури її паливно-енергетичного комплексу із збільшенням частки використання нетрадиційних та відновлювальних джерел енергії. Прискоренню виконання цієї задачі сприяє також значне зростання цін на традиційні енергоносії у світі, а також їх неминуче вичерпання. Цій задачі присвячений цілий ряд Постанов Кабінету Міністрів України щодо програми розвитку української енергетики та енергозбереження, тобто щодо сталого розвитку України на основі оптимального та комплексного використання ресурсного потенціалу з врахуваннями екологічного фактора та виходу з енергетичної кризи [1-9].

Сьогодні значно зменшилися об'єми імпорту газу, розроблені перспективні проекти видобутку власного газу, обґрунтовані перспективні проекти видобутку сланцевого газу та імпорту зрідженого газу, збільшені об'єми видобутку власного вугілля, а також збільшилися за останні роки обсяги електроенергії із альтернативних традиційним джерел енергії (сонячної, вітрової, гідроенергії).

Альтернативна енергетика є одним із провідних секторів нашої економіки для іноземних інвесторів (після сільського господарства та національної інфраструктури). Україна у 2011 році увійшла в щоквартальний звіт «Індекси привабливості держави з точки зору інвестицій у відновлювальну енергетику» і зайняла у рейтингу 32 місце із

40 держав світу, в яких умови для інвестицій в цю галузь є найкращими [3]. До інвестицій у цю галузь залучаються і українські інвестори, особливо у вітрову і сонячну енергетику. Компанія ДТЕК Р.Ахметова планує вкласти у вітроенергетику держави 1,85 млрд. грн. Лідером за обсягом інвестицій в альтернативну енергетику на СЕС потужністю до 300 МВт є КНР.

Одним із визначених факторів [2] для енергетичної стратегії України є енергозбереження, від якого залежить ефективне функціонування національної економіки. Його показники (у млн т.у.п./рік) наведені на перспективу:

2005 р.	2010 р.	2020 р.	2030 р.
1,661	3,842	12,05	35,53

Важливою складовою комплексного впровадження альтернативних нетрадиційних джерел енергії в збалансування і покращення паливної структури енергетичного комплексу України є розвиток гідроенергетики, в т.ч. малої гідроенергетики як найбільш екологічно-чистого джерела енергії [6,10-19].

**Основний матеріал.** В Україні налічується 63119 річок, у тому числі 63029 - малих. Загальна довжина річок становить 206,4 тис. км. З них 90% припадає на малі річки [9,10].

Потенційні гідроенергоресурси річок [7,9] становлять для басейнів Дністра 428 тис. кВт, Тиси - 936 тис. кВт, Прута – 274 тис. кВт, частково річок Південного Бугу, Дніпра, Сіверського Дінця - 316 тис. кВт, Криму -24 тис. кВт, всього – 1,98 млн кВт. Виробіток енергії становить 17365 млн кВт\*год.

Технічний потенціал цих річок становить 0,7 млн кВт, тобто 30% від загального теоретичного гідропотенціалу всіх річок України. Виробіток енергії на вказаних річках може скласти 6390 млн кВт\*год. [7,9]

Економічний гідропотенціал оцінюється величиною 0,25 технічного, але потребує уточнення.

На початку 50-х років минулого століття в Україні експлуатувалося 956 малих ГЕС (МГЕС) загальною потужністю 30 тис. кВт.

Бурхливий розвиток великого гідроенергобудівництва призвів до зупинки будівництва і експлуатації малих ГЕС і в 1988р. існували тільки 150 МГЕС, із яких діяли усього 54. Загальна потужність 150 МГЕС України становить 120 тис. кВт. У 2005 році діяли 65 МГЕС з виробітком 378-395 млн кВт\*год., у 2011 р. - 69 МГЕС. Вартість 1кВт\*год. сьогодні в гідроенергетиці – 8,1 коп. Інвестиційні ресурси (в млрд грн.) в гідроенергетику до 2030 року (в цінах 2005) [4]:

2006-2010р.р.	2011-2020р.р.	2021-2030р.р.	2006-2030р.р.
2,8	5,6	10,6	19

Ефективність енергозбереження при розвитку малої гідроенергетики в млн т.у.п./рік [2] :

2005р.	2010р.	2020р.	2030р.
0,12	0,52	0,85	1,13

Мала гідроенергетика є технологічно освоєним способом виробництва електроенергії із невисокою собівартістю. В 2030 р. на МГЕС планується виробити 3,34 млрд кВт\*год. Для цього потрібно близько 7 млрд. грн. інвестицій.

Прикладом найбільш ефективного використання гідроенергії на МГЕС є Вінницька область, де виробіток енергії на малих ГЕС більше 16% від всього виробітку малої гідроенергетики України [18,19].

За останні 100 років в області було побудовано 28 МГЕС одиночною потужністю 100-7500 кВт і загальною - 23,5 МВт. Сьогодні працює 13 МГЕС (табл.1).

Таблиця 1 - Діючі малі ГЕС Вінниччини

Назва МГЕС	Річка	Район, населений пункт	Потуж- ність,кВт	Збудо- вана	Відно- влена	Власник/орендатор
Басейн Південного Бугу						
1Сабарівська	П.Буг	м. Вінниця	1050	1924	-	ТОВ «Енергоінвест»
2Ладизинська	П.Буг	м.Ладизин	7500	1964	2013	ПАТ «Західенерго» ЗЕА «Новосвіт»
3Сандрацька	П.Буг	Хмельницький с. Широка Гребля	640	-	2009	ТОВ «Енергоінвест»
4Сутиська	П.Буг	Тиврівський, пгт Сутиски	1400	1957	2007	-//-
5Чернятська	П.Буг	Бершадський, с. Чернятка	1400	1954	2004	-//-
6Дмитренківська	Соб притока П.Бугу	Гайсинський с. Дмитренки	510	1953	2003	ТОВ «Подільська енергокомпанія»
7Білоусівська	Сільниця притока П.Бугу	Тульчинський, с. Білоусівка	88	1937	2010	-//-
8Гутівська	-	Тульчинський, с. Гути	60	-	2009	-//-
Басейн Дністра						
9Мазурівська	Мурафа притока Дністра	Чернівецький, с. Мазурівка	200	-	2011	ТОВ «Гідроенергія»
10Петрашівська	-	Ямпільський с. Петрашівка	192	1958	2005	ТОВ «Енергоінвест»
11Скалопільська	-	Чернівецький с. Скалопів	456	1958	2002	-//-
12Слободо- Бушанська	-	Ямпільський с. Слобода Бушанська	200	-	2010 - 2012	-//-
13Гальжбівська	-	Ямпільський с. Гальжбівка	250	1958	2005	-//-

Гідропотенціал Вінницької області (млрд кВт*год.):		
загальний	технічний	доцільно-економічний
0,360	0,238	0,108

Відзначимо, що 5 МГЕС збудовані на Південному Бугу, 2 МГЕС – на притоці Південного Бугу – Сільниці, 1 МГЕС – на притоці Південного Бугу – Собі, 5 МГЕС – на притоці Дністра – Мурафі. Територіально МГЕС розташовані так м.Вінниця-1, м.Ладижин-1, Ямпільський район-3, Чернівецький район-2, Тульчинський-2, Бершадський-1, в басейні Південного Бугу - 8, в басейні Дністра – 5.

Власниками (орендаторами) є ЗЕА «Новосвіт» - 7 МГЕС, ТОВ «Енергоінвест» - 7 МГЕС, ТОВ «Подільська енергокомпанія» - 2 МГЕС, ПАТ «Західенерго» - 1 МГЕС, ТОВ «Гідроенергія» - 1 МГЕС.

**Результати досліджень та їх аналіз.** Методика дослідження гідроенергопотенціалу водотоків наведена в [7,12,13]. Для наочності оцінка гідроенергопотенціалу приводиться в графічній, схематизованій формі, що дозволяє оперативно визначати необхідну інформацію для будь-якого пункту водотоку.

На схемах побудовані поздовжні профілі русел річок  $L(H)$ , гіпсометричні криві  $F(H)$ , криві зміни модуля стоку за висотою  $m(H)$ .

З використанням площі водозборів і відповідних модулів розраховані і побудовані лінії зростання середніх витрат водотоків по висотних зонах басейнів  $Q(H)$ .

Середньорічна потужність водотоку (кВт) визначається за формулою

$$N=9.81QH, \quad (1)$$

а середньорічний виробіток енергії (кВт\*г) за формулою

$$E=8760 N, \quad (2)$$

де:  $Q$  – витрата води,  $m^3/c$ ;  $H$  – висота падіння, м.

Після наведених розрахунків побудовані криві зміни за довжиною річки середньорічної потужності  $N(L)$ , питомої потужності  $N'(L)$  і середньорічного виробітку енергії  $E(L)$ .

Теоретичний гідроенергопотенціал авторами розрахований для 10 приток р. Південний Буг та 7 приток р. Дністер в межах Вінницької області [20-24] і наведений на рис. 1 і 2 та в табл. 2.

Річка Південний Буг є однією з найбільших в басейні Чорного моря, довжина - 806 км, площа водозбору - 63700  $km^2$ , загальне падіння - 328 м, середній уклон водної поверхні - 0,4 ‰, коефіцієнт звивистості річки - 1,57. Середня витрата води в гирлі близько 100  $m^3/c$ , річний стік – 1,2-3,39  $km^3$  [18-20].

Кількість річок в басейні Південного Бугу 6650 (із них 6273 довжиною до 10 км). Сумарна довжина річок 22533 км. Коефіцієнт густоти річкової мережі в басейні Південного Бугу – 0,35  $km/km^3$ .

Теоретичний гідроенергопотенціал р.Південний Буг в гирлі становить 405000 кВт, питома потужність в гирлі – 503 кВт/км, середньорічний виробіток енергії в гирлі –  $3,55 * 10^9$  кВт\*год [13].

Річка Десна - ліва притока р.Південний Буг. Протікає Десна по території Козятинського, Калинівського, Липовецького та Вінницького районів Вінницької області. Десна бере початок з джерела біля села Флоріанівка. Тече спершу на південь, далі — переважно на південний захід, у нижній течії робить кілька поворотів під кутом 90° на південь і захід. Впадає до Південного Бугу в північно-східній частині смт Стрижавка. Річка Десна витікає з Придніпровської височини. Довжина річки 81 км, площа водозбору - 1 402  $km^2$ , уклон річки - 0,7 м/км, загальне падіння річки 57м. Наявність лісів на басейні 35  $km^2$ , боліт – 16  $km^2$ . Долина трапецієподібна, завширшки

2,5 км, завглибшки - до 30 м. Заплава двостороння, завширшки до 300-400 м, заболочена. Річище звивисте, завширшки 5-10 м, місцями - до 40 м; завглибшки - 0,5-1,2 м (у межень), максимальна - до 5 м (рис.1,а).

Річка Дохна - права притока р. Південний Буг. Протікає Дохна по території Крижопільського, Тростянецького, Чечельницького та Бершадського районів Вінницької області. Бере початок на захід від села Павлівка. Тече на схід (місцями на північний схід). Впадає до Південного Бугу біля північної околиці села Лугова. Довжина річки 74 км, площа водозбірного басейну - 1 280 км<sup>2</sup>, уклон - 1,1 м/км, загальне падіння річки - 136 м. Наявність лісів на басейні 175 км<sup>2</sup>, боліт - 16 км<sup>2</sup>. Долина трапецієподібна, завширшки 0,5-0,6 км, місцями - до 3,5 км (біля міста Бершадь). Заплава заболочена, завширшки до 200 м. Річище звивисте, завширшки 2-4 м, у пониззі - до 10 м. Стік частково зарегульовано ставками.

Річка Згар - права притока р. Південний Буг. Протікає в межах Деражнянського і Летичівського районів Хмельницької області та Літинського, Жмеринського і Калинівського районів Вінницької області. Згар бере початок на південний захід від села Згарок. Тече спершу на північний схід і схід, у середній течії (в районі села Микулинці) річка різко повертає на північний захід, північніше смт Літин знову повертає на схід (місцями — північний схід). Впадає до Південного Бугу на схід від села Мізяків. Довжина - 93 км. Площа водозбірного басейну - 1 165 км<sup>2</sup>, уклон річки - 0,91 м/км, загальне падіння ріки становить 85 м. Наявність лісів на басейні 175 км<sup>2</sup>, боліт - 62 км<sup>2</sup>. Долина трапецієподібна, завширшки до 4 км, завглибшки до 30 м. Заплава двостороння, у верхів'ї - заболочена, завширшки 50-150 м, до 2,5 км (на окремих ділянках). Річище слабозвивисте, завширшки 5-10 м, до 40 м, завглибшки 0,5-1,5 м, максимальна глибина - до 5 м.

Річка Краснянка - права притока р. Південний Буг. Протікає у межах Тиврівського району Вінницької області. Краснянка бере початок із заболоченої балки на північний захід від села Строїнці. Тече на південний схід і, частково на схід. Впадає до Південного Бугу в селі Рогізна. Довжина річки 29 км, площа водозбору - 415 км<sup>2</sup>, уклон річки - 1,9 м/км, загальне падіння річки - 55 м. Наявність лісів на басейні 40 км<sup>2</sup>, боліт - 2,0 км<sup>2</sup>. Заплава у верхів'ї заболочена, частково осушена; нижче річка тече серед крутих, подекуди уривистих берегів. Ширина заплави до 500 м. Річище звивисте, розгалужене, у верхів'ї каналізоване. Ширина в долині ріки становить 2,0 км, глибина - 30 м, ширина русла 5 м.

Річка Постолова - ліва притока р. Південний Буг. Протікає у межах Калинівського району Вінницької області. Постолова бере початок у межах Придніпровської височини, на північ від села Лемешівка. Тече переважно на південь, нижче села Писарівки — на південний захід. Впадає до Південного Бугу на південний схід від села Іванів. Довжина річки 38 км, площа водозбору - 455 км<sup>2</sup>, уклон річки - 1,5 м/км, загальне падіння - 58 м. Наявність лісів на басейні 12 км<sup>2</sup>, боліт - 3,7 км<sup>2</sup>. Долина переважно трапецієподібна. Заплава заболочена, особливо у пониззі; ширина заплави 50-150 м. Річище завширшки 5-8 м, завглибшки - 0,5-1 м (під час межені). Споруджено декілька ставків та невеликих водосховищ.

Річка Ров (Рів) - права притока р. Південний Буг. Протікає у межах Віньковецького району Хмельницької області та Барського і Жмеринського районів Вінницької області. Рів бере початок на північ від села Слобідка-Охрімовецька. Тече переважно на схід. На території Жмеринського району вона розділяє район на північну і південну частини. Впадає до Південного Бугу в північній частині села Могилівка, що на захід від міста Гнівані. Довжина - 100 км, площа водозбору - 1 162 км<sup>2</sup>, уклон річки - 0,92 м/км, загальне падіння - 92 м. Наявність лісів на басейні 130 км<sup>2</sup>, боліт - 28 км<sup>2</sup>. Долина V-подібна, слабозвивиста, завширшки переважно 0,7-1,3 км, максимальна - до

3 км (в районі міста Бар). Глибина долини змінюється від 5-10 до 20-35 м. Річище звивисте, завширшки 5—20 м, подекуди порожисте, є острови; на окремих ділянках річище пересихає.

Річка Сільниця - права притока р. Південний Буг. Протікає у межах Тульчинського і Тростянецького районів Вінницької області. Сільниця бере початок при північно-західній околиці села Левківці, на схилах Подільської височини. Тече на схід (частково на південний схід). Впадає до Південного Бугу неподалік від центральної частини міста Ладижин. Довжина - 75 км, площа водозбору - 830 км<sup>2</sup>, уклон річки - 1,6 м/км, загальне падіння - 105 м. Наявність лісів на басейні 10 км<sup>2</sup>, боліт - 4,4 км<sup>2</sup>. Долина переважно трапецієподібна (ширина 1-2 км), на окремих ділянках її ширина не перевищує 30-40 м. Заплава двостороння (завширшки до 400-600 м), вкрита лучною рослинністю, часто заболочена. Річище звивисте, завширшки 2-6 м (найбільша - 35 м); завглибшки - 0,6-1,5 м, на перекатах - 0,2-0,4 м. Стік Сільниці зарегульований русловими водосховищами та численними ставками; споруджено 17 гребель.

Річка Снивода - ліва притока р. Південний Буг. Протікає у межах Хмільницького та Калинівського районів Вінницької області. Снивода бере початок біля села Мар'янівка. Тече в північно-східній частині Подільської височини переважно на південний схід (місцями на схід або південь). Впадає до Південного Бугу біля південно-західної околиці села Іванів. Довжина - 58 км, площа водозбору - 906 км<sup>2</sup>, уклон річки - 0,85 м/км, загальне падіння - 49 м. Наявність лісів на басейні 10 км<sup>2</sup>, боліт - 12 км<sup>2</sup>. Долина V-подібна, завширшки 0,7-1 км, місцями - до 1,8 км. Заплава двобічна, заболочена, завширшки від 100-300 м до 1 км, річище слабозвивисте, завширшки 5-10 м, у пониззі - до 50 м, завглибшки 0,2-0,3 м.

Річка Соб - ліва притока р. Південний Буг. Протікає у межах Липовецького, Іллінецького, Гайсинського і Тростянецького районів Вінницької області. Починається біля селища Ксаверівка Липовецького району. Тече переважно на південний схід і південь, у пригирловій частині — на південний захід. Впадає в Буг поблизу міста Ладижин. Довжина річки 125 км, площа водозбору - 2840 км<sup>2</sup>, уклон річки - 1 м/км, загальне падіння - 127 м. Середньорічна витрата води - 5,72 м<sup>3</sup>/с. Наявність лісів на басейні 210 км<sup>2</sup>, боліт - 26 км<sup>2</sup>. Ширина річища від 3-15 м (у верхів'ї) до 60-80 м - у нижній течії. Коефіцієнт звивистості - 1,31. Водозбір овальної форми, асиметричний, завдовжки 80 км і завширшки - 36 км. Поверхня басейну рівна, дуже порізана ярами. Басейн розораний і лише 15% його підвищень зайнято лісом (здебільшого дубовим) (рис. 1, б).

Річка Удич - ліва притока р. Південний Буг. Протікає у межах Христинівського району Черкаської області та Теплицького і Бершадського районів Вінницької області. Удич бере початок біля села Козаче. Тече спершу на південь, далі - переважно на південний захід. Впадає до Південного Бугу на південь від села Хмарівка. Довжина - 57 км, площа водозбірного басейну - 861 км<sup>2</sup>, уклон річки - 1,7 м/км, загальне падіння - 94 м. Наявність лісів на басейні 27 км<sup>2</sup>, боліт - 4,0 км<sup>2</sup>. Долина трапецієподібна, завширшки 1-1,2 км. Заплава вкрита чагарниковою і лучною рослинністю, завширшки 100-200 м. Річище помірно звивисте. Бувають дощові паводки. Побудовані шлюзи-регулятори.

Річка Дністер має довжину 1352 км, падіння - 878 м, площу водозбору - 72100 км<sup>2</sup>, середньобагаторічний стік - 10,4 км<sup>3</sup>, середня витрата води в гирлі - 274 м<sup>3</sup>/с. Кількість річок - 16890 (з них 16294 до 10 км), сумарна довжина річок - 42761 км, коефіцієнт густоти - 0,60 км/км<sup>2</sup>.



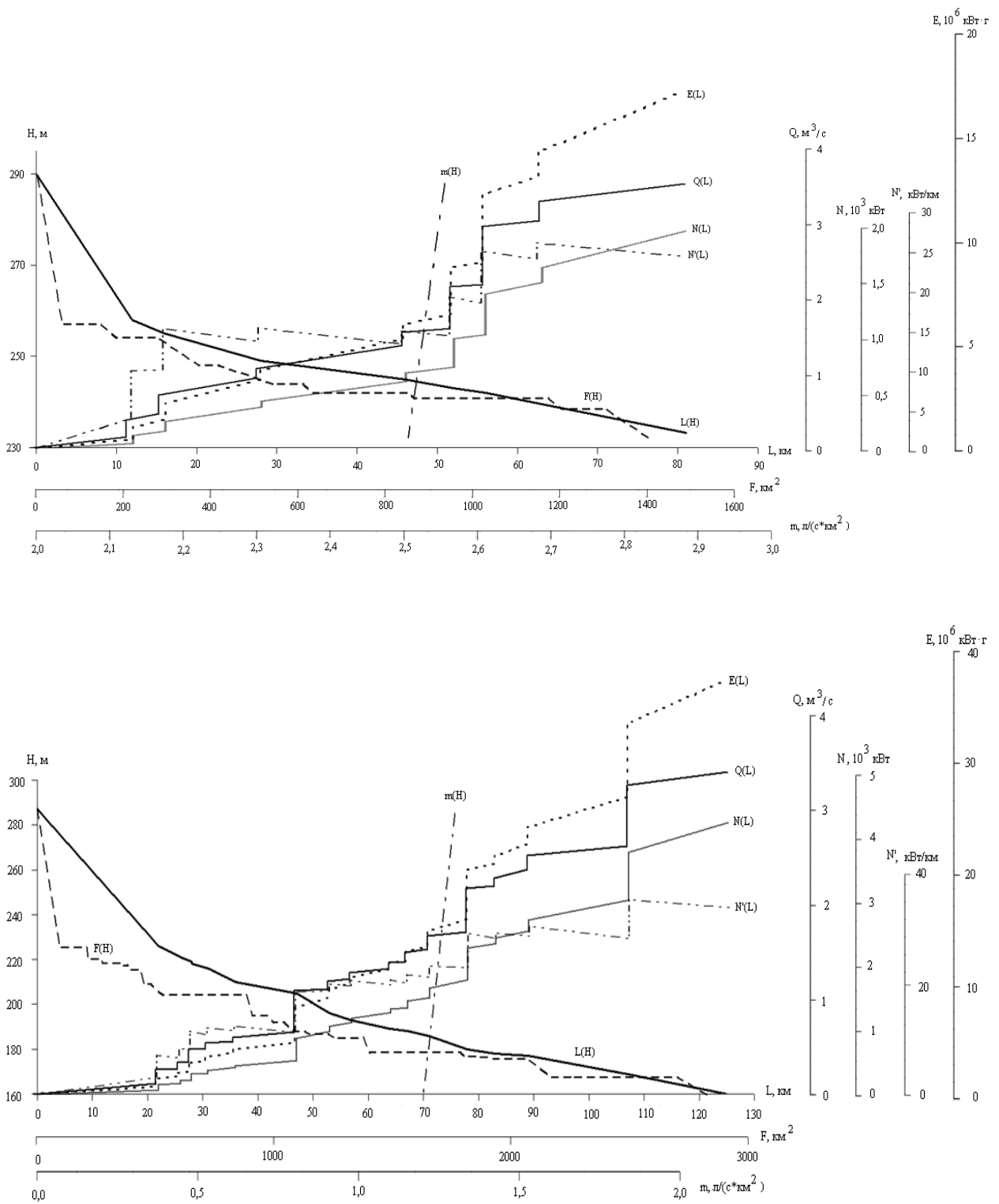


Рис1 - Визначення гідроенергопотенціалу приток р. Південний Буг: а) Десна, б) Соб,  $L(H)$  – поздовжній профіль;  $F(H)$  – гіпсометрична крива;  $m(H)$  – крива зміни модуля за висотою;  $Q(L)$  – графік нарощування середньої витрати поверхневого стоку річки за довжиною;  $N(L)$  – потужність водотоку;  $N'(L)$  – питома потужність;  $E(L)$  – середньорічний виробіток енергії.

Річка Жван - ліва притока р. Дністер. Протікає Жван по території Барського (витоки), Муровано-Куриловецького і Могилів-Подільського районів Вінницької області. Бере початок на південний захід від села Підлісний Ялтушків. Тече переважно на південь (частково на південний захід). Впадає до Дністра на південний захід від села Бернашівка. Довжина - 48 км, площа водозбірного басейну - 570 км<sup>2</sup>, уклон річки - 4,3 м/км, загальне падіння річки - 207 м. Наявність лісів на басейні 46 км<sup>2</sup>, боліт - 1,2 км<sup>2</sup>. Долина V-подібна, завширшки 0,5-0,8 км. Заплава двостороння, завширшки від 30 до 200 м. Річище подекуди порожисте, завширшки від 0,5-1 м до 5-12 м, завглибшки - 0,3-1,8 м, на плесах - до 4 м.

Річка Караєць - ліва притока р. Дністер. Протікає у межах Барського, Муровано-Куриловецького та Могилів-Подільського районів Вінницької області. Караєць бере початок на північний захід від с. Губачівка, як невиразний маловодний рівчак. Тече переважно на південь. Впадає до Дністра на південній околиці села Козлов. Довжина річки 55 км, площа водозбору - 212 км<sup>2</sup>, уклон річки - 4,1 м/км, загальне падіння річки - 225 м. Наявність лісів на басейні 20 км<sup>2</sup>, боліт - 0,1 км<sup>2</sup>. Долина переважно V-подібна, завширшки 1-1,5 км. Заплава двобічна, нижче села Морозівка часто заболочена. Ширина заплави від 30 до 500 м. Річище помірно звивисте, у верхній течії влітку пересихає, завширшки до 8 м, завглибшки пересічно 0,8 м.

Річка Лядова - ліва притока р. Дністер. Протікає у межах Віньковецького району Хмельницької області (витоки) та Барського, Муровано-Куриловецького і Могилів-Подільського районів Вінницької області. Лядова бере початок у заболоченій улоговині на північний захід від села Дашківці. Тече спершу на південний схід, у середній та нижній течії — переважно на південь. Впадає до Дністра на південний захід від села Лядове. Довжина річки 85 км, площа водозбору - 748 км<sup>2</sup>, уклон річки - 2,9 м/км, загальне падіння річки - 244 м. Наявність лісів на басейні 52 км<sup>2</sup>, боліт - 6,0 км<sup>2</sup>. Долина V-подібна, у верхів'ї ширина її переважно 1-3 км (на окремих ділянках звужується до 0,4-0,7 км), нижче ширина долини становить 1,5-2 км. Заплава двобічна, завширшки від 30 до 700 м. Річище у верхів'ї слабо розгалужене, подекуди губиться у заболоченій заплаві, нижче річка зарегульована ставками і водосховищами; на окремих ділянках влітку пересихає. Ширина річки 5-10 м, найбільша - 22 м глибина - до 1-1,2 м.

Річка Марківка - ліва притока р. Дністер. Протікає у межах Томашпільського, Крижопільського і Ямпільського районів Вінницької області. Бере початок у селі Колоденка. Тече спершу на південь, далі - переважно на південний захід. У нижній течії знову тече на південь і, частково, на південний схід. У пригирловій частині повертає під прямим кутом на захід і далі на південний захід. Впадає до Дністра на південно-західній околиці села Велика Кісниця. Довжина 59 км, площа водозбірного басейну - 899 км<sup>2</sup>, уклон - 3,2 м/км, загальне падіння - 181 м. Наявність лісів на басейні 35 км<sup>2</sup>, боліт - 5,5 км<sup>2</sup>. Долина V-подібна, завширшки від 0,55 до 1,8 км, завглибшки - від 20 до 100 м. Заплава двостороння, завширшки 50-200 м. Річище помірно звивисте, завширшки 4-18 м, завглибшки 0,2-0,5 м (максимальна глибина - до 1,6 м). Стік зарегульовано греблями, споруджено водосховище. Використовується на водопостачання (рис.2,а).

Річка Мурафа - ліва притока р. Дністер. Протікає у межах Барського, Жмеринського, Шаргородського, Чернівецького, Могилів-Подільського і Ямпільського районів Вінницької області. Мурафа тече Подільською височиною спершу на південний схід (місцями на схід), далі поступово повертає на південь і південний захід. У пониззі знову тече на південь та південний схід. Впадає до Дністра на південний захід від міста Ямпіль. Довжина - 162 км, площа водозбору - 2 440 км<sup>2</sup>, уклон річки - 1,9 м/км, загальне падіння - 311 м. Наявність лісів на басейні 190 км<sup>2</sup>,

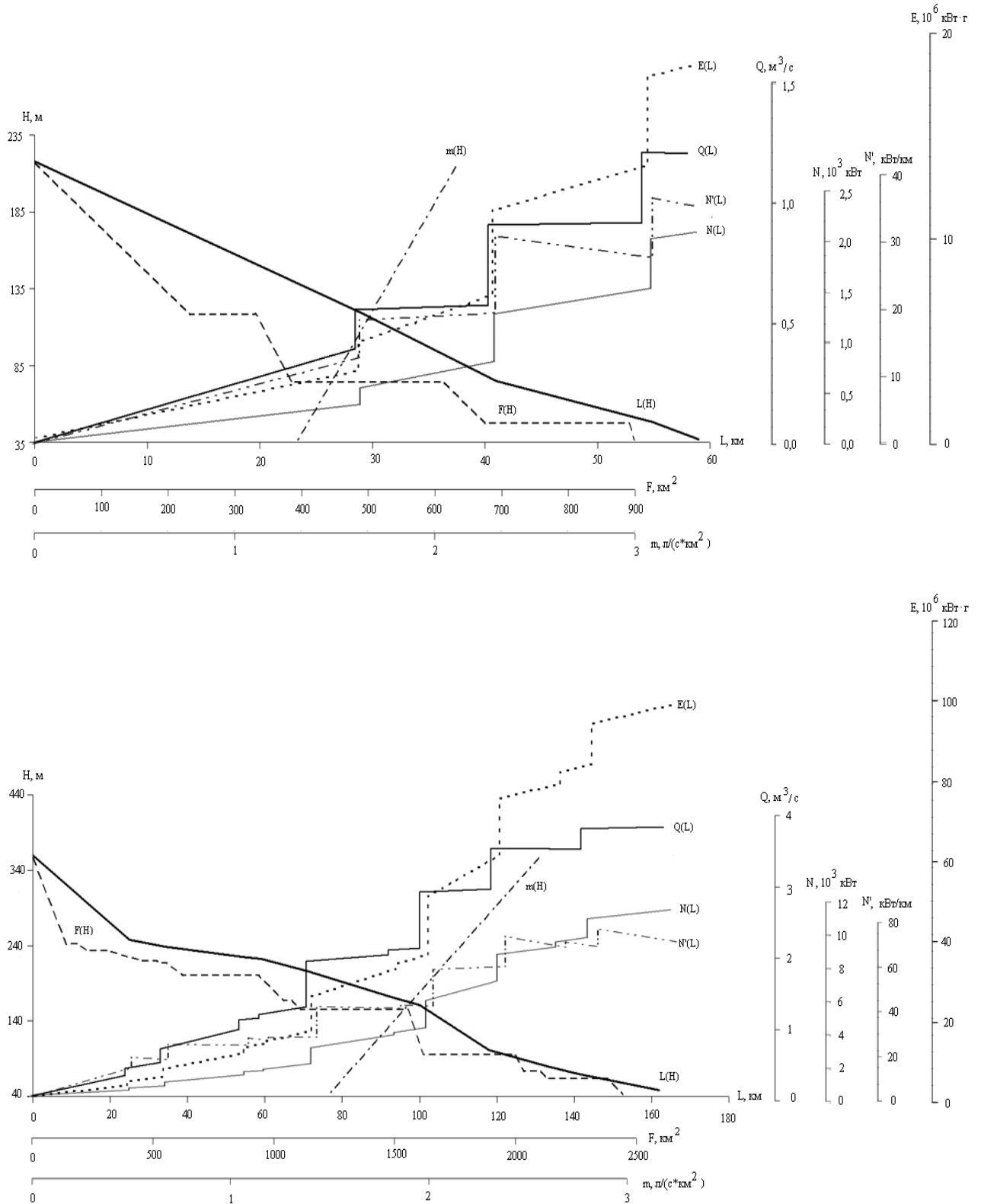


Рис 2 – Визначення гідроенергопотенціалу приток р. Дністер: а) Марківка, б) Мурафа.  $L(H)$  – поздовжній профіль;  $F(H)$  – гіпсометрична крива;  $m(H)$  – крива зміни модуля за висотою;  $Q(L)$  – графік нарощування середньої витрати поверхневого стоку річки за довжиною;  $N(L)$  – потужність водотоку;  $N'(L)$  – питома потужність;  $E(L)$  – середньорічний виробіток енергії.

Таблиця 2 - Гідроенергопотенціал Вінниччини

№ п/п	Річка	Пост	Довжина річки, км	Площа водозбору, км <sup>2</sup>		Падіння, м		середньорічна витрата води, м <sup>3</sup> /с	Середньорічна потужність водотоку, кВт	Середньорічний виробіток енергії, 10 <sup>6</sup> кВт*г
				річки	до посту	річки	до посту			
Басейн Південного Бугу										
1	Десна	с.Сосонка	81	1402	1300	57	51	3,27	1620	14,2
2	Дохна	с.В.Киреєвка	74	1280	1200	136	136	1,92	2560	22,4
3	Згар	с.мт.Літин	93	1165	692	85	56	2,11	1160	10,1
4	Краснянка	с.Рогізна	29	415	414	55	55	0,91	0490	4,32
5	Постолова	с.Комунарівка	38	455	356	58	42	0,88	0360	3,16
6	Рів	с.Демидівка	100	1162	1130	92	83	2,7	2300	19
7	Снивода	с.Пиків	58	906	811	49	41	2,06	0830	7,26
8	Сільниця	Білоусівська ГЕС	75	830	654	105	81	0,92	0730	6,42
9	Соб	Дмитренківська ГЕС	125	2840	2840	127	127	3,41	4250	37,2
10	Удич	с.Пологи	57	861	655	94	77	0,79	0590	5,21
Басейн Дністра										
11	Жван	с.Галайківці	48	570	521	207	156	1,01	1550	13,6
12	Караєць	с.Кукурівка	55	212	143	224	190	0,27	0500	4,41
13	Лядова	с.Мар'янівка	85	748	364	243	69	0,85	0570	5,03
14	Марковка	м.Вел.Кісниця	59	899	891	181	170	1,2	2010	17,6
15	Мурафа	Слободо-Бушанська ГЕС	162	2440	2379	311	290	3,74	10600	93,1
16	Немія	с.Озаринці	65	411	352	264	177	0,71	1240	10,9
17	Русава	с.мт Русава	78	991	951	233	191	1,51	2830	24,8

боліт – 25 км<sup>2</sup>. Долина у верхній течії V-подібна, з крутими, розчленованими схилами. Глибина долини у пониззі до 80-120 м, ширина - 1-1,5 км. Заплава двобічна, у верхній течії заболочена, на окремих ділянках майже відсутня; її ширина у верхів'ях 50-120 м, у середній та нижній течії – 200-600 м. Річище у верхній течії слабозвивисте, замулене, нижче - кам'янисте, є пороги. Ширина річки 15-20 м (найбільша - 58 м), глибина на порожистих ділянках - 0,1-0,5 м, на плесах - 1,5-3,5 м. Середньобагаторічна витрата води - 6,77 м<sup>3</sup>/с, водні ресурси річки забезпеченістю P=75% - 0,145 км<sup>3</sup>. Кількість ставків та водосховищ в басейні річки – 136 (рис.2,б).

Річка Немія - ліва притока р. Дністер. Впадає до Дністра між містом Могилів-Подільський та селом Немія. Протікає у межах Барського, Муровано-Куриловецького та Могилів-Подільського районів Вінницької області. Немія бере початок на південь від села Митки. Тече переважно на південь. Найбільша права притока - Вендичанка. Довжина - 65 км, площа водозбірного басейну - 411 км<sup>2</sup>, уклон річки - 4 м/км, загальне падіння – 264м. Наявність лісів на басейні 60 км<sup>2</sup>, боліт – 1,0 км<sup>2</sup>. Долина у верхів'ї слабо виражена, з пологими схилами; нижче - V-подібна, з крутими задернованими схилами. Її ширина 1,5-2 км, іноді не більше 1км, глибина - 40-80м. Заплава двобічна, подекуди відсутня, у верхній течії заболочена, завширшки 100-350 м. Річище слабозвивисте, завширшки - 2-23 м, завглибшки - 0,2-0,5 м (макс. до 2 м), у середній і нижній течії кам'янисте, з порогами та перекатами. Споруджено кілька ставків (у верхній течії).

Річка Русава - ліва притока р. Дністер. Протікає у межах Томашпільського і Ямпільського районів Вінницької області. Бере початок на північній околиці с. Олександрівка. Тече в межах Подільської височини переважно на південь (місцями на південний захід і захід). Впадає до Дністра на південній околиці міста Ямпіль. Основні притоки: Томашпілька (ліва); Коритна (права). Довжина річки 78 км, площа водозбору - 991 км<sup>2</sup>, уклон річки - 3,0 м/км, загальне падіння – 233м. Наявність лісів на басейні 58 км<sup>2</sup>, боліт – 8,0 км<sup>2</sup>. Долина V-подібна, завширшки від 0,5 до 2,1 км, схили помірно круті, на окремих ділянках терасовані. Заплава двобічна, її пересічна ширина 300 м. Річище звивисте, на окремих ділянках обваловане; ширина його до 30 м.

На рис.1 наведено схематизоване визначення гідроенергопотенціалу для Десни і Соба – приток р. Південний Буг, для яких, відповідно, середньорічна потужність в кВт: 1620 і 4250, а потенційний середньорічний виробіток енергії - 14,2 і 37,2 млн кВт\*год. На р. Соб уже освоєно 510 кВт потужності, а на р. Сільниця - 148 кВт (табл.1).

На рис.2 наведено схематизоване визначення гідроенергопотенціалу р.Марківка і р. Мурафа – приток р.Дністер, для яких відповідно середньорічна потужність в кВт: 2010 і 10600, а потенційний середньорічний виробіток енергії - 17,6 і 93,1 млн.кВт\*год. На р. Мурафа також освоєно 1298 кВт потужності (табл.1).

З наведених в табл.2 розрахунків сумарна середньорічна потужність 10 приток р. Південний Буг становить 14890 кВт, а 7 приток р. Дністер – 19300 кВт. Всього по області - 34190 кВт. Потенційний виробіток енергії на 10 притоках р. Південний Буг може становити 129 млн кВт\*год, а на 7 притоках р. Дністер - 169 млн кВт\*год. Разом буде 298 млн кВт\*год.

Відзначимо, що частка електроенергії ГЕС в регіоні дуже мала і складає всього 1%, але і ця кількість гідроенергії зменшує витрати умовного палива на 16,5 тис. т, не враховуючи наслідків його спалення. У перспективі необхідно відновити експлуатацію інших 15 МГЕС.

Вінницька обласна рада затвердила програму розвитку малої гідроенергетики на 2011-2015 роки, із загальним об'ємом фінансування 50,1 млн грн., із яких 1 млн грн. буде з бюджетних джерел, а 49,1 млн грн. – позабюджетні кошти [21].

Програма передбачає 10,8 млн грн. – в 2011 р., 11,4 млн грн. – в 2012 р., 12,1 млн грн. – в 2013 р., 7,9 млн грн. – в 2014 р. і 7,9 млн грн. – в 2015 р.

За програмою виділяється 46 млн. грн. на модернізацію та відродження 12 малих ГЕС. Планується також будівництво та введення в експлуатацію нових МГЕС.

На будівництво нової МГЕС питомі капіталовкладення на 1 кВт становлять 2,5-4 тис. доларів, що збільшує термін окупності до 12 і більше років, на відновлення списаних МГЕС – 1-1,15 тис. доларів на 1 кВт, а на реконструкцію та модернізацію існуючих МГЕС – 800 доларів на 1 кВт. Не дивлячись на довгий період окупності і достатньо великі капіталовкладення, собівартість введення 1 МВт на відновленій МГЕС становить 0,8-2,5 долара за 1 Вт, в той час як для СЕС - 3-3,5 долара за 1 Вт, і для ВЕС – 1,5-2,1 долара за 1 Вт.

Програмою також передбачається розчистка гідроакумулюючих водойм діючих МГЕС регіону.

#### **Висновки.**

1. Оцінка теоретичного гідроенергопотенціалу приток річок Південний Буг та Дністер в межах Вінницької області буде сприяти ефективному використанню їх гідроенергоресурсів та збалансуванню і покращенню паливної структури енергосистеми регіону.
2. Досвід вінницьких гідроенергобудівельників заслуговує на максимальне поширення на інші регіони України.
3. Прийняття у 2011р. змін до закону «Про електроенергетику» щодо «Зеленого Тарифу» на вироблену електроенергію із відновлювальних джерел сприяло значним змінам в альтернативній енергетиці.
4. Використання нетрадиційних та відновлювальних джерел енергії в Україні потребує законодавчого створення умов інвестування та відповідної державної підтримки і вільного доступу виробників до електромереж.
5. Забезпечення значного зростання частки використання відновлювальних та нетрадиційних джерел енергії з дотриманням принципів засад Зеленої книги «Європейська стратегія стабільної, конкурентоздатної та безпечної енергетики».

#### **Список літератури**

1. *Постанова* Кабінету Міністрів України №1505 про затвердження «Програм державної підтримки розвитку нетрадиційних та відновлювальних джерел енергії і малої гідро- і теплоенергетики» від 31 грудня 1997р.
2. «*Енергетична стратегія України на період до 2013 року*». Розпорядження Кабінету Міністрів України від 15.03.2006р. №145 [Електронний ресурс] – Режим доступу: <http://www.search.ligazakon.ua/-doc2>.
3. *Енергетичні підсумки 2011 року*. /Інститут енергетичних досліджень/UKRAINSKA ENERGETUKA. – 26.12.2011. [Електронний ресурс] – Режим доступу: <http://www.ua-energy.org/post/15315>.
4. *Електроенергетика* України. Вікіпедія. - [Електронний ресурс] – режим доступу:
5. *Закон «Об электроэнергетике» с внесенными изменениями, №10183 от 03.07.2012*
6. *Обухов С.В.* Мала гідроенергетика – важлива складова сталого розвитку України// Вісник Одеського державного екологічного університету\_к.:КНТ, 2005. Випуск 1.- с.182-186
7. *Обухов С.В.* Використання відновлюваних джерел енергії: навчальний посібник. – Одеса: «ТЕС», 1999. – 254с.
8. *Обухов С.В.* Экономика-экологическая концепция развития гидроэнергетики Украины // Экономика Украины, 1995, №9. – 24-30 с.

9. Яцык А.В. Экологические основы рационального водопользования. – к.: издательство «Генеза», 1997. – 640с.
10. Обухов Є.В. Водне господарство України: Підручник. Одеса: поліграф, 2012. -203с.
11. Обухов Є.В., Шапошник Ю.Н., Погорельцев К.В., Иващковская В.В. Потенциальные гидроэнергетические ресурсы малых водотоков южных регионов Украины/Зб. наук. статей регіон. н.- пр.. конф. «Науково-методичні проблеми покращення довкілля одеського регіону» - Одеса: ІНВАЦ, 2006. – 169-173с.
12. Обухов Є.В. Оценка теоретического гидроэнергетического потенциала малых водотоков южных регионов Украины // Причорноморський Екологічний бюлетень, 2006 - №2(20). – 99-103с.
13. Обухов Є.В., Нікіфорчук О.Ю. Савранський гідроенергетичний потенціал Одещини // Причорноморський Екологічний бюлетень, 2007.-№2(24).- 191-200с.
14. Іванов Г. Малі ГЕС – великі надії... УНІАН, 01.07.2011. [Електронний ресурс]- Режим доступу: <http://www/economics.unian.net/ukr/news/93752>
15. Мельник В. ГЕС на річці – невеличці/Україна молода - [Електронний ресурс] – Режим доступу: <http://www.umoloda.kiev.ua/dumber/610/259/22077/>.
16. Малі ГЕС України. [Електронний ресурс] – Режим доступу: [http://www.uk.wikipedia.org/wiki/малі\\_ГЕС\\_України](http://www.uk.wikipedia.org/wiki/малі_ГЕС_України)
17. Фесенко В.К. Можливості реабілітації малих ГЕС // Винахідник і раціоналізатор, 1999, №1-2 – с.42
18. Програма розвитку малої гідроенергетики в Вінницькій області на 2011-2015г.г. прийнята на сесії Вінницького обласного совета 15.07.2011.
19. Обухов Є.В., Гут Ю.Ю. Екологічно чиста енергетика Вінниччини / Зб. Матер. 5-го Міжн. Еколог. Форуму «Чисте МІСТО. Чиста РІКА. Чиста ПЛАНЕТА» - Херсон: ХТПП, 2013.- С. 362-368.
20. Матеріали по оптимізації рек УСССР. Гидрографические характеристики рек УСССР. – К.: изд-во АН УСССР, 1953. – т.2 – 348с.
21. Вишневецький В.І., Косовець О.О. Гідрологічні характеристики річок України. – К.: Ніка-центр, 2003.-324с.
22. Ресурси поверхневих вод ССССР. – Л.:Гидрометеиздат, 1978.-т.6 – вып.1.: Україна и Молдавия -490с.
23. Швєбс Г.І. Єгошин М.І. Каталог річок і водойм України: Навчально-довідковий посібник.- Одеса: Астропринт, 2003.- 390 с.
24. Малі річки України: Довідник /За ред. А.В. Яцика.-К.: Урожай, 1992.- 294 с.

**Гідроенергетичний потенціал малих рек Вінниччини. Обухов Є.В., Гут Ю.Ю.**

*Наводиться схематизована оцінка гідроенергетичного потенціалу притоків рек Южного Буга і Дністра в межах Вінницької області.*

**Ключевые слова:** *речка, площа водозбору, витрата води, гідроенергетичний потенціал, потужність, виробництво енергії.*

**Hydroenergetic potential of the tributary rivers of Vinnytsia region. Obukhov E.V., Gut Y.Y.**

*It is conducted the schematized estimation of theoretical potential of the tributary rivers South Bug and Dnister of the Vinnytsia region.*

**Key words:** *the river. watershed area. discharge. hydroenergetic potential. power. energy production.*

**А.В. Глушков, д.ф.-м.н., Н.Г. Сербов, к.г.н., И.А. Шахман, к.г.н.,  
А.К. Балан, ст. преп., Е.П.Соляникова, ас.**

*Одесский государственный экологический университет*

## **ХАОС-ГЕОМЕТРИЧЕСКИЙ ПОДХОД К МОДЕЛИРОВАНИЮ ВРЕМЕННЫХ ФЛУКТУАЦИЙ КОНЦЕНТРАЦИЙ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ В РЕЧНОЙ ВОДЕ**

*На основе нового хаос-геометрического подхода, базирующегося на методах теории хаоса и динамических систем, проведено численное моделирование характеристик флуктуационных временных трендов изменения концентраций нитратов в ряде водосборов Малых Карпат.*

**Ключевые слова:** *методы теории хаоса, хаос-геометрический подход, мультифрактал, загрязнение водной среды*

Разработка высоко эффективных, адекватно отражающих физику гидрологического цикла математических моделей, обладающих достаточно высокой степенью корректности и прогнозируемости, по-прежнему относится к числу ключевых задач современной гидрологии [1-9]. Хотя известные динамические модели расчета и прогноза характеристик речного стока, базирующиеся на использовании уравнений типа Сен-Венана, либо Навье-Стокса, обладают весьма важными достоинствами, их корректная реализация по-прежнему далека от удовлетворительного уровня. Более простые системные модели требуют, однако, более точной калибровки и более детального изучения внутренних симметрий искомых моделей. Между тем, несмотря на наличие огромного числа различных моделей, в том числе, для моделирования пространственно-временной структуры полей загрязнения водных сред (см., напр., [4-10] и ссылки там), их дальнейшее развитие представляется крайне важным и актуальным. В серии работ [10-18] был развит новый подход к описанию характеристик экологических и гидрометеорологических систем, базирующийся на многофакторном системном подходе, методах теории хаоса и динамических систем. Тестовые расчеты и сравнение теоретических данных с данными наблюдений, например, по расходам, соответствующим экстремальным паводкам 1996, 1997 г. на примере р. Дунай, продемонстрировали достаточную эффективность подхода и удовлетворительное согласие теории с данными наблюдений [12,13].

В данной работе новый хаос-геометрический подход, базирующийся на многофакторном системном подходе, методах теории хаоса и динамических систем, применен для численного моделирования временных трендов флуктуационных изменений концентраций загрязняющих веществ (нитратов) в ряде водосборов в пяти регионах Малых Карпат. Поскольку детальное изложение используемого метода представлялось в серии работ [9-18], перейдем непосредственно к изложению результатов изучения временных флуктуационных трендов химического загрязнения (на примере нитратов и аналогичных соединений) для ряда речных водосборов в пяти регионах Карпат. Исходными явились данные экспериментальных гидрологических исследований, выполненных сотр. Института гидрологии Академии наук Словакии) [19,20]. На рис. 1 приведены эмпирические данные (среднемесячные значения) по концентрациям нитратов  $n_{\text{эмп}}$  в водозборе Svidnik (Ondava) за период 1969–1996гг. На рис. 2 приведены эмпирические данные (ежедневных замеров)  $n_{\text{эмп}}$  в семи водосборах в течение гидрологического года 1988/1989. В [19] также приведены детальные данные (ежедневных замеров) по значениям концентраций нитратов в искомым водосборах за указанный выше период.



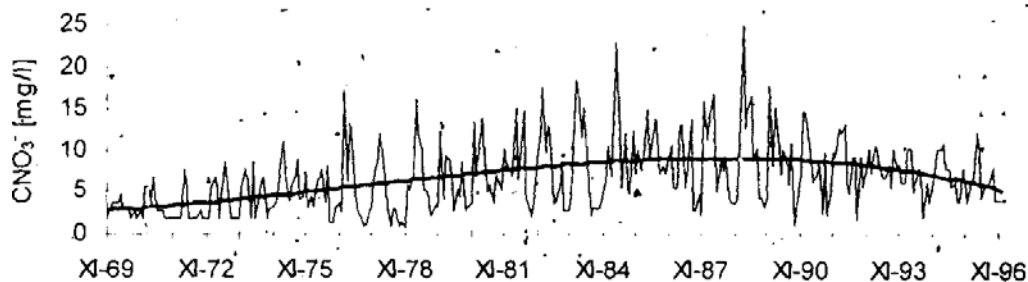


Рисунок 1 - Данные по эмпирическим (среднемесячные значения) значениям концентраций нитратов в водосборе Svidnik (Ondava) за период 1969 – 1996гг.

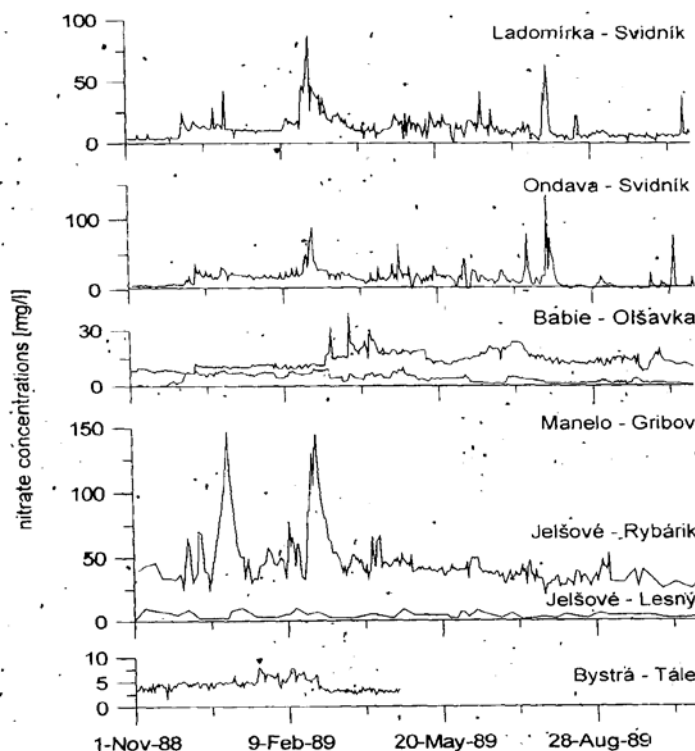


Рисунок 2 - Эмпирические данные (ежедневных замеров)  $n_{эмп}$  в семи водосборах в течение гидрологического года 1988/1989 (из работы [16]).

В табл. 1 представлены эмпирические данные по максимальному, минимальному, среднему (месячные) значениям стока  $R$  и входному на ед. площади водосбора потоку нитратов  $L$ . Также в этой таблице приведены эмпирические ( $n_{эмп}$ ) [16], интерполяционные ( $n_{инт}$ ) [19] и расчетные ( $n_{расч}$ ) в рамках “black-box” модели (1)-(5) значения концентраций нитратов в водосборах Lesny и Rybarik [15]. Разумеется, химическое загрязнение речной воды является результатом взаимодействия многих факторов, включая гидрологический, геологический, антропогенный факторы. Уровень содержания и особенности распределения загрязняющих веществ в водной среде определяются совокупностью факторов, в частности, и близостью источников загрязнения, и физико-химическим свойствами веществ, и гидродинамическими, биогеохимическими, термодинамическими и др. условиями. Естественно, их следует рассматривать отдельно в каждом конкретном случае. Здесь для нас важно отметить надежно установленную корреляцию между величиной стока и значениями концентрации загрязняющих веществ, в частности, нитратов для всех экспериментально исследованных 14 водосборов в пяти регионах Карпат [19] (1969 – 1996гг.).

Таблица 1 – Максимальное, минимальное и среднее (месячные) значения стока  $R$  (мм), концентрации нитратов  $n$  ( $\text{мг}\cdot\text{л}^{-1}$ );  $n_{\text{эмп}}$  - эмпирические данные [16];  $n_{\text{инт}}$  – интерполяционные значения [16];  $n_{\text{расч}}$  – наша оценка в рамках “black-box” модели) и входного на ед. площади водосбора потока нитратов  $L$  ( $\text{кг}\cdot\text{месяц}^{-1}$ ) в водосборах Lesny и Rybarik.

Водосборы	Rybarik			Lesny		
	Макс.	Мин.	Среднее	Макс.	Мин.	Среднее
$R$	96,1	1,8	14,9	58,5	0,50	9,35
$L$	39,4	0,29	4,46	2,9	0,01	0,36
$n_{\text{эмп}}$	77,9	15,0	35,4	7,50	1,01	3,60
$n_{\text{инт}}$	56,3	25,8	36,1	6,31	1,50	3,30
$n_{\text{расч}}$	68,4	18,2	35,8	7,20	1,22	3,51

В табл. 2 приведены результаты по восстановлению хаотических аттракторов, параметра Готтвода и Мелбена ( $K$ ) и глобальных размерностей Ляпунова. Как можно видеть, значение  $K$  во всех случаях превышает 0,6, то есть на рассматриваемые временные ряды влияет хаотическая динамика. Можно также отметить, что размерность Каплана-Йорка во всех случаях меньше использованной нами размерности вложения, что подтверждает правильность выбора последней. Отметим, вследствие разной дискретности временных рядов величин  $\tau$  и  $\text{Pr}_{\text{max}}$  измеряются во временных интервалах. Наибольший уровень предсказуемости имеет временной ряд нитратов на водосборе Gidra: pod dedinou (14 временных интервалов, то есть 7 месяцев), а в других случаях предел предсказуемости несколько меньше, но все же является вполне достаточным для обоснованного краткосрочного (в смысле временных интервалов) прогноза загрязнения.

Таблица 1 - Временная задержка ( $\tau$ ), корреляционная размерность ( $d_2$ ), размерность вложения ( $d_E$ ), размерность Каплана-Йорка ( $d_L$ ), предел предсказуемости ( $\text{Pr}_{\text{max}}$ ) и показатель  $K$  для концентраций нитратов на водосборах Малых Карпат

Речка (Пост)	$\tau$	$d_2$	$d_E$	$d_L$	$\text{Pr}_{\text{max}}$	$K$
	нитрати					
Ondava (Stropkov)	9	5,31	6	4,11	8	0,68
Gidra (pod dedinou)	16	5,13	6	5,87	14	0,82
Gidra (Pila)	20	5,82	6	5,17	12	0,75
Ladomirka (Svidnik)	10	3,88	4	3,12	7	0,71
Ondava (Svidnik)	10	3,65	4	3,27	7	0,80
Babie (Olsavka)	8	4,89	5	4,46	8	0,69
Manelo (Gribov)	7	3,71	4	3,66	9	0,65

В табл. 2 приводятся оценки некоторых характеристик успешности прогноза. Эти результаты могут рассматриваться как пример вполне удовлетворительного прогноза концентраций загрязняющих веществ в водосборах. Здесь можно отметить и тот факт, что хаос-геометрический метод достаточно хорошо работает в случаях, когда происходит увеличение концентраций, по крайней мере тенденции к такому

увеличению выявлены при прогнозировании. Последнее позволяет использовать его как альтернативу упрощенным, недостаточно достоверным общеупотребляемым методам. Кроме того, в данной работе применялся простейший подход (обычные средние взвешенные величины) к аппроксимации функциональной связи между прогностическим значением и прошлыми состояниями орбиты ат трактора. Потому, очевидно, можно надеяться, что использование более сложных методик, напр., полиномиальной зависимости или даже нейросетевого подхода, еще больше улучшит качество прогноза.

Таблица 2 – Коэффициент корреляции ( $r$ ) между фактическими и прогностическими рядами и среднеквадратичная ошибка прогноза ( $\sigma$ ) временных рядов концентраций нитратов на водосборах Малых Карпат

Речка (Пост)	$r$	$\sigma$
	нитрати	
Ondava (Stropkov)	0,91	3,8
Gidra (pod dedinou)	0,95	6,9
Gidra (Pila)	0,93	7,3
Ladomirka (Svidnik)	0,86	6,5
Ondava (Svidnik)	0,90	9,8
Babie (Olsavka)	0,91	4,9
Manelo (Gribov)	0,88	12,0

#### Список литературы

1. Кучмент Л.С., Демидов В.Н., Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока.-М.: Наука,1993.
2. Islam M.N., Sivakumar B. Characterization and prediction of runoff dynamics: a nonlinear dynamical view// Adv.Water Res.-2002.-V.25, № 2- P.179-190.
3. Grassberger P, Procaccia I. Measuring the strangeness of strange attractors // Physica D.-1983.-Vol.9,№1-2.-P.189-208.
4. Лобода Н.С. Формализм функций памяти и мультифрактальный подход в задачах моделирования годового стока рек и его изменений под влиянием факторов антропогенной деятельности// Метеорология, климатология и гидрология.-2002.-№45.-С.140-146.
5. Maftuoglu R.F. New models for non-linear catchment analysis// J.Hydrol.-1984.-Vol.73.-P.335-357.
6. Maftuoglu R.F. Monthly runoff generation by non-linear models// J.Hydrol.-1991.-Vol.125.-P.277-291.
7. Kothyari U.C., Arvanmuthan V., Singh V.P. Monthly runoff generation using the linear perturbation model// J.Hydrol.-1993.-Vol.144.-P.371-379.
8. Stewart M.D., Bates P.D., Anderson M.G., Price D.A., Burt T.P. Modelling floods in hydrologically complex lowland river reaches// Journal of Hydrology (Elsevier; The Netherlands).-1999.-Vol.223.-P.85-106.
9. Bunyakova Yu.Ya. and Glushkov A.V. Analysis and forecasting effect of anthropogenic factors on air basin of industrial city.-Odessa: Ecology, 2010.-256p.
10. Глушков А.В., Балан А.К., Баланюк Е.П. Метод многофакторного системного и мультифрактального моделирования в задачах расчета экстремальных

- гидрологических явлений//Ecology of Siberia, the Far East and the Arctic.-2003.-V.2.-P.113-118.
11. *Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L.* Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation // Journal of Hydrology (Elsevier; The Netherlands). – 2006. – Vol. 322. – No. 1-4. – P. 14-24
  12. *Loboda N.S., Glushkov A.V., Khokhlov V.N.* Using meteorological data for reconstruction of the annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal functions approach to Moldova-Southwest Ukraine region//Atmospheric Research.-2005.-Vol.77.-P.100-113.
  13. *Глушков А.В., Балан А.К.* Многофакторный мультифрактальный подход в задачах моделирования стока и краткосрочном гидрологическом прогнозе (на примере р. Дунай) // Метеорология, климатология, гидрология.-2004.-№48.-С.392-396.
  14. *Балан А.К.* Метод мультифакторного системного моделирования в задачах расчета экстремальных гидрологических явлений// Метеорология, климатология и гидрология.-2002.-№45.-С.147-152.
  15. *Глушков А.В., Хохлов В.Н., Сербов Н.Г., Балан А.К., Бунякова Ю.Я., Баланюк Е.П.* Низкоразмерный хаос во временных рядах концентраций загрязняющих веществ в атмосфере и гидросфере// Вісник ОДЕКУ.-2007.-N4.-С.337-348.
  16. *Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Y.* Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method//Atmospheric Environment (Elsevier; The Netherlands).-2008.-Vol.42.-P.7284–7292.
  17. *Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Serbov N.G., Zhurbenko K.* Signatures of low-dimensional chaos in hourly water level measurements at coastal site of Mariupol, Ukraine// Stoch.Environment Res. Risk Assess. (Springer).-2008.-Vol.22,N6.-P.777-788.
  18. *Глушков А.В., Хохлов В.Н., Препелица Г.П., Цененко И.* Временная изменчивость содержания атмосферного метана: влияние североатлантической осцилляции// Оптика атмосферы и океана.-2004.-Т.14,№7.-С.219-223.
  19. *Svoboda A., Pekarova P., Miklanek P.* Flood hydrology of Danube between Devin and Nagymaros in Slovakia.- Nat. Rep.2000 of the UNESKO.-Project 4.1.-Intern.Water Systems.-2000.-96P.
  20. *Pekarova P., Miklanek P., Konicek A., Pekar J.* Water quality in experimental basins.- Nat. Rep.1999 of the UNESKO.-Project 1.1.-Intern.Water Systems.-1999.-98P.

**Хаос-геометричний підхід у моделюванні часових флуктуацій концентрацій забруднюючих сполук у річній воді.**

**Глушков А.В., Сербов М.Г., Шахман І.О., Балан А.К., Соляникова О.П.**

*На підставі нового хаос-геометричного підходу, який базується на методах теорії хаосу та динамічних систем, проведено чисельне дослідження характеристик флуктуаційних часових трендів зміння концентрацій нітратів в ряді водозборів у декількох регіонах Малих Карпат.*

**Ключові слова:** методи теорії хаосу, хаос-геометричний підхід, мультифрактал, забруднення водного середовища

**Chaos-geometrical approach in modelling the temporal fluctuations of the pollution substances concentrations in a river water.**

**Glushkov A.V., Serbov N.G., Shakhman I.A., Balan A.K., Solyanikova E.P.**

*It is carried out numerical modelling characteristics of the fluctuation temporal trends of changing nitrates concentrations in some catchments in a few regions of the Small Carpathians on the basis of the new chaos-geometrical approach combining the chaos theory and dynamical systems methods.*

**Key words:** methods of a chaos theory, chaos-geometrical approach, multi-fractal, pollution of water environment

## ОЦЕНКА СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК РЕК МЕЖДУРЕЧЬЯ ДНЕСТР-ПРУТ

*Проведена статистическая обработка рядов максимальных расходов воды для рек бассейна междуречья Днестр-Прут.*

*Ключевые слова:* статистические методы, максимальные расходы

**Введение.** Общеизвестно, что вследствие многообразия и сложных взаимодействий, непрерывно изменяющихся во времени и пространстве, гидрологические явления имеют, как правило, вероятностно-стохастический характер. В этой связи изучение и выявление фундаментальных закономерностей, свойственных широкому кругу гидрологических явлений, формирующихся вследствие сложных, нелинейных многофакторных связей, оказывается эффективным с использованием как статистических (вероятностно-стохастических), так и современных динамических методов методов (см. напр., [1-6]). Разумеется, применение статистических методов в гидрологических исследованиях имеет определенные особенности, обусловленные специфичностью искомых явлений. [1]. В последние годы широкое применение получили также специфические вероятностно-стохастические и мультифрактальные модели анализа [2-7]. С точки зрения полноты и физической корректности описания гидрологических систем указанный класс методов в определенных аспектах уступает классическим динамическим методам, базирующимся на использовании уравнений типа Сен-Венана либо полной системы уравнений Навье-Стокса. Однако, статистические подходы позволяют относительно просто (с вычислительной точки зрения) и быстро получить крайне ценную информацию о пространственно-временном распределении фундаментальных гидрологических характеристик. Характеризуя статистические методы обработки, следует отметить ряд особенностей. Первая из них заключается в том, что в распоряжении имеется ограниченная информация, которая обычно не может быть существенно увеличена. В связи с этим особую важность приобретают вопросы приведения коротких гидрологических рядов и их статистических параметров к длительному периоду, экстраполяции различных кривых распределения за пределы данных измерений. Вторая особенность состоит в том, что ряды измерений речного стока нередко могут оказаться, неоднородными как во времени, так и в пространстве. Это значительно сужает возможности и осложняет статистическое описание совокупностей гидрологических величин. Чаще всего нарушение однородности рядов стоковых характеристик связано с хозяйственной деятельностью на водосборе. Третья особенность применения статистических методов в гидрологии связано с наличием внутрирядной связанности, которая нарушает принцип случайности, в результате чего объём независимой информации, заключенной в том или ином гидрологическом ряду, уменьшается. Целью данной статьи является статистический анализ рядов максимальных расходов воды для рек бассейна междуречья Днестр-Прут.

**Метод.** Рассмотрим 3-параметрическое гамма-распределение. Данная кривая представляет общий случай распределения, описывающего стоковые ряды при любых соотношениях  $C_s$  к  $C_v$  [1,3]. Такое свойство трёхпараметрического гамма распределения исключает область отрицательных значений при экстраполяции эмпирических кривых обеспеченности в нижней части. Отмеченная универсальность достигается за счет замены признака распределения  $X$  с помощью введения новой переменной  $Z$

$$Z = b \cdot x^c, \quad (1)$$

где  $b$  и  $c$ - параметры функции. При  $C_s=2C_v$  кривые Пирсона третьего типа и трёхпараметрического распределения совпадают, причем новый закон называется гамма распределением и описывается уравнением вида

$$F(z) = \alpha^\alpha z^{\alpha-1} e^{-\alpha z} / \Gamma(\alpha), \quad (2)$$

где  $\alpha$  - параметр,  $\Gamma(\alpha)$ - гамма-функция

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^\infty z^{\alpha-1} e^{-z} / dz \quad (3)$$

Различия выражений (2) и (3) при  $C_s = 2C_v$  объясняются только тем, что при выводе уравнения (2) отсчет ведется не от модального значения, а от начала кривой распределения, т.е. при этом признак распределения всегда находится в области положительных значений. [1,3]. Если  $C_s$  отличается от  $2C_v$ , то (2) преобразуется в уравнение трёхпараметрического гамма распределения

$$f(z) = \beta^\alpha z^{\alpha-1} e^{-\beta z} / \Gamma(\alpha) \quad (4)$$

Параметры  $\beta$  и  $\alpha$  связаны с параметрами  $C_s$  и  $C_v$  следующими соотношениями:

$$\alpha = 4 / C_{vz}^2, \quad \beta = 2 / (C_{sz} C_{vz}). \quad (5)$$

При  $\alpha = \beta$ , что соответствует  $C_s = 2C_v$ , уравнение (5) сводится к (2)

Биномиальное распределение Пирсона 3 типа. Если начало отсчёта совместить с модой, то её уравнение запишется в виде [2]

$$f(z) = y_0 e^{x/d} (1 + x/a)^{a/d}, \quad (6)$$

где  $a$  - расстояние от начала кривой до моды;  $d$ -радиус несимметричности;  $y_0$ -модальная ордината. [1]. Параметры (6) связаны с центральными моментами распределения, причем

$$a + d = 2\beta_2 / \beta_3, \quad (7)$$

где  $\beta_2$  и  $\beta_3$  - соответственно второй и третий центральные моменты. При этом:

$$\beta_2 = C_v^2 m_x^2. \quad (8)$$

Третий центральный момент связан с коэффициентом асимметрии  $C_s$  и средним квадратичным отклонением, откуда

$$\beta_3 = C_s \sigma_x^3 = C_s C_v^3 m_x^3. \quad (9)$$

и наконец:

$$C_s = 2C_v / (1 - k_{min}), \quad (10)$$

где  $k_{min} = x_{min}/m_x$  – модульный коэффициент минимального значения ряда. При этом возможны случаи: наименьшее значение ряда  $x_{min}=0$ ,  $x_{min}>0$ ,  $x_{min}<0$ . В первом случае  $C_s = 2C_v$ , во втором  $C_s > 2C_v$ , и в третьем  $C_s < 2C_v$ . Третий случай противоречит природе стоковых рядов; поэтому биномиальная кривая может использоваться лишь при  $C_s > 2C_v$ . Из свойств кривой биномиального распределения Пирсона 3 типа можно отметить следующее: она ограничена нижним, но не ограничена верхним пределом, т.е. при  $x \rightarrow \infty$  кривая асимптотически приближается к оси абсцисс; опирается на три

статистических параметра  $m_x$ ,  $C_s$  и  $C_v$ , а при  $x_{min}=0$  становится двухпараметрическим распределением, так как  $C_s$  не является самостоятельным параметром.

**Результаты и выводы.** Для рек бассейна междуречья Днестр-Прут в соответствии с рекомендациями нормативного документа СНиПа 2.01.14-83 статистическая обработка рядов максимальных расходов воды весеннего половодья проводилась двумя методами: моментов и наибольшего правдоподобия. Получены три основных статистических характеристики: среднее многолетнее значение, коэффициент вариации  $C_v$ , коэффициент асимметрии  $C_s$  (таблица 1).

Таблица 1 - Статистические характеристики временных рядов максимальных расходов воды весеннего половодья.

N	Река-пост	Q <sub>ср</sub> , м <sup>3</sup> /с	Метод моментов			Метод наибольшей правдоподобности			
			$C_v$	$C_s$	$R_l$	$\lambda_2$	$\lambda_3$	$C_v$	$C_v/C_s$
1	Мурафа –с.Кудиевцы	13,6	1,37	3,11	-0,175			1,28	2,4
2	Марковка–с.Слобода Подлесовская	21,6	1	1,19	0,005			0,98	1,1
3	Каменка-пгт.Каменка	12,4	1,23	1,95	-0,11	-0,34	0,27		
4	Белоча-с.Белочи	10,9	1,51	2,6	-0,157			1,39	1,9
5	Чёрная-с.Чёрна	10,6	1,47	2,4	0,051			1,35	1,8
6	Молокиш-с.Б.Молокиш	11,3	1,69	2,85	-0,11	-0,46	-0,38		-
7	Рыбница-с.Андреевка	3,22	0,95	1,29	-0,27	-0,28	0,19		-
8	Ягорлык-с.Дойбаны	11,3	1,25	2,29	0,1	-0,285	0,255	1,11	1,1
9	Реут-г.Бельцы	23,3	1,18	3,56	0,11	-0,22	0,22	1,01	2,4
10	Куболта-с.Куболты	21,6	0,61	1,05	0,31	-0,085	0,077	0,64	2,9
11	Кайнар-с.Севирова	13,6	0,93	1,79	0,18	-0,2	0,16	0,9	2
12	Картофлянка-с.Картофлянка	9,5	2,41	3,52	-0,09			2,04	1,7
13	Каменка–с.Гвоздово	12,9	1,33	2,15	-0,215			1,22	1,8
14	б.Погорна–с.Домулужаны	2,38	1,75	2,95	-0,061			1,57	1,9
15	Мал.Чулук-с.Теленешты	11,7	1,13	2	-0,02	-0,25	0,22	1,02	1
16	Кула-с.Гульбока	11,7	1	0,61	-0,477			0,92	0,7
17	Икель–с.Пашканы	7,19	0,73	0,9	-0,343			0,7	1,3
18	Балцата-с.Балцаты	2,74	1,65	3,1	-0,11	-0,41	0,36		-
19	Бык-г.Калараш	6,22	0,7	1,24	-0,15			0,69	1,8
20	Бык-г.Кишинев	11,5	1,01	1,34	-0,45	-0,26	0,2		-
21	Пожарная-с.Сипотены	3	0,79	1,4	-0,02	-0,16	0,12	0,75	1,7
22	Ишновец-с.Сынжера	4,6	1,49	1,84	-0,16	-0,46	0,36		-
23	Ботна-с.Каушаны	9,53	1,61	2,34	-0,15	-0,44	0,38		-
24	Когильник-г.Котовск	5,39	0,63	0,35	0,04	-0,13	0,09	0,63	1
25	Тараклия-с.Тараклия	3,9	2,18	2,47	-0,13	-0,82	0,62		-
26	Ялпух-ж.д.ст.Комрат	4,49	1,54	2,45	-0,03	-0,55	0,36		-
27	Делия-с.Пырлица	2,4	1,05	1,31	-0,25	-0,27	0,21		-

Как видно из табл.1 коэффициент вариации, рассчитанный по методу моментов колеблется в широких пределах – от 0,61 (р.Куболта-с.Куболты) до 2,41 (р.Картофлянка-с.Картофлянка); значения  $C_v$ , рассчитанные по методу наибольшего правдоподобия близки к значениям, рассчитанным по методу моментов. Во время статистической обработки также учитывался коэффициент автокорреляции  $R_l$  (табл.1), и в тех случаях, когда он оказывался значимым при расчёте  $C_v$  и  $C_s$  в формулы вносились соответствующие поправки. По методу моментов также получен коэффициент

асимметрии  $C_S$  (табл.1), его значения изменяются – то 0,35 (р.Когильник-г.Котовск) до 3,56 (р.Реут-г.Бельцы). Поэтому в случае расчёта по методу наибольшего правдоподобия получено соотношение  $C_S/C_V$ , которое для рассматриваемой территории можно усреднить и принять равным 1.5. Во время статистической обработки также учитывался коэффициент автокорреляции  $R_I$  (табл.1), и в тех случаях, когда он оказывался значимым при расчёте  $C_V$  и  $C_S$  в формулы вносились соответствующие поправки. По методу моментов также получен коэффициент асимметрии  $C_S$  (табл.1), его значения изменяются – то 0,35 (р.Когильник-г.Котовск) до 3,56 (р.Реут-г.Бельцы). Поэтому в случае расчёта по методу наибольшего правдоподобия получено соотношение  $C_S/C_V$ , которое для рассматриваемой территории можно усреднить и принять равным 1.5.

Следующим этапом статистической обработки рядов максимальных расходов являлся расчёт значений заданной вероятности превышения. Используя таблицы трёхпараметрического гамма – распределения [8] были определены модульные коэффициенты  $k = f(C_V, C_S/C_V, P\%)$ , а затем рассчитаны значения разной вероятности превышения, которые представлены в табл.2.

Таблица 2 - Расчет максимальных расходов весеннего половодья разной обеспеченности ( $P=1,3,5,10\%$ ) при  $C_S=2C_V$

N	Река-пост	Qcp, м <sup>3</sup> /с	$C_V$	Q1%, м <sup>3</sup> /с	Q3%, м <sup>3</sup> /с	Q5%, м <sup>3</sup> /с	Q10%, м <sup>3</sup> /с
1	Мурафа-с.Кудиевцы	13,6	1,28	80,8	62,6	53,9	40,4
2	Марковка-с.Слобода Подлесовская	21,6	0,98	97,4	75,5	64,9	48,7
3	Каменка-пгт.Каменка	12,4	1,23	70,4	54,6	46,9	35,2
4	Белоче-с.Белочи	10,9	1,39	70,9	55,0	47,3	35,5
5	Чёрная-с.Чёрна	10,6	1,35	66,7	51,7	44,5	33,4
6	Молокиш-с.Б.Молокиш	11,3	1,69	89,8	69,6	59,9	44,9
7	Рыбница-с.Андреевка	3,22	0,95	14,1	10,9	9,4	7,1
8	Ягорлык-с.Дойбаны	11,3	1,11	57,6	44,7	38,4	28,8
9	Реут-г.Бельцы	23,3	1,01	108,2	83,9	72,1	54,1
10	Куболта-с.Куболты	21,6	0,64	65,9	51,1	43,9	33,0
11	Кайнар-с.Севиново	13,6	0,9	56,4	43,7	37,6	28,2
12	Картофлянка- с.Картофлянка	9,5	2,04	92,5	71,7	61,7	46,3
13	Каменка-с.Гвоздово	12,9	1,22	72,7	56,4	48,5	36,4
14	б.Погорна- с.Домулужаны	2,38	1,57	18,1	14,0	12,1	9,1
15	Мал.Чурук- с.Теленешты	11,7	1,02	54,9	42,6	36,6	27,5
16	Кула-с.Гульбока	11,7	0,92	49,1	38,1	32,7	24,6
17	Икель-с.Пашканы	7,19	0,7	23,7	18,4	15,8	11,9
18	Балцата-с.Балцаты	2,74	1,65	21,2	16,4	14,1	10,6
19	Бык-г.Калараш	6,22	0,69	20,2	15,7	13,5	10,1
20	Бык-г.Кишинев	11,5	1,01	53,4	41,4	34,8	26,7
21	Пожарная-с.Сипотены	3	0,75	10,5	8,1	6,8	5,3
22	Ишновец-с.Сынжера	4,6	1,49	32,3	25,0	18,1	16,2
23	Ботна-с.Каушаны	9,53	1,61	72	55,8	38,4	36,0
24	Когильник-г.Котовск	5,39	0,63	16,2	12,6	11,9	8,1
25	Тараклия-с.Тараклия	3,9	2,18	38,0	29,4	17,6	19,0
26	Ялпук-ж.д.ст.Комрат	4,49	1,54	32,5	25,2	17,9	16,3
27	Делия-с.Пырлица	2,4	1,05	11,6	9,0	7,5	5,8



### Список литературы

1. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии.- Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 423С.
2. Кучмент Л.С, Демидов В.Н, Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока.-М.: Наука,1993.- 350С.
3. Гопченко Е.Д., Нагаева С.П. Овчарук В.А. Збірник методичних вказівок до практичних знань з дисципліни “Гідрологічні розрахунки”- Одеса, ОГМІ, 2001. – 58С
4. Loboda N.S., Glushkov A.V., Khokhlov V.N. Using meteorological data for reconstruction of the annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal functions approach to Moldova-Southwest Ukraine region//Atmospheric Research.-2005.-Vol.77.- P.100-113.
5. Сербов Н.Г., Сухарев Д.Е., Балан А.К. , Дудинов А.А. Моделирование экстремально высоких паводков и временных флуктуаций концентраций загрязняющих веществ (хлори-дов) в речной воде// Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту.-2011.- N11.-С.172-177.
6. Maftuoglu R.F. New models for non-linear catchments analysis// Journal of Hydrology (Elsevier).-1984.-Vol.73.-P.335-357.
7. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик (СНиП 2.01.14-83). - Л.: Гидрометеиздат, 1984. - 447с.

#### **Оцінка статистичних характеристик річок міжріччя Дністер-Прут.**

**Дудинов О.А.**

*Проведена статистична обробка рядів максимальних витрат води для річок басейну міжріччя Дністер-Прут.*

**Ключові слова:** статистичні методи обробки, максимальні витрати

#### **Estimate of statistical characteristics for rivers of the Dniester-Prut interfluves.**

**Dudinov A.A.**

*It is performed statistical processing the series of maximal runoff for rivers of the Dniester-Prut interfluves basin .*

**Keywords:** statistical processing methods, maximum runoff

## УДОСКОНАЛЕННЯ НОРМАТИВНОЇ БАЗИ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ РОЗРАХУНКОВИХ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ РІЧОК У МЕЖАХ ПРИЧОРНОМОРСЬКОЇ НИЗОВИНИ

*Обґрунтовується науково-методична основа для побудови розрахункової методики, необхідної для нормування характеристик максимального стоку весняних водопілля і дощових паводків рідкісної ймовірності перевищення на території Причорноморської низовини.*

*Ключові слова: нормативна база, максимальний стік річок, весняне водопілля, дощові паводки,*

**Вступ.** Досліджувана територія розташовується на півдні України, обмежується Чорним і Азовським морями (між дельтою р. Дунай - на заході і р. Дніпро – на сході) і, відповідно до [1], поділяється на декілька фізико-географічних областей: Дунайсько-Дністровську, Дністровсько-Бузьку і Бузько-Дніпровську.

Річки Причорномор'я характеризуються періодичним стоком під час весняного сніготанення і випадіння інтенсивних дощів (злив).

Починаючи з 70-х років минулого століття, тобто після запровадження на території колишнього СРСР нормативних документів СН435-72, а потім і СНіП2.01.14-83, теоретичні дослідження багато в чому не поглиблювались, а підмінялися фактично лише уточненнями на регіональному рівні параметрів згаданих вище нормативних документів.

Щодо Причорномор'я, то опора у нормативних документах у своїй більшості робилася переважно на використанні стокової інформації, тоді як у межах досліджуваної території стаціонарна гідрологічна мережа на річках з місцевим стоком майже відсутня, причому не тільки на невеликих, а навіть і на середніх за розмірами річках.

Викладене свідчить про актуальність розробки більш досконалих теоретичних і методичних підходів щодо нормування характеристик максимального стоку річок, які б базувалися не лише на стоковій інформації, але й на матеріалах метеорологічних спостережень.

**Мета роботи** полягає в обґрунтуванні єдиної теоретичної моделі формування максимального стоку весняного водопілля і дощових паводків, незалежно від розміру водозборів, і її реалізація на прикладі річок Причорноморської низовини, використовуючи сучасні бази даних спостережень гідрометеорологічної мережі станцій і постів.

**Аналіз існуючої в Україні нормативної бази в області розрахунку характеристик максимального стоку річок** автори даної роботи свого часу виконали у ряді монографій [2-4]. Не зупиняючись на ретельному аналізі формул, що пропонуються у діючих нормативних документах, відзначимо лише їх основні недоліки. До них слід віднести такі:

- 1) відсутність методичного обґрунтування при застосуванні різного типу формул на водозборах з площами  $F < 200 \text{ км}^2$  і  $F > 200 \text{ км}^2$  (дощові паводки);
- 2) використання у формулі граничної інтенсивності трансформаційної функції на невеликих водозборах, замість функції русло-заплавного зарегулювання паводків;
- 3) не зрозуміло, чому при розрахунках максимальних модулів весняного водопілля до базових параметрів залучаються шари стоку  $Y_p$ , а при розрахунках паводків - модуль  $q_{200}$ .

Саме ці й інші недоліки нормативного документу СНіП 2.0114-83 [5] потребують побудови нових розрахункових методик максимального стоку паводків і водопілля на принципово інших теоретичних засадах.

**Науково-методична база, що рекомендується для нормування розрахункових характеристик максимального стоку паводків і водопілля.**

У монографії [3] авторами пропонується за вихідну модель формування максимального стоку паводків і водопілля взяти схему руслових ізохрон. Складовими цієї моделі є гідрограф схилового припливу, функції ізохрон і русло-заплавного регулювання паводків і водопілля.

Реалізується модель за допомогою інтегральних рівнянь

- при  $t_p < T_0$

$$Q_m = \int_0^{t_p} q'_t f_t \varepsilon_t dt \quad ; \quad (1)$$

- при  $t_p \geq T_0$

$$Q_m = \int_0^{T_0} q'_t f_t \varepsilon_t dt \quad , \quad (2)$$

де  $Q_m$  - максимальна витрата води паводка чи водопілля;

$q'_t$  - максимальні модулі схилового припливу редуційних гідрографів стоку;

$f_t$  - міжізохронні площадки у межах річкових басейнів (у редуційному форматі);

$\varepsilon_t$  - функція русло-заплавного регулювання паводків чи водопілля (у редуційному варіанті).

Інтегрування (1) і (2), відповідно по  $t_p$  і по  $T_0$  приводить до наступних розрахункових рівнянь

- при  $t_p < T_0$

$$q_m = q'_m l - \frac{m_l + 1}{(n + 1)(m_l + n + 1)} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \quad ; \quad (3)$$

- при  $t_p \geq T_0$

$$q_m = q'_m \frac{n}{n + 1} \frac{T_0}{t_p} \left[ \frac{m_l + 1}{m_l} - \frac{n + 1}{m_l(m_l + n + 1)} \left( \frac{T_0}{t_p} \right)^{m_l} \right] \varepsilon_F \quad ; \quad (4)$$

де  $q_m$  - максимальний модуль паводка чи водопілля;

$q'_m$  - максимальний модуль схилового припливу під час паводків чи водопілля

$$q'_m = \frac{n + 1}{n} \cdot \frac{1}{T_0} \cdot Y_m \quad , \quad (5)$$

$n + 1/n$  - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу під час паводків чи водопіль;  $n$  – степеневий показник у рівнянні функції схилового припливу;

$T_0$  – тривалість схилового припливу під час паводків чи водопіль;

$Y_m$  – шар стоку за паводок (водопілля);

$t_p$  – тривалість руслового добігання паводкової (повеневої) хвилі;

$m_1$  – степеневий показник у рівнянні кривих ізохрон;

$\varepsilon_F$  - коефіцієнт русло-заплавного регулювання паводків.

Очевидно, що вирази у квадратних дужках за своєю сутністю є трансформаційними функціями (редукційного типу), які залежать від співвідношення  $t_p/T_0$ , форми водозборів та динаміки припливу води зі схилів до руслової мережі, тобто:

а) при  $t_p/T_0 < 1,0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \quad (6)$$

б) при  $t_p/T_0 \geq 1,0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{n + 1} \frac{T_0}{t_p} \left[ \frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^{m_1} \right]; \quad (7)$$

в) при  $t_p/T_0 = 0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1,0; \quad (8)$$

г) при  $t_p \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0. \quad (9)$$

Узагальнюючи (3) і (4) з урахуванням (6) - (9), розрахункову структуру для нормування характеристик максимального стоку річок можна представити у вигляді

$$q_{p\%} = q'_{p\%} \psi\left(t_p/T_0\right) \varepsilon_F \lambda_{p\%}^r, \quad (10)$$

де  $r$  - коефіцієнт зарегулювання паводків (водопіль) водоймами проточного типу.

За своєю структурою формулу (10) можна вважати універсальною, оскільки її можна застосовувати як для паводків, так і для водопіль, причому незалежно від розміру водозборів.

**Реалізація запропонованої методики для нормування характеристик паводків і водопіль на території Причорноморської низовини.**

*Розрахункова методика для весняного водопілля.* Раніше ми звертали увагу на те, що побудова розрахункової методики для Причорномор'я має проблемні труднощі

через обмеженість і просторову нерівномірність розташування гідрологічних пунктів дослідження. Ось чому доцільно у формулі (5) замість деяких гідрологічних величин (наприклад, шарів стоку  $Y_m$ ) залучити максимальні снігозапаси перед початком водопілля  $S_m$ . Крім того, необхідно врахувати також ще й опади  $x$  від дати  $S_m$  до кінця водопілля. Таким чином, можна записати, що

$$Y_m = (S_m + x)\eta, \quad (11)$$

де  $\eta$  - об'ємний коефіцієнт стоку.

Тоді (5) набуде вигляду

$$q'_m = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_m + x)\eta, \quad (12)$$

де 0,28 – коефіцієнт розмірності (при  $q'_m$  - у  $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ ,  $S_m$  і  $x$  - у мм).

При розрахунках сумарного надходження води на водозбір протягом водопілля  $P_S$  заданої ймовірності перевищення  $P\%$  необхідно мати середні багаторічні величини снігозапасів  $\bar{S}_m$  та  $\bar{x}$ , а також коефіцієнти варіації  $C_V$  та асиметрії  $C_S$  (або нормоване співвідношення  $C_S/C_V$ ). Тоді

$$(P_S)_{P\%} = (\bar{S}_m + \bar{x})k_P, \quad (13)$$

де  $(P_S)_{P\%}$  - загальне надходження на водозбір талих вод від максимальних за зиму снігозапасів і опадів від дати  $S_m$  до закінчення водопілля  $x$ ;  $k_P$  - модульний коефіцієнт сумарного надходження води в період водопілля на водозбір, який залежить від забезпеченості  $P\%$ , коефіцієнта варіації  $C_V$  і співвідношення  $C_S/C_V$ .

Карта середніх багаторічних снігозапасів  $\bar{S}_m$  наведена на рис.1 [3]

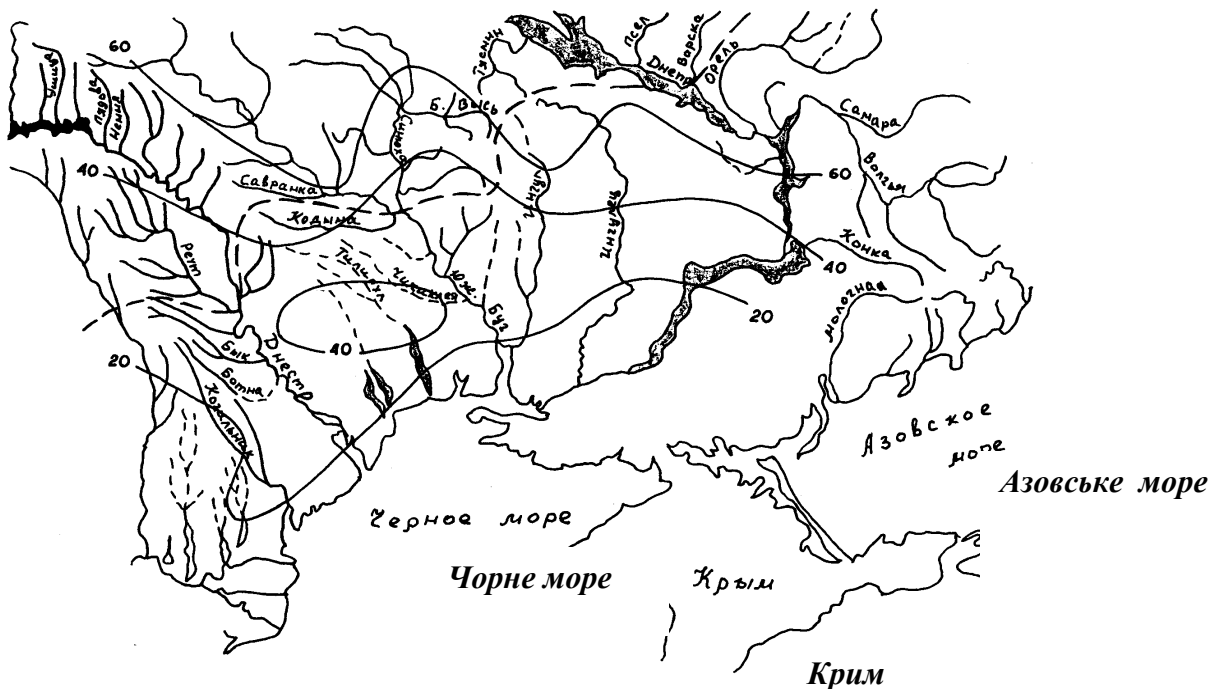


Рис.1 – Розподіл за територією середньобагаторічних величин максимальних перед весняним водопіллям запасів води в сніговому покриві (мм).

При її побудованні використані дані гідрометеорологічних станцій і постів. Змінюються  $S_m$  по території від 20 мм - у межах значної частини Причорноморської низовини до 60 мм - у верхів'ях річок Південний Буг, Інгул та Інгулець. Кількість опадів від дати  $S_m$  до закінчення водопілля  $x$  визначається за емпіричною формулою

$$\bar{x} = 5,4 + 8,11 \lg(F + 1) . \quad (14)$$

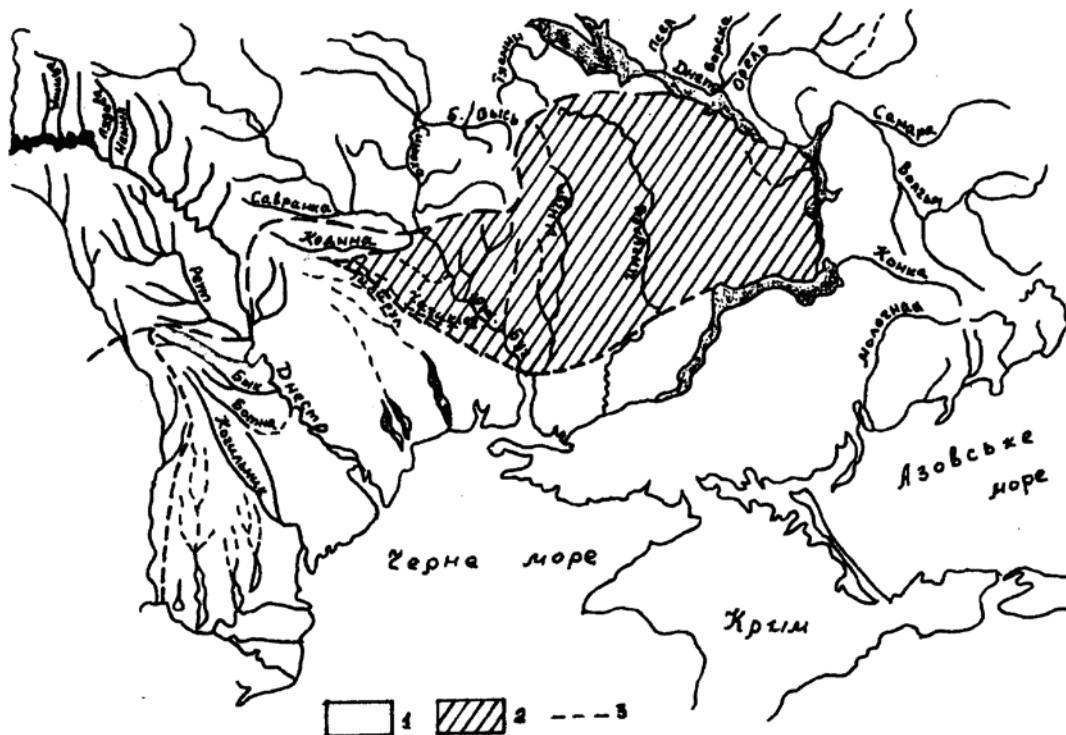
В залежності від розміру водозборів  $F$  величина  $\bar{x}$  коливається у межах території, що розглядається, і може становити від 20 до 37.5 мм, а це дорівнює 31% (р.Інгулець – с. Олександрівка-Степанівка) до 58% (р.Ботна – м. Каушани) від загального надходження води на водозбір у процесі розвитку весняного водопілля.

Коефіцієнт варіації  $C_v$ , необхідний при визначенні модульного коефіцієнта  $k_p$ , описується залежністю від  $\bar{S}_m$ , причому

$$C_v = 0,60 + 0,53(\bar{S}_m - 20)10^{-2} . \quad (15)$$

Співвідношення  $C_s/C_v$ , необхідне для обчислення  $(P_s)_{p\%}$  різної ймовірності перевищення з використанням трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького та М.Ф. Менкеля, для усієї території Причорномор'я взято на рівні 3.5.

Коефіцієнт стоку  $\eta$  нормовано у вигляді таблиці (табл.1) в залежності від географічної приналежності до одного з двох районів, представлених на рис.2.



1 – перший район; 2 – другий район; 3 – межі районів

Рис.2 Районування території за коефіцієнтом стоку весняного водопілля.

Таблиця 1 - Коефіцієнти стоку весняного водопілля на території Причорноморської низовини

Район	Площа водозборів $F$ , км <sup>2</sup>							
	0	10	50	100	500	1000	5000	10000
1	0,65	0,46	0,37	0,33	0,24	0,21	0,18	0,16
2	0,80	0,62	0,53	0,48	0,40	0,37	0,32	0,29

У відповідності з [1], до першого району (Причорноморського) відносяться басейни річок між нижніми відрізками річкових долин Дунаю-Дністра-Південного Бугу-Дніпра. У морфологічному відношенні поверхня району представляє собою низовинну рівнину, яка має ледь помітний ухил у напрямку Чорного моря.

Другий район (Бузько-Дніпровський) простягається між Південним Бугом і Дніпром. Його північна межа визначається підняттями південних схилів Придніпровської височини. Характеризується район складним комплексом південно-степових ґрунтів, але переважно чорноземами південними (перехідними до звичайних), чорноземами південними малогумусовими і чорноземами південними солонцюватими, які послідовно змінюються з півночі на південь.

Коефіцієнт часової нерівномірності  $\frac{n+1}{n}=6,0$ , а  $n = 0,20$ . Визначається він як екстрапольоване на вісь ординат значення коефіцієнта часової нерівномірності руслового стоку  $(m+1)/m$  при  $F=0$  на регіональній залежності  $(m+1)/m = f[\lg(F+1)]$ . У свою чергу  $(m+1)/m$  обчислювався по матеріалах спостережень за максимальним стоком весняного водопілля як

$$\frac{m+1}{m} = \frac{T_n Q_m}{Y_m F} 86,4, \quad (16)$$

де  $Q_m$  - максимальна витрата води за водопілля, м<sup>3</sup>/с;

$T_n$  - тривалість водопілля, д;

$Y_m$  - шар стоку за водопілля, мм;

$F$  - площа водозбору, км<sup>2</sup>.

Тривалість руслового добігання  $t_p$  до розрахункових створів є співвідношення гідрографічної довжини річки  $L$  до швидкості руху повеневої хвилі  $V_\partial$ , тобто

$$t_p = \frac{L}{V_\partial}. \quad (17)$$

Авторами [3] для річок Причорномор'я обґрунтована формула швидкості вигляду

$$V_\partial = 1,19 F^{0,14} I_{38}^{0,33}, \quad (18)$$

$V_\partial$  - швидкість руслового добігання, км/год;

$I_{38}$  - середньозважений ухил річки, ‰.

Проблемними в структурі (10) залишаються параметр тривалості схилового припливу талих вод до руслової мережі  $T_0$ , а також коефіцієнт русло-заплавного

регулювання максимальних модулів стоку  $q_m$  у гідрографічній мережі  $\varepsilon_F$ , оскільки наявні спостереження за ними не проводяться в системі Гідрометслужби.

В [6] обґрунтовано, а потім за допомогою розробленої на кафедрі гідрології суші ОДЕКУ комп'ютерної програми «Сагау» (з використанням обчислювальних процедур, заснованих на методі однокрокової інтеграції) реалізовано спосіб визначення параметрів  $T_0$  і  $\varepsilon_F$  в рамках формули А.М.Бєфані [7]. Узагальнено тривалість припливу  $T_0$  у вигляді карти, наведеної на рис.3 [3], з якої видно, що у межах Причорноморської низовини  $T_0$  змінюється від 50 до 150 год, в залежності від географічного положення об'єктів.

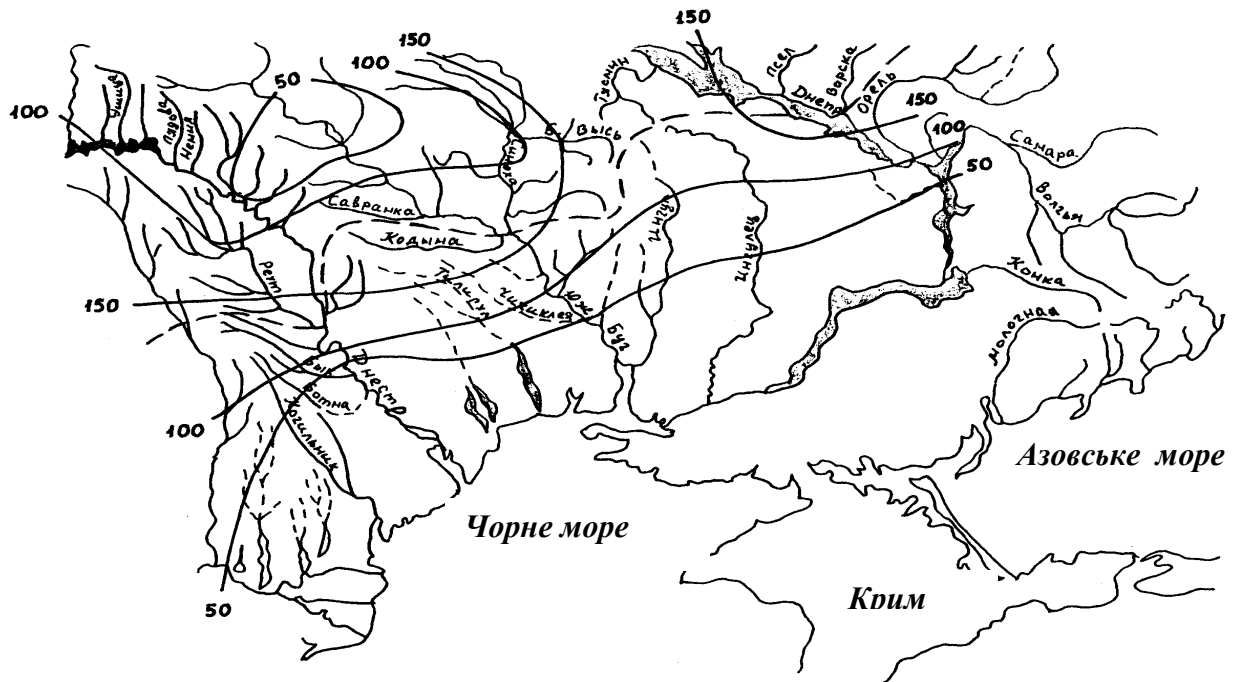


Рис.3 – Розподіл за територією Причорноморської низовини тривалості схилового припливу під час весняного водопілля (год).

Встановивши тривалості руслового добігання  $t_p$  і схилового припливу  $T_0$ , за їх відношенням обирається для визначення коефіцієнта трансформації  $\psi(t_p/T_0)$  одне із рівнянь (6) - (9). Розрахункові величини  $\psi(t_p/T_0)$  для весняного водопілля у межах території Причорномор'я доцільно обчислювати при  $m_1=1$ , а  $(m_1 + 1)/m_1=2.0$ .

Коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання  $\varepsilon_F$  визначається з табл.2 в залежності від площі водозборів.

Таблиця 2 - Коефіцієнти русло-заплавного регулювання максимального модуля стоку весняного водопілля річок Причорномор'я

F, км <sup>2</sup>	0	10	100	500	1000	5000	≥10000
$\varepsilon_F$	1.0	0.63	0.35	0.25	0.22	0.18	0.10



Щодо коефіцієнта зарегулювання максимального стоку водоймами проточного типу  $r$ , то

$$r = \frac{I}{I + cf'_{oz}}, \quad (19)$$

де  $c$  – параметр, числове значення якого визначається середнім багаторічним шаром стоку за період водопілля (паводка);

$f'_{oz}$  – середня зважена озерність.

Точність запропонованої методики відповідає вимогам чинного нормативного документу СНіП 2.0114-83, тобто не перевищує  $\pm 20\%$ .

*Дощові паводки.* Зливові опади, як основний чинник формування дощових паводків на території Причорномор'я, розподіляються досить нерівномірно і суттєво відрізняються від розподілу річних сум опадів, які в цілому мають зональний характер, зменшуючись у південному і південно-східному напрямках.

Визначні дощові паводки були зареєстровані у різні роки на правобережжі України (у середній і нижній частинах басейну р. Південний Буг). Зокрема, йдеться про зливовий дощ 29.08. 1947 р., коли були зафіксовані високі добові величини опадів по метеорологічних станціях: Вознесенськ – 140,8 мм, Первомайськ – 104,2 мм, Звенигородка – 76,5 мм, Одеса – 74,6 мм, Нижні Сарогози – 100мм, Асканія Нова – 91 мм, Березанка – 99 мм, Олександрівка – 177мм. Площа зрошення опадами 70 мм і більше становила 25000 км<sup>2</sup>.

Злива 30.06.1955 року в районі м. Миколаїв була особливо визначною, навіть катастрофічною. Протягом майже 2-х годин дощ мав інтенсивність 1,33 мм/хв при найбільшій – 2,92 мм/хв протягом 5 хвилин і 2,07-2,10 мм/хв – ще протягом 14 хвилин. Загальна ж сума опадів досягла 190,2 мм. Дощ супроводжувався сильною грозою, місцями випадав град, виникали шквали та смерчі. Але площа зрошення під час зливи була порівняно невелика – десь приблизно 1200 км<sup>2</sup>.

Можна навести ще один приклад, пов'язаний зі зливою, що спостерігалася 12-15 вересня 2013р. в басейні р.Когильник. Так, 12 вересня випала така кількість опадів: метеостанція Сарата – 35,0 мм, метеостанція Болград – 22,0 мм, агрометпост Тарутине – 196,9 мм (при регіональній добовій величині ймовірністю щорічного перевищення 1 раз у 100 років приблизно 100 мм), агрометпост Татарбунари – 60,8 мм; 13 вересня: метеостанція Сарата – 25,0 мм, метеостанція Болград – 33,0 мм, агрометпости Тарутине – 60,0 мм і Татарбунари – 23,2 мм; 14 та 15 вересня: метеостанції Сарата – 9,0 мм та 3,0 мм Болград - 17,0 мм та 3,0 мм, агрометпости Тарутине – 11,8 мм та 2,8 мм і Татарбунари - 9,7мм та 3,2 мм.

Зазвичай, катастрофічні за наслідками зливи спостерігаються у південно-степовій зоні, коли кількість опадів, що випала, перевищує 150-160 мм.

При нормуванні розрахункових характеристик максимального стоку дощових паводків використана та сама структура формули, що й при нормуванні характеристик весняного водопілля на території Причорноморської низовини (10), але в дещо іншій редакції.

Як вже йшлося раніше, на території Півдня України гідрологічна мережа спостережень досить обмежена, тому при розробці нормативних рекомендацій не лише по водопіллях, а й по паводках виникає необхідність залучення даних спостережень за атмосферними опадами (теплого періоду). Авторами, виходячи з цих міркувань, пропонується такий варіант формули для визначення  $q'_{1\%}$

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{I}{T_0} H_{1\%} \eta_0, \quad (20)$$

де  $H_{1\%}$  – добовий максимум опадів теплої періоду забезпеченістю  $P=1\%$ ;  
 $\eta_0$  – збірний коефіцієнт стокоутворення.

Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води  $Q_m$ , шарів паводкового стоку  $Y_m$  і добових опадів  $H_m$  виконувалась за допомогою методів моментів і найбільшої правдоподібності з використанням кривої трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького та М.Ф. Менкеля. Враховуючи, що часові ряди за опадами і характеристиками паводкового стоку порівняно короткі і не задовольняють вимоги СНіП 2.0114-83 щодо точності в межах  $\pm 20\%$ , авторами здійснене уточнення відповідних розрахункових величин. Зокрема, з'ясувалося, що уся територія Причорномор'я належить до одного району, а це дало змогу для одновідсоткових квантилів добових опадів, які входять до (31), обґрунтувати  $\dot{I}_{1\%}$  – на рівні 100мм.

Параметри схилового припливу  $(n+1)/n$  і  $T_0$  визначались за методикою, яка раніше була використана для максимального стоку весняного водопілля. Причому, коефіцієнт часової нерівномірності  $(n+1)/n = 3,5$ , а розрахункова тривалість схилового припливу для умов степової зони  $T_0 = 2,5$  год. Наведені кількісні значення  $(n+1)/n$  і  $T_0$  задовільною мірою узгоджуються з рекомендаціями П.Ф. Вишневецького (1964), Г.М. Андрієвської, Є.Д. Гопченка, В.А. Овчарук [8].

Уточнення величин максимальних модулів паводкового стоку  $q_{1\%}$  виконувалось комплексно у декілька етапів. Спочатку по кожному часовому ряду вибиралися максимальні витрати води  $Q_m$ , які потім перераховувалися у відповідні модулі  $q_m$ . У подальшому за індивідуальними для кожного водозбору значеннями  $q_m$  у логарифмічних координатах була побудована залежність  $lg q_m = f[lg(F+1)]$ . Описується вона рівнянням

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}}. \quad (21)$$

Виходячи з (21), при  $n_1 = 0,73$  встановлені для кожного водозбору максимальні модулі гідрографів схилового припливу  $q'_m$ . Саме їх по території було узагальнено за допомогою кривої забезпеченості забезпеченостей [9]. На її основі встановлене для степової зони Причорноморської низовини при  $P=1\%$  базове «точкове» значення  $q'_{1\%} = 15,7 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ . За цих розрахункових параметрів коефіцієнт стокоутворення  $\eta_0$  становить 0.40, що підтверджується і аналізом відношень  $(Y_{1\%})_{F=0} / H_{1\%}$ , де  $(Y_{1\%})_{F=0}$  – шари стокоутворення.

Трансформаційна функція  $\psi(t_p/T_0)$  за співвідношеннями  $t_p/T_0$  розраховується з використанням у кожному випадку одного з рівнянь (6) – (9). Щодо параметра  $m_1$ , то для умов формування дощових паводків

$$m_1 = 2,0 - 0,26 \lg(F+1). \quad (22)$$

Коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання паводків  $\varepsilon_F$  за своїм змістом є збірним параметром, бо крім русло-заплавного зарегулювання він фактично включає в себе ще й нерівномірність просторового розподілу дощових опадів від центру до периферії. Для території Причорномор'я  $\varepsilon_F$  представлено таблицею, залежно від розміру водозборів (табл. 3)

Таблиця 3 - Коефіцієнти русло-заплавного зарегулювання максимальних модулів стоку дощових паводків річок Причорномор'я

$F, \text{ км}^2$	0	10	100	500	1000	5000	10000 і більше
$\varepsilon_F$	1	0,46	0,15	0,091	0,082	0,079	0,078

Коефіцієнт зарегулювання паводків водоймами проточного типу  $r$  розраховується за формулою (19) чинного нормативного документу СНіП 2.0114-83[2].

Перехідний коефіцієнт від опорної забезпеченості  $P=1\%$  при розрахунку максимальних модулів стоку  $\lambda_{P\%}$  різної забезпеченості табульовано (табл. 4)

Таблиця 4 - Коефіцієнти забезпеченості  $\lambda_{P\%}$

$P\%$	1,0	3,0	5,0	10
<i>Весняне водопілля</i>				
$\lambda_p$	1,0	0,76	0,66	0,53
<i>Дощові паводки</i>				
$\lambda_p$	1,0	0,65	0,52	0,36

Точність запропонованої методики за результатами перевірних розрахунків по 55 річкових водозборах з площами від 28.2 км<sup>2</sup> до 9280 км<sup>2</sup>, відповідає вимогам СНіП 2.0114-83, тобто в середньому не перевищує  $\pm 20\%$ .

Таким чином, методику, обґрунтовану авторами, можна рекомендувати як варіант удосконалення чинної в Україні нормативної бази по розрахунках характеристик максимального стоку весняного водопілля і дощових паводків рідкісної ймовірності перевищення на території Причорноморської низовини.

### **Висновки.**

1. Вперше для території Причорномор'я для максимального стоку весняного водопілля і дощових паводків обґрунтована і реалізована єдина теоретична модель, причому для усього діапазону водозбірних площ, тобто від окремих схилів до великих розгалужених річкових систем.

2. Базовим параметром розрахункової системи є максимальний модуль схилового припливу талих і паводкових вод, який визначається коефіцієнтом часової нерівномірності схилового припливу в період формування дощових паводків і водопіль, шарів стоку і тривалості схилового припливу.

3. Структура розрахункової методики дозволяє використовувати, крім гідрологічної інформації, й метеорологічні дані по снігозапасах (весняне водопілля), а також по дощових опадах (паводки), що й було реалізовано авторами на прикладі річок Причорноморської низовини.

4. Нормативно-розрахункова схема може використовуватись й для інших територій.

## Список літератури

1. Физико-географическое районирование Украинской УССР. - К.: изд.-во КГУ, 1968. - 683 с.
2. Гопченко Е. Д., Овчарук В.А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. - Одеса: ТЭС, 2002. - 110 с.
3. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. - К.: КНТ, 2005. - 148с.
4. Гопченко Е. Д., Овчарук В. А. Шакирзанова Ж.Р. Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р.Прип'яті. - Одеса: Екологія, 2011. - 335 с.
5. Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик. - Л.: Гидрометеиздат, 1984. - 448 с.
6. Гопченко Е.Д. О редуции максимальных модулей дождевого стока по площади// - Метеорология и гідрологія. - 1975. - №2, С.66-71.
7. Бефани А.Н., Основы теории ливневого стока. -Тр. ОГМИ, 1958,- ч.II, вып XIV, - 306 с.
8. Андриевская Г.М., Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. О форме графиков притока воды со склонов в русловую сеть.// - Метеорологія, кліматологія і гідрологія. - 1996. - вип.33, С. 106-110.
9. Калинин Г.П. Проблемы глобальной гидрологии. -Л.: Гидрометеиздат, 1968. - 376с.

### **Усовершенствование нормативной базы для определения расчетных характеристик максимального стока рек в пределах Причерноморской низменности**

**Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Кичук Н.С. Романчук М.Е.**

*В статье рассматриваются научно-методические основы для создания расчетной методологии необходимой для нормирования характеристик максимального стока весеннего половодья и дождевых паводков редкой вероятности и превышения на территории Причерноморской низменности.*

**Ключевые слова:** нормативная база, максимальный сток рек, весеннее половодье, дождевые паводки.

### **Improving the regulatory framework for determining the design characteristics of maximum runoff within the Black Sea Lowland**

**Gopchenko E.D., Ovcharuk V.A., Kychuk N.S., Romanchuk M.E.**

*The article examines the scientific and methodological basis for the creation of calculation techniques necessary for normalization characteristics of maximum flow spring flood and rain floods rare probability of recurrence in the territory of the Black Sea Lowland.*

**Keywords:** regulatory framework, the maximum river flow, spring floods, rain floods.

УДК 551.466

О.І. Сахненко, к.геогр.н.

Одеський державний екологічний університет

## МОДЕЛЮВАННЯ ПРОСТОРОВОЇ МІНЛИВОСТІ КОНЦЕНТРАЦІЇ ЗАВИСІ ТА ХВИЛЬОВИХ ПАРАМЕТРІВ У ПРИБЕРЕЖНІЙ ЗОНІ ЧОРНОГО МОРЯ В РАЙОНІ ЛУЗАНІВКИ, ПОБЛИЗУ КУЯЛЬНИЦЬКОГО ЛИМАНУ

*Виконано розрахунки хвильових параметрів і просторового розподілу зависі в прибережній акваторії Чорного моря в районі Лузанівки, поблизу Куяльницького лиману.*

**Ключові слова:** Лузанівка, прибережна зона, концентрація зависі, вітрові хвилі.

**Вступ.** В останні десятиліття витрати річки Великий Куяльник зменшились [1]. Середньомісячна солоність ропи в південній частині Куяльницького лиману вже 2002 р. зросла до 245 ‰ [2]. Ропа гіперсолоного Куяльницького лиману при зниженні рівнів води в літні періоди 2009-2012 рр перетворювалась в перенасичений водно-сольовий розчин, мінералізація якого за даними Одеського державного екологічного університету в серпні 2009 року досягла 390 ‰, а з липня по серпень 2012 р зросла з 266 до 365 ‰ [3]. Такий водно-сольовий режим Куяльницького лиману може призвести до зниження рекреаційного потенціалу Одеської області, втрати лиману як курорту державного значення [3]. У зв'язку з цим в районі Куяльницького лиману проводяться інтенсивні науково-дослідні та проектно-пошукові роботи, спрямовані на збереження екосистеми лиману та запобігання його пересиханню [3, 4]. У роботі [4] показано необхідність забезпечення самопливної подачі морських вод у лиман за допомогою з'єднувального каналу або трубопроводу. Дано рекомендації щодо можливого наповнення з'єднувальної гідротехнічної споруди (трубопроводу або каналу) «море-лимани» в сучасних умовах. Рішення інженерних задач, пов'язаних з постачанням морської води у лиман, потребують детальної інформації про динамічні процеси, що протікають в прибережній морській акваторії в районі пляжів Лузанівки, де планується будівництво морської частини системи трубопроводів. **Метою роботи** є оцінки хвильових параметрів та концентрацій донного матеріалу в морській воді в зонах інтенсивного скаламучення в прибережній зоні Чорного моря в районі Лузанівки, поблизу Куяльницького лиману, дослідження просторового розподілу концентрацій при штормових умовах.

**Матеріали і методи досліджень.** *Вітровий режим.* Розподіл вітру по градаціях швидкості в районі Одеси свідчить про найбільш характерний для берегових гідрометеорологічних станцій режим слабких вітрів. На більшій частині узбережжя протягом року переважають вітри швидкістю 1-4 м/с. Значну повторюваність, але меншу, ніж градація швидкості вітру 1-4 м/с, має градація швидкості вітру 5-6 м/с. У літні місяці повторюваність швидкостей вітру 1-4 м/с досягає 60 %, в зимові місяці повторюваність цих градацій майже зрівнюється і складає 20-30 %.

Незважаючи на переважання слабких вітрів, на узбережжі Чорного моря спостерігається досить значне число днів з сильним вітром (> 15 м/с). Найбільше таких днів (34-35 д/рік) має місце на північно-східному та північно-західному узбережжі моря. Хоча дні з сильним вітром можливі в будь-які сезони, але в тепле півріччя вони спостерігаються рідше, ніж у холодне. У літні місяці такі дні бувають взагалі не щорічно [5].

Середні місячні і річні швидкості вітру на гідрометеорологічних станціях (ГМС) Одеса-Порт та Одеса-ГМО (гідрометеорологічна обсерваторія) наведені в табл. 1.

Таблиця 1 – Середньомісячна та річна швидкість вітру (м/с) за період 1981-2000 рр. на ГМС «Одеса-Порт» і за період 1961-1990 рр. на ГМС «Одеса-ГМО» [4]

ГМС	Місяць року												Рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Одеса-Порт	4,8	4,7	5,0	4,3	4,3	4,3	4,2	4,0	4,4	4,9	5,6	4,9	4,6
Одеса-ГМО	4,6	4,6	4,3	3,8	3,4	3,2	3,2	3,3	3,4	3,9	4,3	4,3	3,9

За даними ГМС «Одеса-Порт», в районі м. Одеси найбільшу повторюваність має вітер західного напрямку (22,5 %). Вітри північного, північно-західного і південного напрямів мають майже однакову повторюваність (приблизно 14,4-14,5 %). Сумарна повторюваність вітрів північних румбів протягом всього року складає 34,6 % (табл. 2).

Таблиця 2 – Повторюваність напрямів вітру (%) за даними ГМС «Одеса-Порт», середня за період 1981-2000 рр. [4]

Місяць	Півн.	Півн.-Сх.	Сх.	Під.-Сх.	Півд.	Півд.-Зах.	Зах.	Півн.-Зах.
I	17,7	6,6	9,8	4,1	11,5	4,4	30,1	15,8
II	13,7	7,8	15,8	8,7	12,6	3,1	23,7	14,6
III	18,0	9,2	13,9	12,9	13,6	2,7	18,3	11,4
IV	11,9	5,8	15,1	20,1	16,4	2,9	17,2	10,6
V	10,5	3,9	12,5	23,0	18,6	3,5	16,9	11,1
VI	10,9	3,1	8,2	19,1	15,9	3,9	23,1	15,8
VII	14,1	2,0	5,6	15,3	11,8	2,8	27,7	20,7
VIII	14,7	3,5	7,5	14,7	12,1	3,8	24,3	19,4
IX	12,6	3,7	11,1	13,7	17,6	3,6	23,3	14,4
X	16,5	7,6	13,0	10,4	15,8	3,3	19,5	13,9
XI	15,5	8,6	18,1	8,5	12,5	3,5	20,5	12,8
XII	17,8	7,1	11,5	6,5	14,5	5,0	25,3	12,3
Рік	14,5	5,7	11,9	13,1	14,4	3,5	22,5	14,4

Для весняного періоду (березень-травень) характерне поступове зменшення північно-східного, північного і північно-західного перенесень і посилення впливу вітрів південного і південно-східного напрямів.

Влітку південні вітри мають приблизно однакову повторюваність з північними і північно-західними вітрами.

Повторюваність сильних вітрів та їх сумарна тривалість мають чітко виражений річний хід. Максимум припадає на зимові місяці, мінімум – на літні. У 80-85 % усіх виявлених випадків посилення вітру його швидкість не перевищує 15 м/с. Штормові вітри зі швидкістю понад 20 м/с спостерігаються найчастіше в 1-3 % випадків.

Швидкості більш ніж 20 м/с найчастіше досягають штормові вітри південного і західного напрямку. Сильні вітри переважних напрямків найбільш стійкі в часі. У літні місяці безперервна тривалість сильних вітрів знижується. У холодну пору року зростає повторюваність сильних штормових вітрів, найбільш стійких у часі і триваючих іноді по 2-3 доби [5].

**Спектральний підхід до опису поверхневих вітрових хвиль.** Для оцінки параметрів вітрового хвилювання, а також його дисипативних характеристик у прибережній зоні моря використовувалася чисельна хвильова модель SWAN (Simulating Waves Nearshore), розроблена в Delft University (Нідерланди) [6]. SWAN успішно апробована для різних мілководних зон Світового океану.

В SWAN хвилі описуються двовимірним хвильовим спектром щільності дії. Щільність дії дорівнює спектральній густині енергії, поділеній на відносну частоту

$$N(\sigma, \theta) = E(\sigma, \theta) / \sigma, \quad (1)$$

де  $\sigma$  – відносна частота;

$\theta$  – напрямок хвиль.

Розвиток хвильового спектра описується рівнянням спектрального балансу щільності дії, яке має вигляд

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma}, \quad (2)$$

де  $S$  – вираз, що описує процеси генерації, дисипації і нелінійних взаємодій;

$c_x, c_y, c_\sigma, c_\theta$  – швидкості перенесення хвильової енергії у фазовому просторі, що визначаються в припущенні мінливого рельєфу дна і фонових течій на основі методу геометричної оптики.

Хвильове рівняння (2) вирішується з нульовими значеннями  $N$  на твердих межах розрахункової області. На рідких межах величина  $N$  розраховується через висоту і напрямок хвиль. Знаючи розподіл  $N$ , можна визначити частотно-кутовий спектр поверхневого хвилювання за допомогою співвідношення  $E = \sigma N$  і на його основі отримати оцінки спектральних характеристик хвилювання.

За допомогою спектральної хвильової моделі SWAN описано просторовий характер обвалення вітрових хвиль. Модель використовувалася також для обчислення орбітальної швидкості руху біля дна, що неявно описує турбулентний хвильовий режим в придонному шарі.

При обчисленні концентрації донного матеріалу у водній товщі використано такий вираз для вертикального розподілу завислих наносів в придонному шарі [7]

$$C = C_a e^{-Wz / \varepsilon_{s1}}. \quad (3)$$

Для розрахунку вертикального розподілу концентрації завислих наносів поза межами придонного граничного шару використовувався вираз

$$C = C_a e^{-W\delta / \varepsilon_{s1}} \left( \frac{z}{\delta} \right)^{-W\delta / \varepsilon_{s1}}, \quad (4)$$

де  $C$  – об’ємна концентрація завислих наносів;

$W$  – гідравлічна крупність донних наносів;

$C_a$  – величина придонної об’ємної концентрації наносів;

$\delta$  – величина, що характеризує товщину придонного шару;

$z$  – вертикальна координата;

$\varepsilon_{s1}$  – коефіцієнт дифузії частинок в придонному шарі по вертикальній осі.

Як показують дані експериментальних досліджень, в придонному шарі хвильових потоків концентрація завислих наносів добре апроксимується показовою функцією. Це дає можливість припустити, що в придонному шарі  $\varepsilon_{s1} = \text{const}$  [6]:

$$C_a = 0,035 \left( \lg \left( \frac{u_{*m}}{W} D_*^{0,7} \right) \right)^{3,75}, \quad (5)$$

де  $u_{*m}$  – максимальна динамічна швидкість в умовах зернистої шорсткості;

$D_*$  – параметр частинок, згідно з методикою [7].

Зіставлення розрахованих за (3) профілів об’ємних концентрацій наносів з лабораторними даними показало добру відповідність та здатність (3) відображати концентрації зависі в придонному шарі води.

Розрахунок хвильової швидкості тертя поблизу дна  $u_*$  виконувався за формулою [7]

$$u_*^2 = 0,0865 \frac{u_m^2 u_{*m} T}{\lambda} + 0,15 u_{*m}^2 \frac{\Delta^2}{L \delta}, \quad (6)$$

$$L = 1,83 u_{*m} T$$

де  $u_m$  – придонна орбітальна швидкість у хвильовому потоці;

$u_{*m}$  – максимальна динамічна швидкість в умовах зернистої шорсткості;

$\lambda$ ,  $T$  – відповідно довжина та період вітрових хвиль;

$\Delta$  – висота донних рифлів;

$\delta$  – товщина нестационарного турбулентного граничного шару [7].

В якості вихідної, використовувалася нелінійна теорія хвиль малої амплітуди. Розрахунок стаціонарної складової хвильових тангенціальних напружень також здійснювався за алгоритмом, наведеним у [6]. Критичне напруження донного тертя  $\tau_{cri}$ , за якого частинки відриваються від дна, розраховувалося за методикою Ван-Рейна

$$\tau_{cri} = \rho g d_{cp} (\rho_c / \rho - 1) \theta_{cri}, \quad (7)$$

$$\theta_{cri} = 0,24 D_*^{-1} K \text{ при } D_* < 4, \quad (8)$$

$$\theta_{cri} = 0,14 D_*^{-0,64} K \text{ при } 4 < D_* \leq 10,$$

$$\theta_{cri} = 0,04 D_*^{-0,1} K \text{ при } 10 < D_* \leq 20,$$

$$\theta_{cri} = 0,013 D_*^{0,29} K \text{ при } 20 < D_* \leq 150,$$

$$\theta_{cri} = 0,55 K^3 \text{ при } 150 < D_*.$$



$g$  – прискорення вільного падіння;

$d_{cp}$  – середній діаметр частинок;

$\rho_c, \rho$  – щільність завислих частинок і рідини, відповідно;

$K=1$ .

Вітрові хвилі сприяють перемішуванню прибережних вод і скаламучуванню донних відкладів на мілководді, що, в остаточному підсумку, підвищує транспортуючу здатність потоків. Просторовий розподіл зон обвалення вітрових хвиль має важливе значення при протіканні ерозійно-аккумуляційних процесів, транспортуванні та перерозподілі наносів. Розрахунок трансформації й обвалення вітрових хвиль виконувався на акваторії при штормових умовах.

Поле глибин акваторії (рис. 1) розміром  $750 \times 1194$  м апроксимоване розрахунковою сіткою з кроком 27 м по осях  $x$  і  $y$ , які спрямовані на схід і північ відповідно.

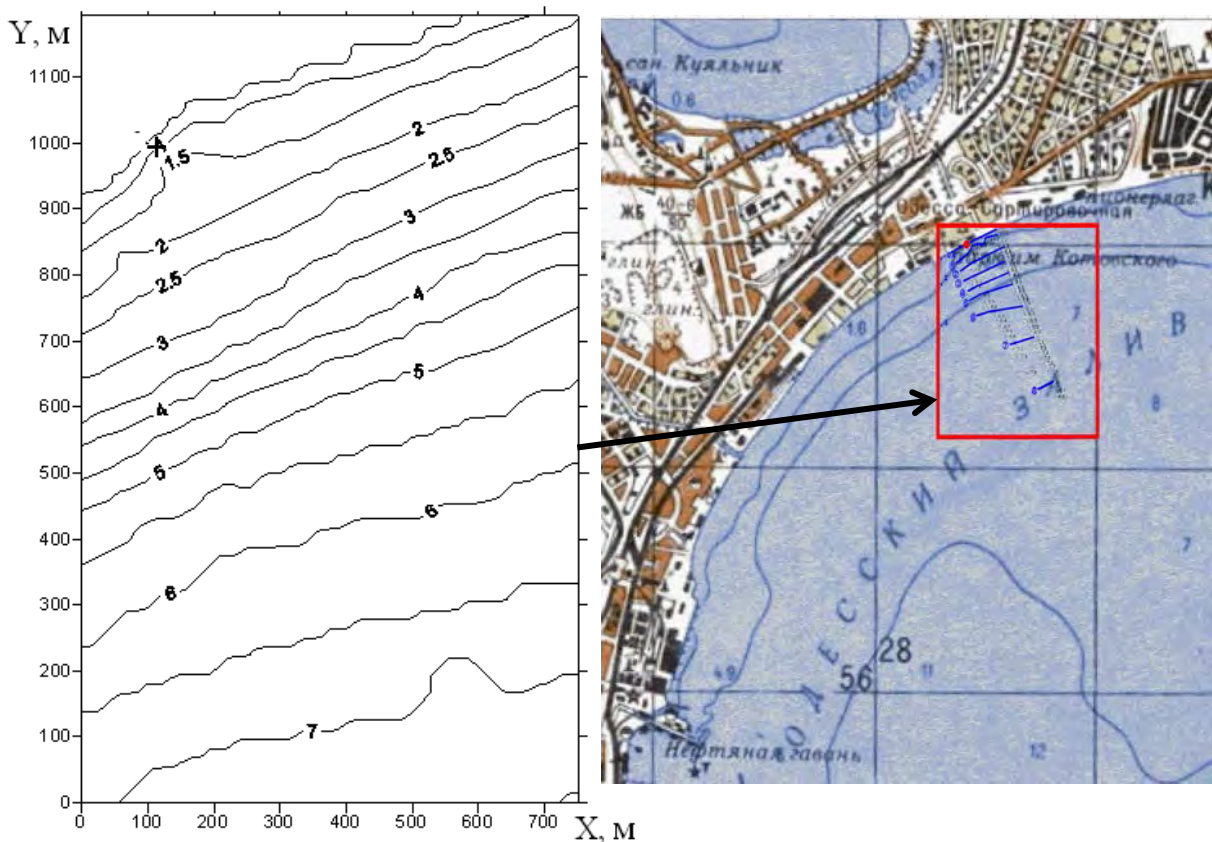


Рис.1 – Просторовий розподіл глибин (м, цифри в розривах ізобат) в районі передбачуваного будівництва морської частини з'єднувальних споруд (позначено символом «+» на рисунку) в Одеській затоці [4]. Рівень води моря  $-0.4$  м БС.

Прийнято, що хвилювання генерується вітром  $15$  м/с південного напрямку. На відкритій морській, тобто східній межі розрахункової області задавалися період і висота значної хвилі  $h_s$ . Середні характеристики хвилювання визначалися з емпіричних співвідношень, що зв'язують їх зі швидкістю вітру, довжиною розгону і глибиною моря [8]. Висота значної хвилі  $h_s$  визначалася із співвідношення, яке пов'язує її з середньою висотою хвилі  $\bar{h}$  [9]

$$\bar{h} = 0,6 h_s. \quad (9)$$

При південному вітрі зі швидкістю 15 м/с усталене хвилювання на глибокій морській межі розрахункової області характеризується наступними значеннями параметрів: висота значної хвилі  $h_s=2,1$  м, середній хвильовий період – 4,4 с. Розраховані характеристики вітрового хвилювання при заданих вітрових умовах узгоджуються з даними спостережень над хвилюванням, отриманими Геофізичною обсерваторією Одеського державного екологічного університету [10].

Хвильовий спектр визначався з дискретністю  $4^\circ$  по кутовій координаті. Для частотної координати використовувалася нерівномірна сітка з 25 вузлами. Мінімальна частота 0,01 Гц. Максимальне значення висоти хвилі в зоні обвалення визначалося співвідношенням

$$h_{\max} = \gamma \cdot H, \quad (10)$$

де  $\gamma = 0.78$  – параметр обвалення.

**Результати досліджень.** Моделювалася трансформація вітрових хвиль при реально існуючій конфігурації берегової лінії і промірах глибин, виконаних у 2012 р. [4]. Розраховане поле мінливості висот вітрових хвиль на прибережній акваторії наведено на рис.2.

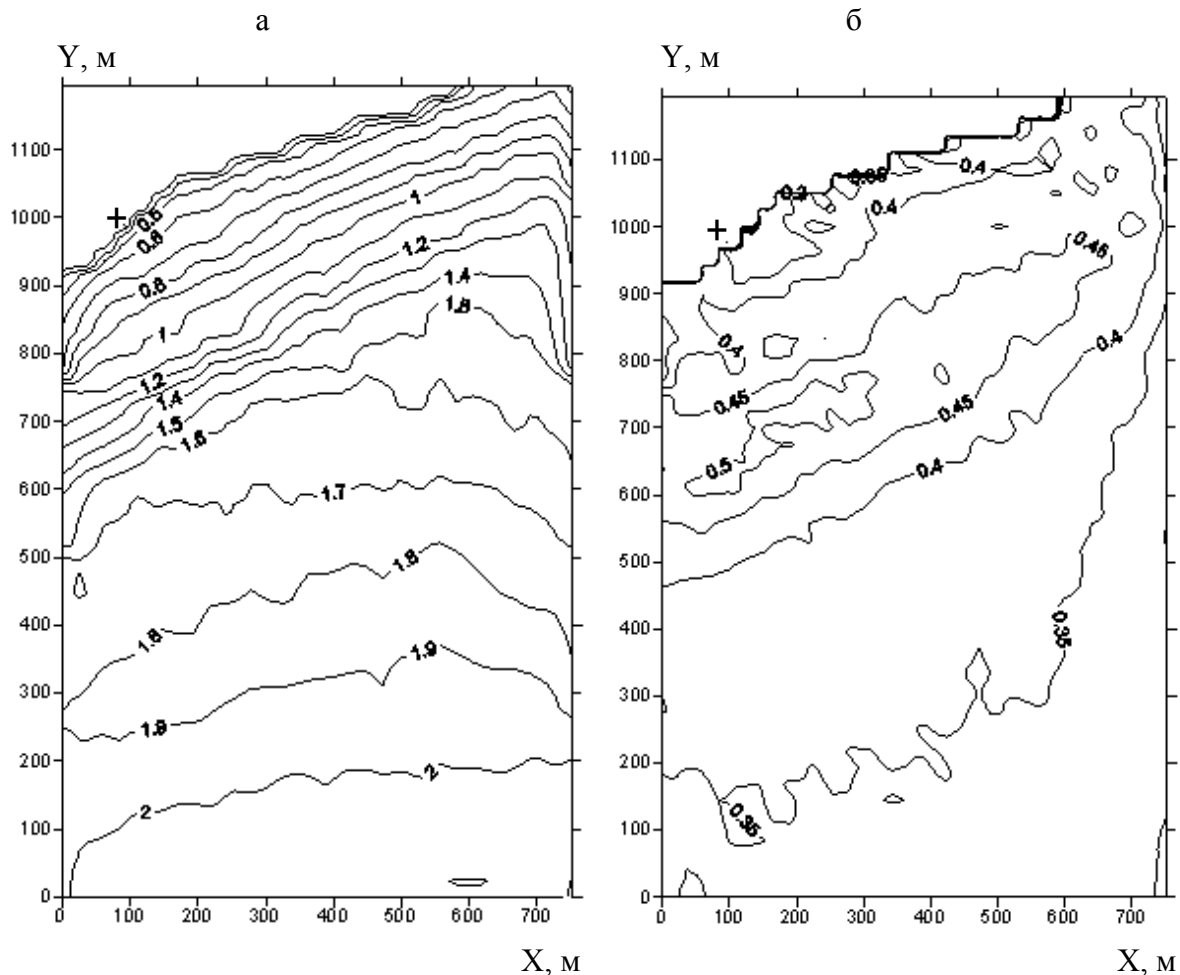


Рис.2 – Просторовий розподіл висот значних хвиль (а), м, та орбітальної швидкості хвильового руху поблизу дна (б), м/с, в районі передбачуваного будівництва морської частини з'єднувального споруд (позначено символом «+»)

При південному вітрі висота значної хвилі в південній частині акваторії може досягати 2,0 – 2,1 м, а на решті акваторії – менша 2,0 м. У міру подальшого просування хвиль по мілководдю до берега їх висота змінюється несуттєво: на окремих ділянках акваторії збільшується не більш ніж на 5 см, але в цілому – зменшується. Остаточне руйнування хвиль спостерігається в прибережній мілководній зоні, про що свідчить згущення біля берегової лінії ізоліній висот значних хвиль (рис. 2а).

На рис.2,а наведено одержане за модельними розрахунками поле висот значних хвиль, які спочатку поширювалися по нормалі до південної морської межі розрахункової області. Найбільш інтенсивне зменшення висот значних хвиль починається з ізобати 3,5 м.

Чинником, що визначає втрати хвильової енергії за рахунок тертя об дно, є орбітальна швидкість хвильового руху біля дна  $U_{rms}$ . Орбітальна швидкість хвильового руху біля дна є також показником інтенсивності скаламучування донного матеріалу хвилями.

У просторовому розподілі орбітальної швидкості хвильового руху простежується зона інтенсифікації в районі ізобати 3-3,5 м. (рис.2,б).

Збільшення придонної орбітальної швидкості хвильового руху в даному районі призведе до більш інтенсивного скаламучування донних відкладів на цих ділянках і підвищення концентрації зависі у водній товщі (рис.3а,б).

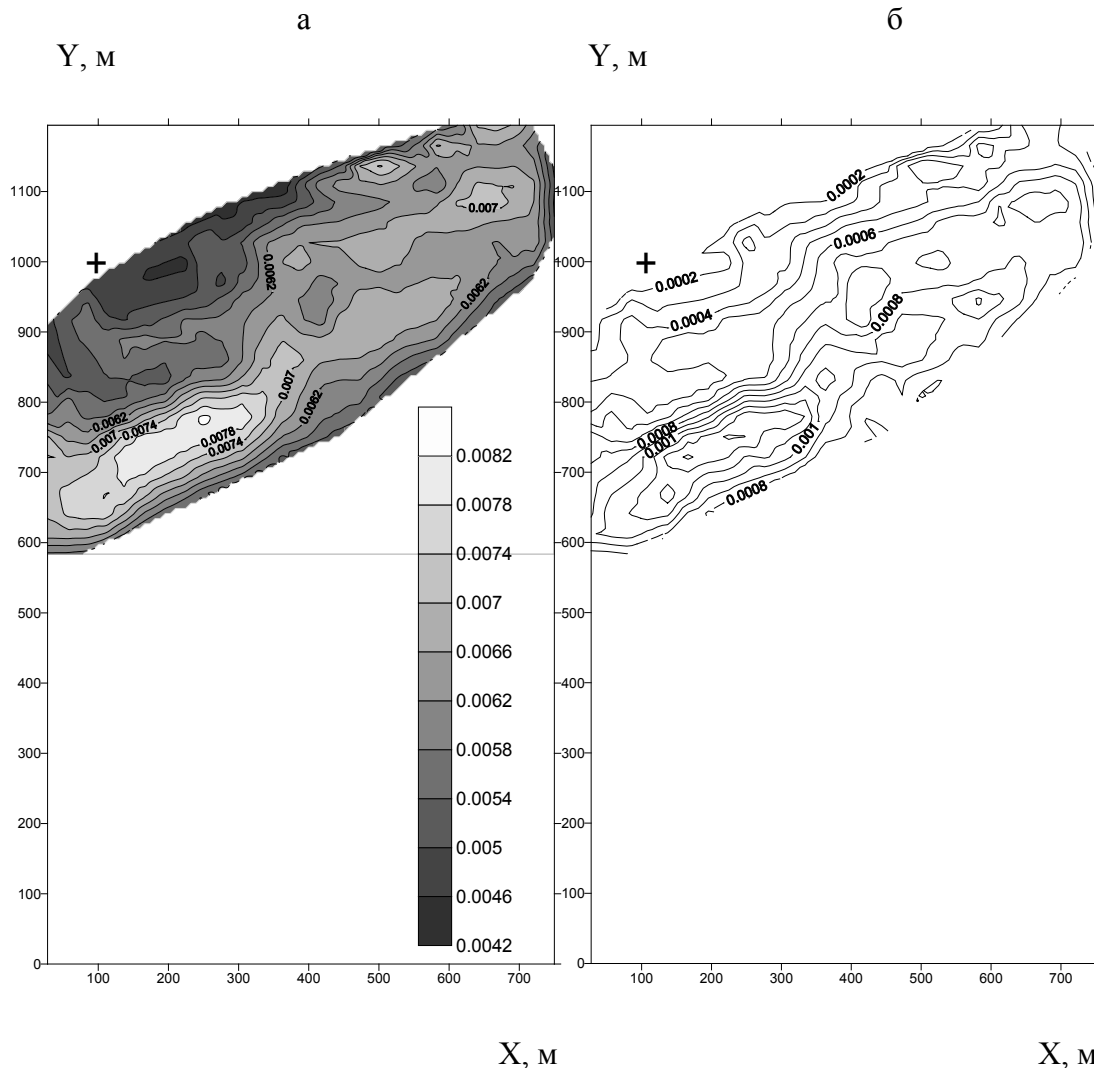


Рис. 3 – Просторовий розподіл об'ємної концентрації зависі поблизу дна (а) та на рівні 1 м від поверхні дна (б).

Максимуми придонних орбітальних швидкостей при штормовому вітрі 15 м/с досягають 0,5 м/с (рис. 2,б). В прибережній смузі орбітальні швидкості хвильових рухів зменшуються до 0,2-0,3 м/с. На південній рідкій межі розрахункової області орбітальні швидкості хвильових рухів поблизу дна складають близько 0,35 м/с.

Аналіз просторового розподілу концентрації зависі поблизу дна (рис. 3а) та на рівні 1 м від поверхні дна (рис.3,б) свідчить про те, що за штормових умов в досліджуваній прибережній мілководній морській акваторії максимальні концентрації зависі спостерігаються в придонному шарі до 1 м, на відстані 230 м від берега [4]. В решті вертикальної товщі води, поза межами придонного пограничного шару, концентрації різко падають. Про це свідчать також вертикальні профілі концентрації зависі. Мінімальні значення концентрацій на рівні 1 м відрізняються від значень поблизу дна більш ніж на порядок, максимальні концентрації на вказаних рівнях різняться в 6-8 разів.

Для дрібнозернистого піску (діаметр донних частинок менший за 0.2 мм) кількісно оцінено умови, при яких можливий транспорт наносів під дією придонних хвильових течій. З цією метою було виконано розрахунки критичної швидкості початку рухів донних частинок  $u_c$  за формулою

$$u_c^2 = \frac{\tau_{cri}}{\rho}, \quad (11)$$

де  $\tau_{cri}$  – критичне напруження донного тертя поблизу дна;

$\rho$  – щільність води.

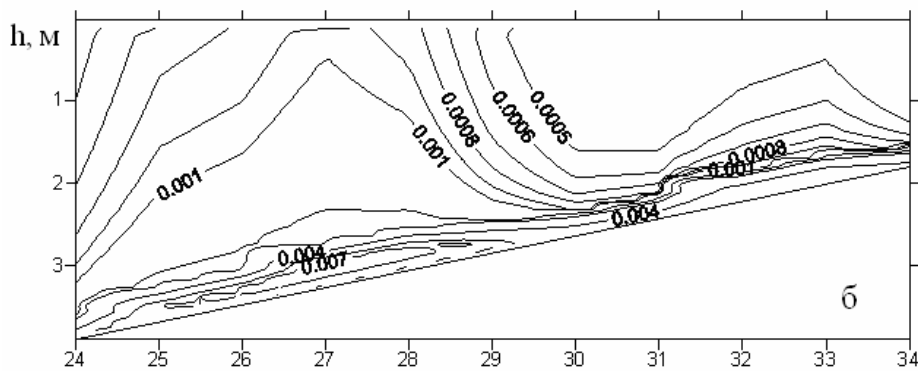
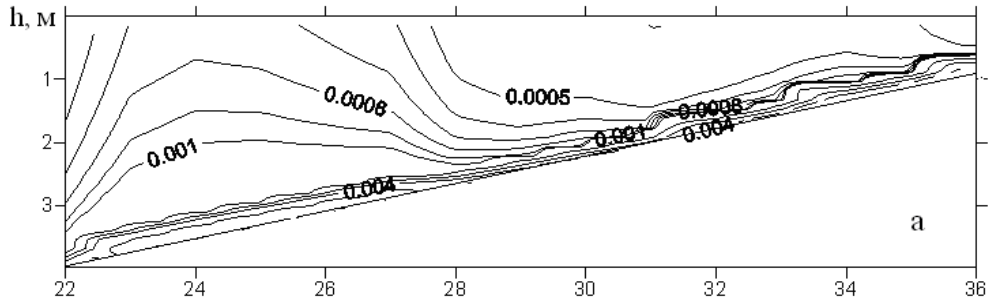
Порівняння  $u_*$  з  $u_c$  дало можливість використати ці величини для ідентифікації зон можливого скаламучення та виникнення транспорту донних наносів. При розрахунку концентрацій домішки перевірялася умова перевищення хвильовими придонними швидкостями тертя критичних значень, за якими відбувається відрив частинок від дна за критерієм  $\frac{u_*^2 - u_c^2}{u_c^2} > 0$ . Як показали розрахунки, ця умова починає

виконуватися при переході хвиль через ізобату 3,5 м на відстані 300-335 м від берега. На південь від цієї прибережної зони транспорт наносів за розглянутих вітро-хвильових умов виникнути не може. Розташування зон можливого скаламучення донного матеріалу добре корелює з відповідним просторовим розподілом висот вітрових хвиль. З цього можна зробити висновок, що штормове хвилювання може бути ефективним механізмом транспорту донного матеріалу в прибережній морській акваторії в районі пляжів Лузанівки при південних вітрах.

На рис.4 наведені вертикальні розрізи концентрації зависі у водній товщі вздовж Y-координати для  $x = 108$  м та  $x = 189$  м від початку обраної системи координат (рис. 1). Максимальні концентрації спостерігаються в досить тонкому придонному шарі. В решті водного стовпчика, поза межами придонного пограничного шару, концентрації зависі майже на порядок нижчі.

Характер просторового розподілу розрахованої концентрації зависі в прибережній зоні стикується з розрахунками, виконаними на експериментальному полігоні «Камчія» (Чорне море) в період шторму, а також з результатами натурних спостережень [7].

На рис.5 наведено вертикальний профіль об'ємної концентрації зависі у вузлі (7, 29) розрахункової області, який відображає різке експоненційне зростання концентрації в придонному шарі завтовшки приблизно 1 м.



номери вузлів розрахункової сітки на осі Y

Рис.4 – Вертикальний розріз розподілу об'ємної концентрації зависі у водній товщі в напрямку координати Y: а) при  $x = 108$  м (4 вузол розрахункової сітки вздовж координати X); б) при  $x = 189$  м (7 вузол розрахункової сітки вздовж координати X). Горизонтальний просторовий крок розрахункової сітки 27 м.

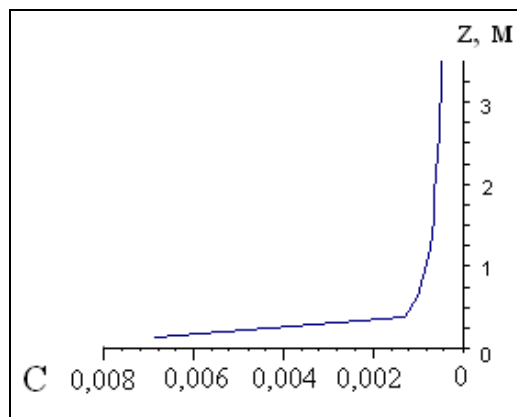


Рис. 5 – Вертикальний розподіл об'ємної концентрації завислих наносів в штормовий період, розрахований згідно з методикою [7] за виразами (2, 3) у вузлі (7, 29) розрахункової області,  $z$  – вертикальна координата, на дні  $z = 0$ .

З урахуванням того, що активне обвалення вітрових хвиль та скаламучення донного матеріалу відбувається на мілководному узбережжі, починаючи з глибин 3,0-3,5 м, оголовок гідротехнічної споруди (труби) слід виводити за межі цієї мілководної зони на відстань 300-335 м від берега.

У разі неможливості виводу оголовку труби на вказану відстань, слід враховувати просторовий розподіл концентрації зависі в водах акваторії (рис. 3 а, б). Зокрема, як видно з рис. 3б, оголовок труби може бути виведений на відстань 80-110 м від берега, але нижня його частина повинна бути піднята над дном на відстань не менш 1 м. Однак цей варіант потребує додаткового дослідження, оскільки при меншій швидкості вітру і, відповідно, висоті хвиль, зона їх руйнування буде зміщатися до берега, а разом з нею і зона максимальних концентрацій зависі у воді.

**Висновки.** При сталому штормовому південному вітрі активне обвалення вітрових хвиль та скаламучення донного матеріалу на ділянці прибережної зони моря в районі пляжу Лузанівка відбувається на мілководному узбережжі, починаючи з глибин 3,0-3,5 м, на відстані 300-335 м від берега.

Відповідно до зони обвалення хвиль у просторовому розподілі орбітальної швидкості хвильового руху поблизу дна при штормовому вітрі простежується зона інтенсифікації в районі ізобати 3-3,5 м (рис.2). Збільшення придонної орбітальної швидкості хвильового руху поблизу дна в даному районі до 0,5 м/с призводить до більш інтенсивного скаламучення донних відкладів на цих ділянках і підвищення концентрації зависі в придонному шарі.

Тому морський оголовок гідротехнічної споруди (труби) рекомендується виводити за межі цієї мілководної зони. Варіант розміщення оголовку труби на відстані 80-110 м від берега за умови, що нижня його частина повинна бути піднята над дном на відстань не менш 1,0 м, потребує додаткового дослідження і обґрунтування шляхом виконання розрахунків при сталих вітрах меншої швидкості, які мають більшу повторюваність.

Максимальні концентрації спостерігаються в досить тонкому придонному шарі до 1 м. В решті водного стовпчика, поза межами придонного пограничного шару, концентрації зависі майже на порядок нижчі.

#### Список літератури

1. Эннан А.А., Шихалеева Г.Н., Бабинец С.К., Чурсіна О.Д. Экологическое состояние Куяльницкого лимана // Мат. Всеукр. наук.-практ. конф. — Одеса: Інноваційно-інформ. центр, 2009. — С. 216-221.
2. Адобовский В.В. Современные процессы высыхания и осолонения лиманов с ограниченным водообменом // Екологічні проблеми Чорного моря. — Одеса. — 2002. — С. 3-8.
3. Оцінка можливих змін гідроекологічного режиму Куяльницького лиману під впливом глобальних кліматичних змін: звіт про науково-дослідну роботу ( закл.) / під керівн. Лободи Н.С., ОДЕКУ. — Одеса, 2012.
4. Оцінка можливого альтернативного наповнення Куяльницького лиману водами Чорного моря, річки Дністер й інших лиманів і водних об'єктів: звіт про науково-дослідну роботу ( закл.) / під керівн. Тучковенка Ю.С., ОДЕКУ. — Одеса, 2012.
5. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Черное море. Гидрометеорологические условия. — С.-П.: Гидрометеоздат, 1991. — Т. IV, Вып.1. — 429 с.
6. SWAN Cycle IV, Version 40.31: user manual. - Delft University of Technology, Department of Civil Engineering, Netherlands, 2004. — 110 p.
7. Иванов В.А. Проблемы и перспективы оценок воздействия на окружающую среду при освоении ресурсов шельфа. — Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ - Гидрофизика», 2004. — С. 114-125.
8. Океанографические таблицы / Под ред. Мироненко З.И. — С.-П.: Гидрометеоздат, 1975. — С. 234-236.
9. Абузяров З.К. Морское волнение и его прогнозирование. — Гидрометеоздат, 1981. — 165 с.
10. Сбор гидрофизических параметров и исследование их изменчивости с помощью сети гидрометрических постов на контрольно-калибровочном полигоне космической гидрофизики: отчет о НИР (заключит.) / ОГМИ. — Одесса, 1985. — 107 с.

**Моделювання просторової змінливості концентрації зависі та параметрів хвиль в прибережній зоні Чорного моря в районі Лузанівки, вблизи Куяльницького лимана. О.І. Сахненко**

*Виконані розрахунки параметрів хвиль, просторового розподілу зависі в прибережній зоні Чорного моря в районі Лузанівки, вблизи Куяльницького лимана.*

**Ключові слова:** Лузанівка, прибережна зона, концентрація зависі, ветрові хвилі.

**Modeling of the spatial variability of the suspended matter concentration and wave parameters in the coastal zone of the Louzanovka beach near the Kuyalnik estuary. O. I. Sakhnenko**

*Calculations of the spatial distribution of the suspended matter concentration and wave parameters in the coastal waters of the Black Sea near the Kuyalnik estuary were made.*

**Keywords:** The Louzanovka beach, coastal zone, the concentration of bottom particles, the wind waves.

## **ОЦЕНКА ОСОБЕННОСТЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ ПО КЛИМАТИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

*Проведен анализ особенностей циркуляции вод Черного моря по климатическим данным. Вычислены среднегодовые величины скоростей течений и расходов масс воды в Черном море динамическим методом, а также проведены оценки сезонных максимальных и минимальных переносов. Выявлены периоды активного развития динамических процессов на акватории моря и периоды их ослабления.*

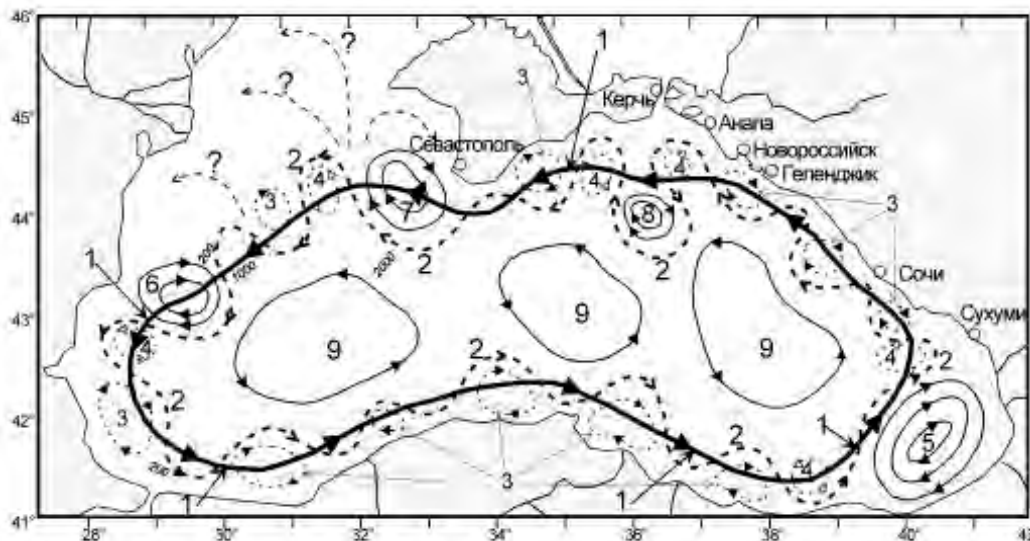
**Ключевые слова:** циркуляция вод Черного моря, Основное Черноморское течение, скорость течения, расход масс воды.

**Введение.** Традиционно считается [1, 2, 3], что циркуляция вод на поверхности Черного моря обуславливается двумя основными факторами: действием циклонических вихрей над морем вообще и стоком в него рек. При этом одна группа авторов (согласно [1, 3]) полагает, что воздействие ветра на поверхность моря является основной причиной наблюдаемой схемы течения моря. По их утверждению ветер, даже без учета других факторов, может сформировать наблюдающуюся циклоническую циркуляцию вод в море с известными антициклоническими круговоротами (Батумским и Дунайским). По мнению другой группы авторов (согласно [1]) в качестве основной движущей силы, определяющей циркуляцию вод в Черном море, признается халинный фактор, связанный с распространением по его акватории в поверхностном слое вод речного стока и поступлением через пролив Босфор в глубинные слои моря высокосоленных средиземноморских вод.

При анализе термохалинных параметров показано, что наличие мощного перманентного пикно-халоклина обуславливает ярко выраженную бароклинную динамику вод Черного моря. Известно [4], что основные течения в этом бассейне наблюдаются в верхнем 200–250-метровом слое. Ниже скорость течения невелика и, как правило, не превышает 2–3 см/с [4]. Важной особенностью горизонтальной циркуляции вод Черного моря является наличие общего циклонического круговорота, в котором выделяют струйное течение (Основное Черноморское течение – ОЧТ). До конца 1970-х гг. оно не имело определенного названия и именовалось как основное течение или основной поток. С начала 1980-х гг., в основном, начиная с работ А.С.Блатова [5], широко применяется название ОЧТ. Это течение в основном располагается над континентальным склоном, за исключением юго-восточной части моря, где оно может отходить от побережья и пересекать глубоководную часть. ОЧТ разграничивает море на две динамические области: узкую прибрежную зону, с сильной антициклонической завихренностью течений, и обширную область слабой циклонической завихренности в открытой части моря [2].

Генеральная циркуляция вод в Черном море согласно терминологии авторов [6] характеризуется циклоническим движением вод (рис. 1) с главным структурным элементом – ОЧТ (кольцевым циклоническим течением – КЦТ). Вследствие синоптической изменчивости ветра, гидродинамической неустойчивости и взаимодействия с рельефом подводного склона, течение испытывает волнообразные колебания, т.е. это струйное течение меандрирует. Интенсивность меандрирования КЦТ, длина волн и амплитуда меандров в различных районах моря и в разное время года различны: от слабых колебаний до почти замкнутых или очень вытянутых

меандров. В теплый период года, с апреля по ноябрь, интенсивность меандрирования больше, чем в зимний период. В конце лета и осенью меандры могут достигать центральной части моря. В результате, в меандрах возникают, развиваются, а затем разрушаются вихревые структуры: слева от стрежня в циклонических меандрах образуются циклонические вихри (ЦВ), справа, в антициклонических меандрах, прибрежные антициклонические вихри (ПАВ). Наибольшего развития антициклонические меандры и ПАВ достигают в летне-осенний период. В большинстве случаев они имеют форму, близкую к окружности, их геометрические размеры достигают 30-40 км, иногда – 60-80 км, а в исключительных случаях – до 100 км. Большинство ПАВ после образования перемещаются вместе с антициклоническими меандрами в том же направлении, что и поток КЦТ [6].



1 – Кольцевое циклоническое течение (КЦТ) – среднее положение стрежня; 2 – меандры КЦТ; 3 – прибрежные антициклонические вихри (ПАВ); 4 – циклонические вихри (ЦВ); 5 – Батумский антициклонический вихрь; 6 – Калиакрский ПАВ; 7 – Севастопольский ПАВ; 8 – Керченский ПАВ; 9 – квазистационарные циклонические круговороты

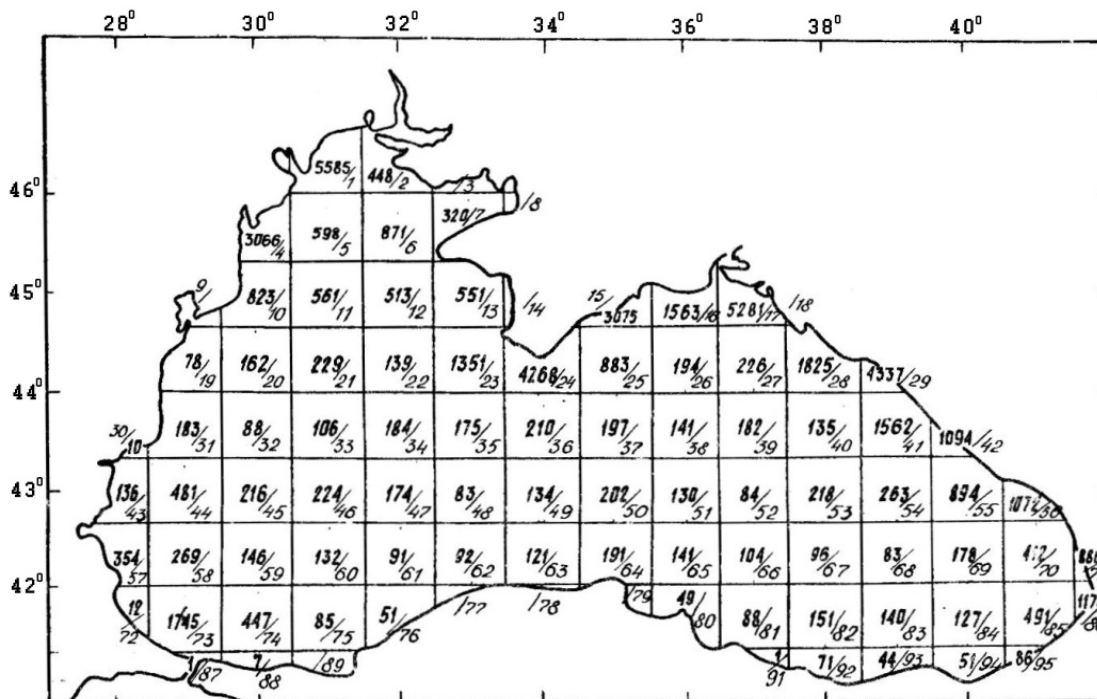
Рис. 1 – Схема циркуляции вод Черного моря согласно [6].

**Цель статьи.** Располагая климатическими сведениями о температуре и солёности воды по горизонтам, полученным в узлах 95 квадратов (размером 40' × 60') Черного моря (рис. 2) [7], была предпринята попытка оценить среднегодовые величины скоростей течений и объёмы переноса в нем масс воды Черноморскими потоками, применив аппарат динамического метода.

**Материалы и методы их исследования.** В выполненной нами работе был проведен количественный анализ полученных расчетным путем характеристик пространственного распределения на акватории Черного моря среднегодовых величин скоростей течений в его верхнем 50 – метровом слое, а также аналогичных объёмов масс воды, переносимых Черноморскими потоками в верхнем 300 – метровом слое. Расчеты были проведены динамическим методом по климатическим данным [7]. Расчеты проводились по 23 зональным и меридиональным гидрологическим разрезам. Для каждого из этих разрезов динамическим методом были вычислены зональная и меридиональная компоненты значений среднегодовых скоростей течений на стандартных горизонтах для верхнего 50 – метрового слоя, а также аналогичные величины расхода воды по стандартным слоям от 0 до 300 м с последующим обобщением результатов для получения направления и скорости течения в верхнем 50 – метровом слое, а расхода воды для всего 300 – метрового слоя.



Из-за недостаточного количества данных Т-S-характеристик в квадрате 32 (рис.2), вошедших в осреднение, динамические расчеты давали резко отличающиеся данные от соседних квадратов (выбросы). Чтобы исключить это, было проведено осреднение Т-S-характеристик для этого квадрата по соседним квадратам, лежащим к северу, югу, западу и востоку от дававшего "выбросы". Такие осреднения пришлось провести для стандартных горизонтов ниже 50 м. Таким образом, был исключен появившийся брак в расчетах.



обозначения в квадрате: в числителе – количество станций в одном квадрате, в знаменателе – номер квадрата.

Рис. 2 – Количество океанографических станций в 95 квадратах (размер квадрата 40'x60').

Нам также представилось интересным рассмотреть внутригодовую или сезонную изменчивость расходов масс воды Черноморскими потоками на акватории моря. С этой целью в каждом из рассматриваемых квадратов моря были найдены среднемесячные значения динамических высот, а затем по разности между этой характеристикой в заданном квадрате и в каждом из соседних квадратов, расположенных к северу и югу, а также к западу и востоку от него, были вычислены зональные и меридиональные компоненты среднемесячных значений величин расходов масс воды.

**Результаты исследований и их анализ.** Результаты выполненных расчетов в виде карт распределения векторов течений (см/с) и векторных значений расходов воды ( $10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ ) на акватории Черного моря приведены на рис. 3 и 4.

По представленному на рис. 3 распределению среднегодовых величин скоростей течений в верхнем 50-метровом слое моря, вычисленных динамическим методом по климатическим полям температуры и солёности можно констатировать подтверждение нашими расчетами общеизвестной основной схемы горизонтальной циркуляции вод Черного моря – наличие крупномасштабного общего циклонического круговорота вод. В этом круговороте четко выделяется своими повышенными скоростями, располагающиеся по контуру моря (свалу глубин шельфа) ОЧТ, являющееся струйным потоком вод меандрирующего характера. В юго-восточной части моря поток вод ОЧТ

отходит от берегового свала глубин шельфа, как это отмечают и другие авторы [1], и пересекает море по глубоководной его части, оставляя справа от себя вихревое возмущения антициклонического характера.

В противовес ОЧТ, которое характеризуется максимальными скоростями и оконтуривает море по свалу глубин шельфа, зона основной Черноморской дивергенции вод [8, 9], простираясь от восточного побережья Болгарии до западного побережья Грузии через центры циклонов моря, отличается минимальными скоростями. Так, если средняя годовая максимальная скорость вод по контуру моря вдоль оси ОЧТ (максимума) в среднем находилась в пределах 8,7 см/с, то значения этой скорости вдоль оси зоны дивергенции (минимума) проходящей через центр моря составляли в среднем всего 2,3 см/с, т. е. были в 3,8 раза ниже.

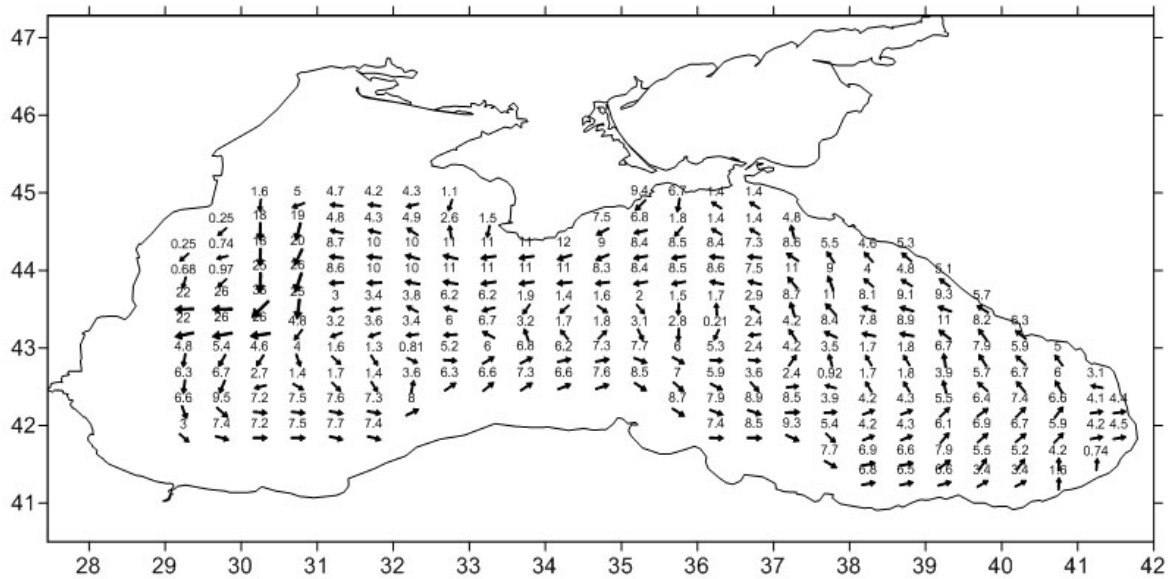


Рис. 3 – Распределение на акватории Черного моря среднегодовых величин скоростей течений (см/с) в верхнем 50-ти метровом слое по климатическим данным

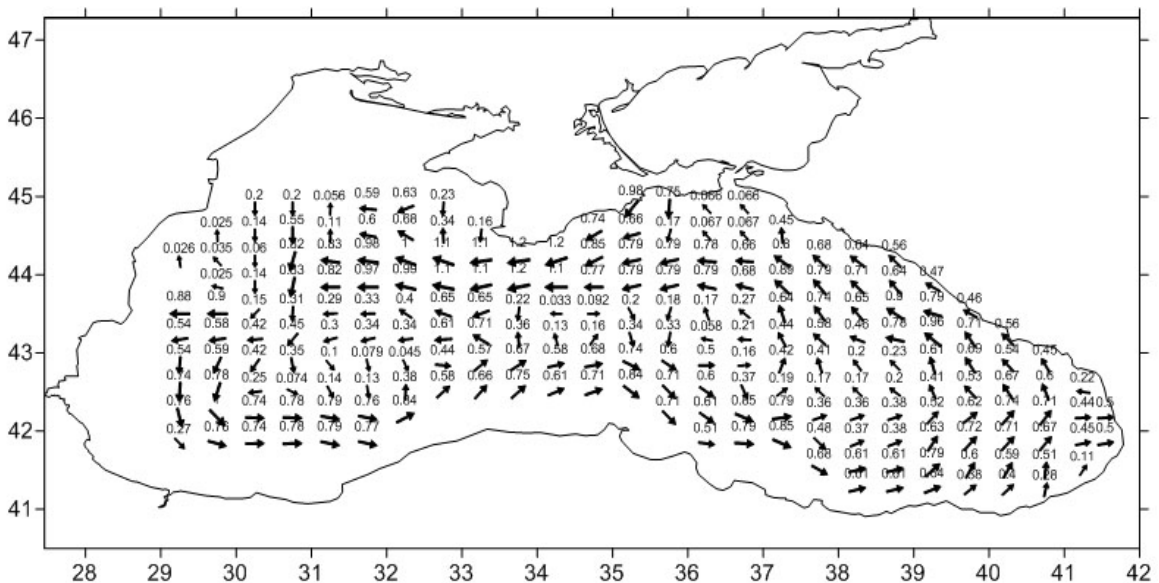


Рис. 4 – Распределение на акватории Черного моря среднегодовых расходов масс воды ( $\times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ ), переносимых ОЧТ и другими потоками по климатическим данным

Из других обращающих на себя внимание особенностей развития на поверхности моря динамических процессов общего характера присущих ОЧТ, необходимо указать на несколько повышенные значения его скоростей, наблюдаемых вдоль северного побережья моря, по сравнению с их значениями вдоль южного побережья. Это различие в среднем составило 1,6 см/с (соответственно 9,6 см/с и 8,0 см/с). Нужно обратить также внимание на то, что распределение скоростей вдоль оси потока ОЧТ имеет не монотонный, а очаговый характер. Уместно отметить также, что из-за своеобразного географического строения побережья Черного моря, а именно из-за сближения в его средней части Крымского и Анатолийского побережий и как бы условного деления моря на две (западную и восточную) части, происходит сгущение изотак и усиление скорости ОЧТ при прохождении его в этих районах. У крымского побережья (район мыса Сарыч) среднемноголетняя климатическая скорость ОЧТ достигает своего абсолютного максимума, равного 12 см/с, а у Анатолийского побережья (в районе мысов Инджебурун, Бозтеме и Бафра) 9,3 см/с.

Вообще можно констатировать, что в среднегодовом формате очаги повышенных скоростей вдоль струи ОЧТ выделяются на севере моря у южного побережья Крыма и несколько к западу от него (рис. 3). Средняя скорость здесь оценивается в 10,5 см/с (с максимумом 12,0 см/с и минимумом 8,7 см/с). Второй очаг в северной части моря располагается к востоку от вышеупомянутого, здесь средняя скорость составляла 8,6 см/с (с максимумом 9,0 см/с и минимумом 8,4 см/с). В восточной части моря, вдоль кавказского побережья, струя ОЧТ имела северо-западное направление, а ее средняя скорость была равна 9,7 см/с (с максимумом 11 см/с и минимумом 8,1 см/с). Вдоль южного побережья моря выделяются 3 очага повышенных скоростей. В средней части вышеупомянутый очаг у мысов со средней скоростью 8,4 см/с (с максимумом 9,3 см/с и минимумом 7,7 см/с); в юго-западной части моря вблизи пролива Босфор выделяется область повышенных скоростей, в среднем характеризующая значениями равными 7,9 см/с (с максимумом 9,5 см/с и минимумом 7,2 см/с). На юго-востоке моря в потоке ОЧТ, отошедшем от свала глубин и пересекавшем район по глубоководному участку, скорость его в среднегодовом масштабе составляла 7,7 см/с (с максимумом 7,9 см/с и минимумом – до 6,6 см/с). Охарактеризовать скорости ОЧТ вдоль довольно широкого западного шельфа нам, к сожалению, не удалось из-за имевшего здесь место брака исходных данных в некоторых квадратах.

Анализируя распределение среднегодовых величин расходов воды в верхней 300–метровой толще на акватории моря (рис. 4), рассчитанных динамическим методом по климатическим данным температуры и солёности воды в узлах анализируемых квадратов, можно констатировать, что это распределение в основном качественно аналогично вышеизложенным результатам скоростей течений на акватории моря. Наблюдаются те же очаги максимумов расходов, которые были присущи максимумам скоростей течений в струе ОЧТ, так же располагается и характеризуется минимальными значениями расходов воды зона основной Черноморской дивергенции вод и т.п. Это вполне понятно, поскольку выполненные расчеты расходов определяются однозначно величинами скоростей. Говоря об абсолютных величинах расходов воды, отметим, что при заданной толщине слоя 300 метров и расстоянии между станциями (квадратами), равными 40 милям (~74,1 км) при реальных среднегодовых климатических значениях скоростей в Черном море в пределах от 0 до 10–12 см/с, мы получаем расходы воды менее  $1 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ , т.е. меньше 1 свердрупа.

На основе анализа приведенных на рис. 4 значений расходов воды вдоль струи ОЧТ отметим, что максимальное значение расхода (как и скорости течения) было обнаружено на севере моря, приурочено к южному побережью Крыма и составляло  $1 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ . На северном побережье в восточной части моря максимальные расходы ОЧТ составляли  $0,9 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ , минимальные –  $0,8 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ , а средняя величина расхода была равна  $0,85 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ . Вдоль кавказского побережья средняя величина расхода воды вдоль

максимума струи ОЧТ составила  $0,82 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  с колебаниями от  $1,0 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  (максимум) до  $0,7 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  (минимум).

В трех очагах максимальных расходов вод, располагавшихся вдоль южного побережья моря, величины расходов характеризовались следующими значениями: в юго-западной части моря вблизи пролива Босфор средний расход был равен  $0,81 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  при максимуме  $1,0 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  и минимуме  $0,7 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ . В средней части южного побережья моря (район м. Бозтепе, м. Инджебурун) средний расход воды в струе ОЧТ был равен  $0,76 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ , с максимумом  $0,90 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  и минимумом  $0,60 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ . В юго-восточной части моря расход ОЧТ над глубоководным районом в среднем составлял  $0,7 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ , при максимуме  $0,8 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  и минимуме  $0,6 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ .

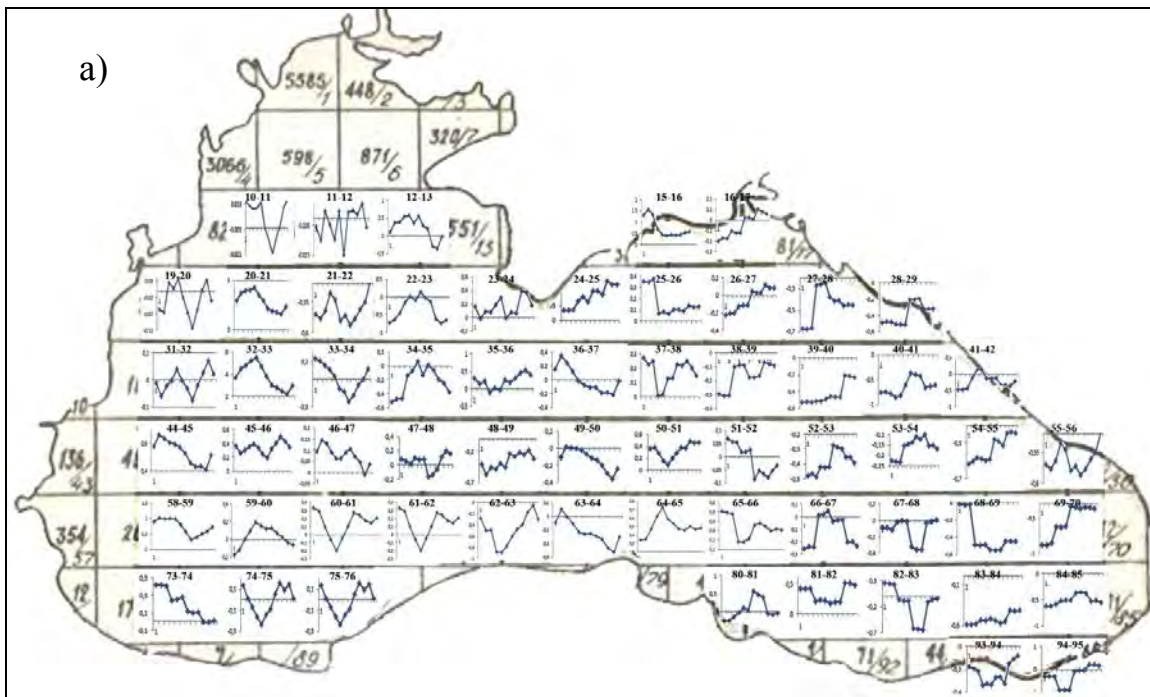
У западного побережья Черного моря, после проведенной нами корректуры исходных данных (устранение брака в отдельных квадратах этого региона), выполненные оценки среднегодовой величины максимального расхода воды в струе ОЧТ по климатическим данным были равны в среднем  $0,83 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  при максимуме  $0,90 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  и минимуме  $0,77 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ .

Выполненные оценки расчета минимальных величин расхода масс воды вдоль оси зоны дивергенции дали значение менее  $0,1 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ .

Для анализа сезонной изменчивости расхода воды на акватории моря были построены, для каждого квадрата, пара графиков сезонного хода меридиональной и зональной компонент расхода воды и их пространственное распределение по всему морю (рис 5 а, 5 б).

В общем можно констатировать, что в сезонной изменчивости расходов воды в потоках вод Черного моря, и прежде всего в ОЧТ, максимум приурочен к зимне-весеннему периоду, а минимум – к летне-осеннему времени года.

Анализ показал, что из всего массива проанализированных квадратов (71 квадрат) лишь в 50 из них (70 %) доминировала годовая периодичность с одним максимумом и одним минимумом. Во внутригодовой изменчивости остальных 21 квадратов (30 %) наблюдалась полугодовая периодичность или даже изменчивость имела более сложный характер.



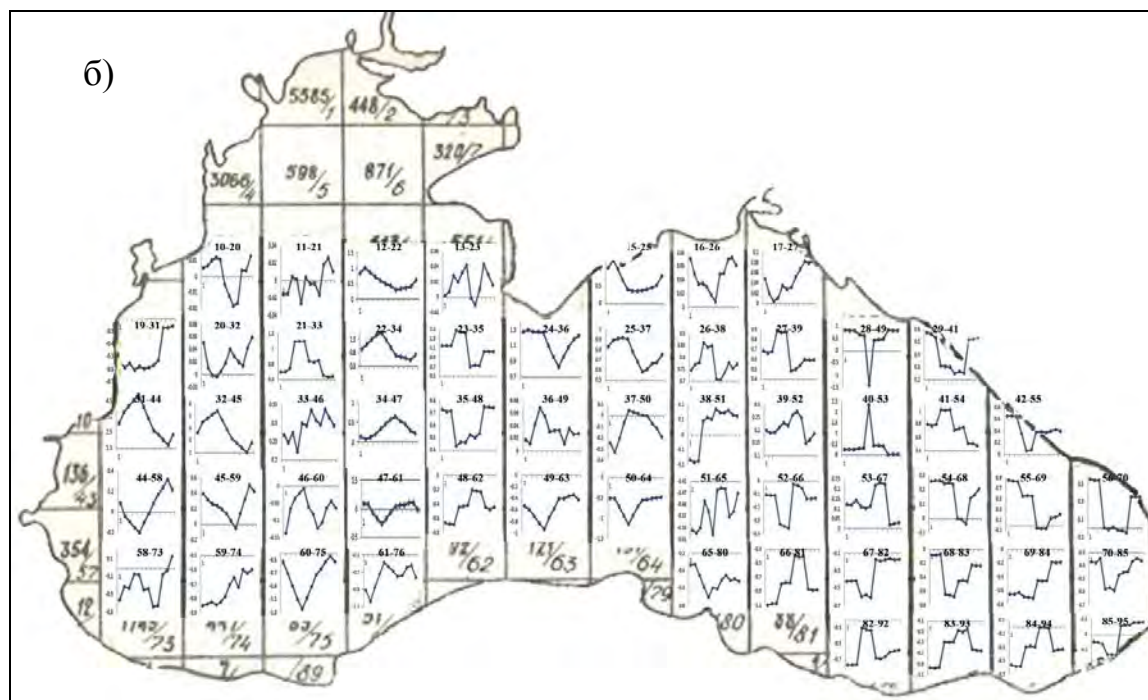


Рис. 5 – Сезонный ход расхода масс воды Черноморскими потоками по квадратам: меридиональная (а) и зональная (б) компоненты ("-" – перенос на север и "+" – перенос на юг). Цифры сверху каждого графика означают номера квадратов, между которыми проводились расчеты.

Проведенный анализ положения на акватории моря квадратов со сложной внутригодовой изменчивостью показал их приуроченность к районам моря, расположенным вблизи свала глубин СЗ шельфа, прилегающим к югу от Керченского пролива и к северу от пролива Босфор, а также расположенным вблизи устьев рек.

Проведенный анализ положения на акватории моря квадратов со сложной внутригодовой изменчивостью показал их приуроченность к районам моря, расположенным вблизи свала глубин СЗ шельфа, прилегающим к югу от Керченского пролива и к северу от пролива Босфор, а также расположенным вблизи устьев рек.

Нам представляется, что происходящие вторжения в акваторию прилегающих районов моря в поверхностном и подповерхностном слоях холодных шельфовых вод, азовоморских и речных вод и их взаимодействие и перемешивание с собственными водами этих регионов, вызывают вышеупомянутые нарушения и изменения в их сезонной изменчивости.

Говоря о конкретных месяцах экстремумов, наблюдающихся в потоке вод ОЧТ по периметру Черного моря, можно констатировать, что в районах моря, прилегающих к западному, юго-западному (район пр. Босфор) и южному (район м. Инджебурун) его побережьям, они хорошо согласуются с месяцами паводка и межени крупных рек СЗЧМ. Максимум наблюдается в мае, а минимум в ноябре.

В юго-восточной части Черного моря непосредственно, вдоль побережья, максимум в сезонной изменчивости расхода ОЧТ наблюдается в январе-марте, а минимум – в октябре-декабре. Экстремумы вдоль струи ОЧТ, располагающейся в этом районе не вдоль свала глубин шельфа, а заметно мористее, были отмечены в апреле-июне – максимум и в октябре-декабре – минимум.

Вдоль кавказского побережья максимум в сезонной изменчивости расходов ОЧТ наблюдался в январе-марте, а минимум – в июле-сентябре месяце. В мористой части

восточного побережья в струе ОЧТ максимум смещался на май-июнь, а минимум – на октябрь-декабрь.

У северного побережья Черного моря, в прибрежных районах, максимум в сезонной изменчивости расхода воды наблюдался в феврале - апреле, а минимум в июле - августе; в морской части (в ОЧТ) максимум был в апреле-июне, а минимум – сентябре-декабре.

Говоря об амплитуде сезонных колебаний расходов в струе ОЧТ можно констатировать довольно устойчивый и стабильный ее характер. В среднем на северном, восточном и южном побережьях ее величина составляла  $0,6 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  и, чуть ниже, на западном  $0,4 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  с колебаниями от  $0,2 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  до  $1,0 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ .

Наряду с изложенными выше результатами климатических оценок интегрального среднегодового переноса масс воды Основным черноморским течением и другими потоками Черного моря, а также анализом их сезонной изменчивости, представилось интересным остановиться вкратце на некотором своеобразном внутригодовом характере хода меридионального переноса масс воды, обнаруженном в квадратах, прилегающих к проливам Керченскому (кв. 16-17) и Босфор (кв. 73-74), рис.5 а.

Внутригодовой ход переноса масс воды в этих квадратах (их меридиональная компонента) существенно отличается от характера подобной изменчивости в большинстве квадратов моря и явно свидетельствует о хорошо выраженном в течение года однонаправленном стоке масс воды из Черного моря в Мраморное через пролив Босфор, в первом случае, и наличии заметно выраженного обмена водами через Керченский пролив – во втором (рис. 5а). Выполненные нами оценки стока черноморских вод в Мраморное море на основе анализа этих данных оказались равными  $0,0215 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  (или  $677 \text{ км}^3/\text{год}$ ).

Результаты расчетов среднегодового стока черноморских вод в Мраморное море через пролив Босфор, проведенные нами, показали, что в среднем он составляет  $421 \text{ км}^3/\text{год}$  при максимуме  $1028 \text{ км}^3/\text{год}$  и минимуме  $189 \text{ км}^3/\text{год}$ , что совпадает с данными авторов [1].

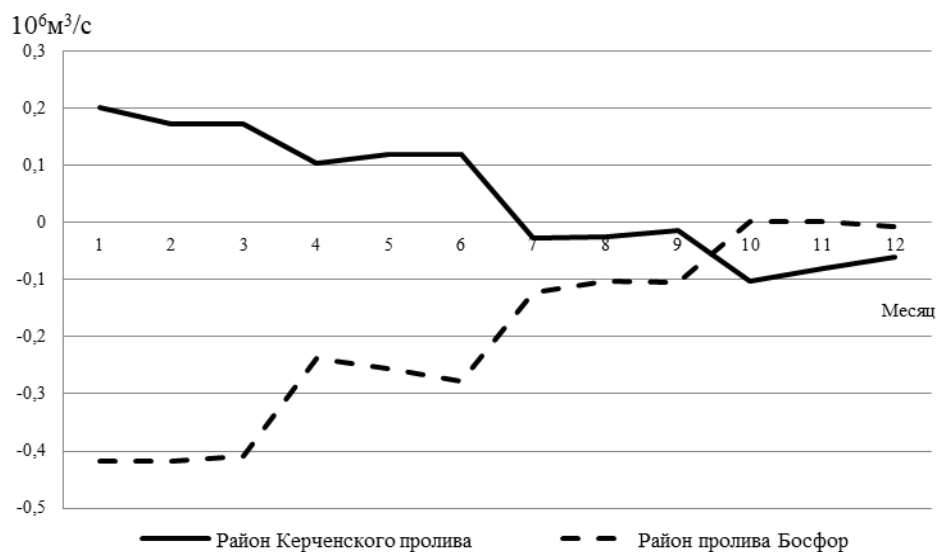


Рис. 6 – Годовой ход меридиональной компоненты расхода воды в районе Керченского пролива (кв. 16-17) и пролива Босфор (кв. 73-74) (положительные и отрицательные значения означают направление потока).

Согласно проведенным нами расчетам (рис. 6), в Керченском проливе в течение первой половины года наблюдался перенос черноморских масс вод в Азовское море, а в течение второй половины года отмечается обратный процесс сток азовоморских вод в Черное море. К сожалению, количественные величины этого стока получились заметно завышенными по сравнению с имеющимися в литературных источниках данными, тогда как полученный нами сток в Мраморное море хорошо вписывается в эти представления [1]. Отметим, что согласно проведенным нами расчетам (рис. 6), в Черное море втекает  $356 \text{ км}^3/\text{год}$  азовоморских вод, а

вытекает из Черного моря в Азовское 529 км<sup>3</sup>/год. Это в 7- 13 раз выше приводимых в [1] данных. Согласно [1], приток Азовских вод в Черное море составляет в среднем 53,7 км<sup>3</sup>/год, а черноморских вод в Азовское – 41,5 км<sup>3</sup>/год.

**Выводы.** Проведенные исследования, выполненные по расчетам среднегодовых скоростей течений и расходов масс воды на акватории всего Черного моря, на основе данных климатических термохалинных характеристик (в узлах квадратов 40×40 миль), позволяют сделать следующие заключения и выводы о характере циркуляции вод ОЧТ и вдоль свала глубин шельфа Черного моря:

1. Анализ построенных среднегодовых карт распределения векторов течений и расходов масс воды на акватории Черного моря подтвердил согласованность рассчитанных нами данных с общеизвестной схемой горизонтальной циркуляции вод Черного моря, главным звеном которого является Основное Черноморское течение (ОЧТ), характеризующееся повышенными скоростями по контуру моря (по свалу глубин шельфа) и сходимостью (конвергенцией) вод в потоке ОЧТ.

2. Выявлен определенный дисбаланс в скоростях ОЧТ, наблюдаемых вдоль северного и южного побережий. Среднегодовые значения скоростей вдоль северного побережья в струе ОЧТ находятся в пределах 9,6 см/с, а вдоль южного – лишь 8,0 см/с.

3. Показано, что распределение по акватории моря среднегодовых величин скоростей течений вдоль струи ОЧТ носит не монотонный, а очаговый характер. Выделено ряд очагов по контуру моря, присущих ОЧТ.

4. Распределение по акватории моря среднегодовых величин расходов масс воды показало качественную схожесть их во многом с описанными скоростями течений. Среднегодовые значения величины переноса масс воды по контуру моря в ОЧТ составили в среднем  $0,83 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ , с колебаниями от  $1,0 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  (максимум на севере моря) до  $0,7 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  (минимум в его юго-восточном секторе). Выделены особенности сезонной изменчивости зональной и меридиональной компонент расхода масс воды в каждом из рассмотренных на акватории Черного моря квадратов.

#### Список литературы

1. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря – С.: НАН Украины, Морской гидрофизический институт, 2011. – 212 с.
2. Блатов А.С., Иванов В.А. О вихреобразовании в Черном море // Комплексные исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН Украины. – 1979. – С. 43–51.2.
3. Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Станичный С.В., Бурдюков В.М. Бассейновая циркуляция и мезомасштабная динамика Черного моря под ветровым воздействием // Современные проблемы динамики океана и атмосферы: Сб. М: Триада ЛТД. – 2010. – С. 347–368.
4. Титов В.Б. О характере циркуляции и вертикальной структуре течений в восточной части Черного моря // Океанология – 1980. – Т. 20, № 3. – С. 425–431.
5. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 239 с.
6. Динамические процессы береговой зоны моря / Под ред. Р.Д. Косьяна, И.С. Подымова, Н.В. Пыхова. – Москва: Научный мир, 2003. – 320 с.
7. Статистические характеристики термохалинной структуры вод Черного моря // Сб. под ред. Э.Н. Альтмана. Государственный комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды. Государственный океанографический институт. Севастопольское отделение. – С., 1987. – 302 с.
8. Океанографічний атлас Чорного та Азовського морів. – К.: ДУ «Держгідрографія», 2009. – 356 с.
9. Белевич Р.Р., Андрианова О.Р., Попов Ю.И., Скина М.И. Особенности климатической циркуляции вод Черного моря по данным распределения динамических высот вдоль оси зоны черноморской дивергенции // Український гідрометеорологічний журнал – 2011. – № 8. – С. 234–241.

#### Оцінка особливостей циркуляції вод Чорного моря по кліматичним даним.

**Белевич Р.Р., Сриберко А.В., Степанова Ю.В.**

*Проведено аналіз особливостей циркуляції вод Чорного моря по кліматичним даним. Обчислені середньорічні величини швидкостей течій і витрат мас води в Чорному морі динамічним методом, а також проведені оцінки сезонних максимальних і мінімальних переносів. Виявлено періоди активного розвитку динамічних процесів на акваторії моря і періоди їх ослаблення.*

**Ключові слова:** циркуляція вод Чорного моря, Основна Чорноморська течія, швидкість течії, витрата мас води.

**Evaluation circulation features of the Black Sea on climate data. Belevich R., Sryberko A., Stepanova Y.**

*The analysis of the features of water circulation in the Black Sea on climate data was carried. The annual average flow velocity and the water rate in the Black Sea were calculated by the dynamic method and the evaluations of the maximum and minimum the seasonal water flows were made. The periods of active development of dynamic processes in the waters of the sea and periods of weakening were established.*

**Keywords:** water circulation of the Black Sea, the Black Sea during the main, the flow rate, mass flow rate of water.

**МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ИНТЕНСИВНОСТИ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД СУБТРОПИЧЕСКИХ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКИХ КРУГОВОРОТОВ ТИХОГО ОКЕАНА**

*По данным наблюдений на уровневых постах показана связь между атмосферными процессами, интенсивностью течений и колебаниями уровня в субтропических зонах Тихого океана. Получено, что изменения интенсивности течений в результате взаимодействия вод океана с атмосферой представляют собой циклический автоколебательный процесс с продолжительностью циклов от 3 до 8 лет. Ключевым моментом цикла (переключателем цикла) является достижение максимально возможного значения уровня в западных частях тропической зоны океана.*

**Ключевые слова:** *Тихий океан, интенсивность циркуляции вод, аномалии температуры поверхности моря, субтропический круговорот, автоколебательный процесс.*

**Введение.** Субтропические антициклонические круговороты вод существуют в обоих полушариях Атлантического и Тихого океанов, а в Индийском – только в Южном полушарии, так как круговорот Северного полушария здесь меняет направление движения вод в зависимости от сезона года. Особенно хорошо оба субтропических круговорота выражены в Тихом океане. Границей раздела северного и южного круговоротов служит не экватор, а внутритропическая зона низкого атмосферного давления, расположенная в полосе примерно 4-8°с.ш. В этой узкой полосе течение меняет направление на обратное – Межпассатное противотечение, разделяющее Северное и Южное пассатные течения. Географический экватор проходит в Южном пассатном течении, которое оказывается более широким, чем Северное пассатное течение. Оба пассатные течения являются звеньями огромных круговоротов вод антициклонического направления. Достигая западных берегов океана пассатные течения поворачивают сначала в сторону полюсов, образуя западные пограничные течения: Куроисио в Северном и Восточно-Австралийское в Южном полушариях. В зоне западных ветров эти течения разветвляются и уже в виде отдельных ветвей пересекают океан в обратном направлении – с запада на восток. Вблизи восточных берегов океана часть вод этих течений направляется в сторону экватора – Калифорнийское и Перуанское течения. Приближаясь к 20° с. и ю. широты оба эти течения попадают в зону пассатов, замыкая таким образом циклонические круговороты [1-3].

Наличие пассатных ветров в тропической зоне приводит к сгону теплой воды верхнего слоя и, следовательно, к понижению уровня воды по сравнению с западной частью этой зоны, где наблюдается накопление теплой воды и повышение уровня. Температура воды на западе экваториальной зоны превышает 29°C, а ее распространение достигает почти 180° долготы. На востоке этой зоны температура воды обычно составляет 24-25°C. Однако при усилении пассата в этой части экваториальной зоны температура воды может опускаться до 19-20°C [4]. Ширина этой холодной полосы с температурой, не превышающей 25°C, достигает 150°з.д., т.е. примерно середины океана по экватору.

При хорошо развитом пассате такое распределение температуры воды поверхностного слоя является достаточно обычным явлением, но примерно через 3-5, иногда 6 или 7 лет пассат ослабевает (или даже прекращается на некоторый интервал времени). Тогда ослабевают пассатные течения, исчезает экваториальный апвеллинг и наблюдается потепление верхнего слоя воды у берегов Эквадора и Перу. Первоначально этому явлению моряками было дано название Кальяо-пэинтер, т.е.



художник Кальяо, так как резкое потепление в упомянутых районах приводит к гибели холодноводного планктона и образованию некоторого количества сероводорода в верхнем слое воды. Вследствие этого волны оставляют черные разводы на бортах судов, следующих в порт Кальяо. Впоследствии этому явлению было дано название Эль-Ниньо (El-Nino), которое сохранилось до настоящего времени. Изучением Эль-Ниньо занимались многие ученые [5-9]. В упомянутых работах процесс развития Эль-Ниньо описан достаточно подробно. Потепление верхнего слоя воды в восточной части экваториальной зоны оценивается индексом Эль-Ниньо, под которым понимается средняя аномалия температуры этого слоя между 5° ю.ш. и 5° с.ш. (чаще всего от 90° до 170° з.д., иногда рассматривается район 90° до 170° з.д.).

В настоящей работе мы не рассматриваем собственно Эль-Ниньо. Мы полагаем, однако, что колебания интенсивности Южного пассатного течения – это только часть (может быть наиболее заметная) общего явления – междугодичной (или многолетней) изменчивости интенсивности обоих антициклонических субтропических круговоротов вод, обусловленный взаимодействием океанических и атмосферных процессов.

**Использованные материалы наблюдений.** Для оценки изменчивости обширных антициклональных круговоротов необходимы глубоководные измерения течений на разрезах, пересекающих течения, или хотя бы измерения температуры и солёности, позволяющие вычислить геострофические течения и расходы воды, переносимой этими течениями, каждый месяц или, в крайнем случае, каждый сезон на протяжении 20-30 лет. Таких измерений нет и не будет еще на протяжении по меньшей мере нескольких десятилетий. Наиболее интенсивно глубоководные измерения производились в 60-е – 80-е годы минувшего столетия. Однако эти измерения, выполнявшиеся в разных регионах Мирового океана, позволяют оценить интенсивность наиболее значительных течений только в среднем плане – т.е. средние расходы пассатных течений, западных (частично и восточных) пограничных течений, Кругового Антарктического течения, отдельных ветвей Северо- и Южно-Атлантических и Тихоокеанских течений и, пожалуй, еще средние расходы муссонных течений Индийского океана. Что же касается многолетних закономерностей колебания интенсивности этих течений, взаимодействия их с атмосферными процессами и реальной, доказанной наблюдениями, проверки таких закономерностей пока почти нет. Главная причина слабой изученности многолетней (или хотя бы междугодичной) изменчивости интенсивности основных круговоротов вод состоит в трудности выполнения регулярных глубоководных измерений не только течений, но даже температуры и солёности, позволяющих рассчитывать геострофическую составляющую течений, а также огромной стоимости выполнения таких измерений. В связи с этим нам представляется целесообразным использовать стационарные наблюдения за уровнем океана, выбрав водомерные посты, расположенные по периметру обоих субтропических круговоротов, как на континентальных берегах, так и на островах, расположенных на пути течений. Предполагается, что после исключения сезонных колебаний уровня, его отклонения от нормы являются результатом междугодичной изменчивости интенсивности течений. Некоторую проверку такого предположения оказалось возможным осуществить, используя материалы глубоководных наблюдений на разрезе поперек Южного пассатного течения по 165° в.д. от 20° ю.ш. до 5° ю.ш. Измерения температуры и солёности воды выполнялись в течение нескольких лет 4 раза в год, т.е. один раз в сезон, но в иные годы наблюдения выполнялись только 3 раза. Каждый год измерения вдоль разреза производились на 16-17 станциях до глубины не менее 1000 м (иногда некоторые станции пропускались). Так как пассатные течения не распространяются глубже 1000 м, то выбор отсчетной поверхности на глубине 1000 м можно считать вполне приемлемым. Расходы воды через разрез

изменяются в довольно больших пределах, поэтому были вычислены их средние годовые значения и выбраны максимальные значения в каждом году.

В качестве примера в табл.1 показаны расходы для 4 разных лет: в 1988 и 1989 гг. как максимальные, так и средние расходы были очень значительными, а в 1991 и в 1992 гг. почти вдвое меньшими. В соответствии с этим водомерные посты на западе океана показали положительные аномалии уровня, т.е. усиление нагонного эффекта, причем не только в зоне пассата, но и за его пределами (в Восточно-Австралийском течении). В 1991 и особенно в 1992 гг. нагонный эффект был гораздо более слабым и на тех же самых постах наблюдались отрицательные аномалии уровня. На востоке океана наоборот – в 1988 и 1989 гг. аномалии уровня были отрицательными, а в 1991 и 1992 гг. положительными.

Таблица 1 – Вычисленные расходы основной ветви Южного пассатного течения вдоль меридиана 165°в.д. от 5°ю.ш. до 20°ю.ш. и соответствующие им средние годовые аномалии уровня на западном и восточном берегах океана

Годы	Число измер. в течение года	Средний расход течения, Св	Максим. расход течения, Св	Индекс ЮК (средний за год)	Сред. годовые аномалии уровня, мм			
					Юз часть океана		Юв часть океана	
					Рабаул 4,2°ю.ш.	Брисбен 27,4°ю.ш.	Ла-Либертад 2,2°ю.ш.	Кальдера 27°ю.ш.
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1988	3	66,9	74,2	+1,15	46	68	-42	-48
1989	3	53,6	72,1	+0,93	89	49	-43	-74
1991	4	37,2	45,8	-1,55	-10	-10	12	7
1992	4	34,6	40,9	-2,00	-129	-16	34	57

В той же таблице в графе 5 показаны средние годовые значения индексов так называемого Южного колебания (ЮК) – характеристики интенсивности пассата Южного полушария. Индекс ЮК представляет собой нормированную разность атмосферного давления между о.Таити (17°ю.ш., 150°з.д.), примерно на среднем меридиане Тихого океана и портом Дарвин (12°ю.ш., 131°з.д.) – на границе между Тихим и Индийским океанами. Эта разность показывает зональный градиент атмосферного давления и характеризует усиление пассата в западной половине океан знаком плюс и ослабление – знаком минус. В дальнейшем мы еще вернемся к тому, что именно характеризует этот индекс.

Для анализа было выбрано более 30 постов с ежемесячными значениями уровня океана без пропусков и переносов мест наблюдения. Длина рядов наблюдений неодинакова. Наиболее продолжительные ряды составляют от 30 до 41 года. Таких постов 14, остальные ряды имеют более короткие ряды наблюдений – от 20 до 29 лет, и только на двух постах, расположенных близко к центральной части круговорота: Аварау (о-ва Кука) и Нукулаофа (о-ва Тонга), наблюдения производятся лишь последние 14 лет. На карте течений (рис.1) все посты показаны кружками, их координаты, названия и число ежемесячных значений уровня показаны в табл. 2-5.

По наблюдениям всех постов вычислены средние ежемесячные многолетние значения уровня. Эти средние месячные значения вычтены из ежемесячных значений каждого года, т.е. получены отклонения от годового хода, которые и считались аномалиями, обусловленными колебаниями интенсивности течений на разных участках круговоротов.

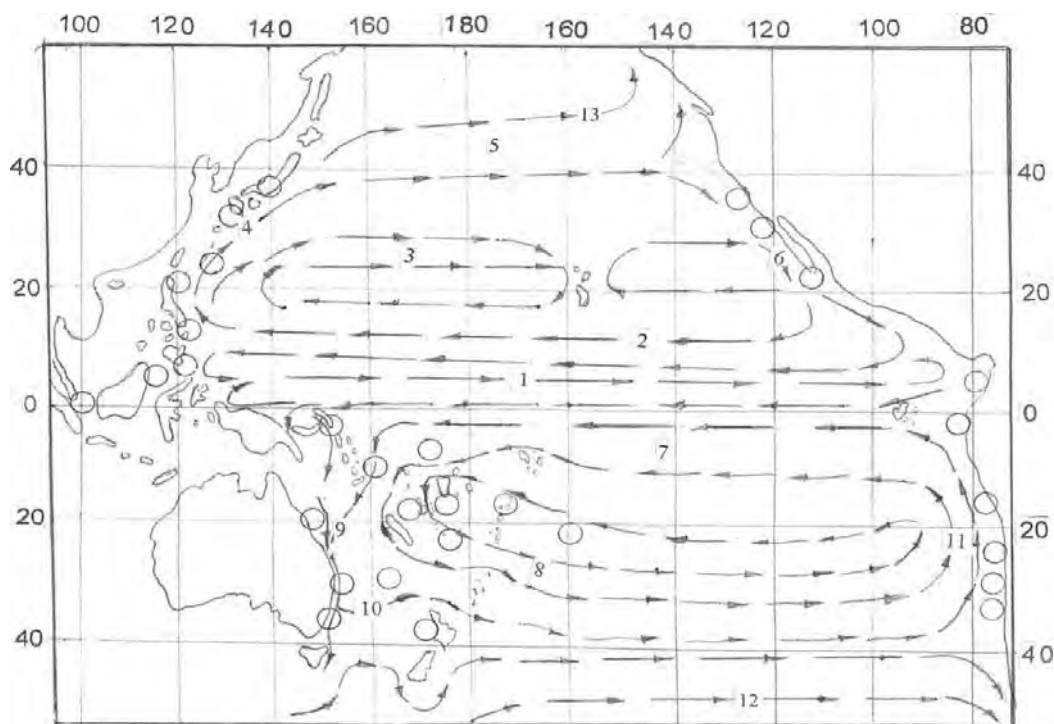


Рис.1 Схема течений тропической и субтропической части Тихого океана

1 – межпассатное противотечение; 2 – Северное пассатное течение; 3 – Северное субтропическое противопассатное течение; 4 – Куроисио; 5 – Северо-Тихоокеанское течение; 6 – Калифорнийское течение; 7 – Южное пассатное течение; 8 – Южное субтропическое противопассатное течение; 9 – Восточно-Австралийское течение; 10 – Тасманов фронт; 11 – Перуанское течение; 12 – течение Западного дрейфа; 13 – Северо-Тихоокеанское течение.

Кружками обозначено примерное положение водомерных постов, точные их координаты приведены в табл.2,3.

**Антициклонические субтропические круговороты вод в Тихом океане и их междугодичная изменчивость.** Субтропические круговороты вод в Тихом океане занимает огромную площадь. Вдоль среднего меридиана (примерно 160°в.д.) их северная и южная границы проходят вдоль субполярных фронтов по 40° северной и 40° южной широты. Их протяженность в широтном направлении еще больше: по границе их раздела (межпассатное противотечение) расстояние между восточным и западным краями круговоротов составляет около 130° (от 130°в.д. до 80°з.д.).

Нагон воды к западным берегам пассатными ветрами и подъем уровня у западных берегов океана приводит к частичному ее оттоку Межпассатным противотечением, а также подповерхностным противотечением Кромвелла вдоль экватора и слабым (по сравнению с упомянутыми выше) Южным экваториальным противотечением (также подповерхностным, как и течение Кромвелла, но местами выходящим на поверхность и примерно симметричным Межпассатному противотечению). Однако масса нагоняемой пассатами воды к западным берегам океана между 20°с. и 20°ю. широты не компенсируется ее оттоком на восток упомянутыми выше узкими течениями обратного направления. Основная масса воды уходит вдоль западных берегов на север в Северном полушарии и на юг – в Южном, образуя западные пограничные течения: Куроисио и Восточно-Австралийское. От северного края Северного пассатного течения около 20°с.ш. отделяется несильное, но все же достаточно хорошо выраженное противотечение, переносящее теплые воды между 20° и 28°с.ш. в обратном направлении (на восток). Это течение обнаружено давно и в Морском атласе [1]

названо субтропическим противотечением. Достигая Гавайских островов, это течение раздваивается – его южная часть поворачивает к югу, а северная огибает Гавайи с севера и продолжает двигаться на восток к побережью Калифорнийского полуострова. Основная же часть вод Северного пассатного течения, минуя северную оконечность Филиппинских островов, подходит к проливу между о. Тайвань и самой южной группой Японских островов (Сакусимо). Часть воды проходит через этот пролив и направляется к северу вдоль о-вов Рюкю с внутренней стороны (т.е. со стороны Восточно-Китайского моря), а другая часть проходит с океанской стороны вдоль тех же островов в сторону Японии. От течения, проходящего на север вдоль о-вов Рюкю со стороны Восточно-Китайского моря, отходят две ветви – одна в Желтое море (вдоль берегов Кореи), которое она обходит против часовой стрелки (теплое течение Желтого моря). Вторая ветвь, отходящая от Курисио – Цусимское течение. Входит в Японское море через Корейский пролив и следует к северу вдоль Японских о-вов. Основная часть вод этого течения выходит в океан через Сангарский пролив, а ее остаток – через пролив Лаперуза в Охотское море. Однако, как течение Желтого моря, так и Цусимское течение составляют лишь небольшую долю Курисио.

Оставшаяся часть воды ветви, проходящей вдоль архипелага Рюкю со стороны Восточно-Китайского моря выходит в океан южнее о-ва Кюсю. Соединяясь с внешней ветвью Курисио она превращается в мощное течение считающееся вторым после Гольфстрима, его расход достигает 40-50 Св, а по некоторым данным [2] в отдельных случаях даже 70 Св. Минуя подводный хребет Нампо, течение начинает постепенно отходить от японских берегов. Между ним и берегом вклинивается с севера холодная ветвь Курило-Камчатского течения (Ойясио). Около 40°с.ш. от Курисио отделяется Северо-Тихоокеанское течение, которое под воздействием западных ветров пересекает океан до побережья Северной Америки. У побережья Северной Америки Северо-Тихоокеанское течение разветвляется, южный его край поворачивает на юг, образуя Калифорнийское течение, которое, достигая примерно 20°с.ш. вливается в Северное Пассатное течение, замыкая с востока северный субтропический антициклонический круговорот. Северный край Северо-Тихоокеанского течения проходит в сторону Аляскинского залива (Аляскинское течение), но это уже часть субполярного циклонического круговорота, особенности которого в настоящей работе не рассматриваются.

Южное Пассатное течение является более широким, чем Северное и отличается от последнего более значительными скоростями, следовательно и более значительным расходом воды. В связи с этим можно было бы ожидать, что и западное пограничное течение Южного полушария окажется более сильным, чем Курисио. Однако это совсем не так. Восточно-Австралийское течение как по нашим, так и зарубежным данным является наиболее слабым из всех западных пограничных течений. Его средний расход около 30 Св. В периоды усиления может достигать 40 Св., а в периоды ослабления – существенно меньше 30 Св. Причиной этого являются особенности рельефа дна юго-западной части Тихого океана – наличие меридиональных подводных хребтов и Большого Барьерного рифа вдоль побережья Австралии. Самый южный край Южного Пассатного течения проходит севернее островов Фиджи примерно по 18°ю.ш., попадая в Северо-Фиджийскую котловину, затем перед поднятием о-вов Новые Гебриды поворачивает обратно и выходит на восток южнее о-вов Фиджи и Тонга около 21-22°ю.ш. Это первая ветвь субтропического пртивопассатного течения.

В Коралловое море может свободно входить часть вод Южного Пассатного течения около 10°ю.ш. через глубокий пролив между о-вами Санта-Крус и о.Кристоваль из группы Соломоновых о-вов. Более северная часть течения от 10° до 5°ю.ш. встречает преграду в виде Соломоновых о-вов, проливы между которыми очень

мелководны, течение может проходить только вдоль этих островов, а затем входить в Соломоново и Ново-Гвинейское моря между о-вами Бугенвиль, Новая Ирландия, Новая Британия, Адмиралтейства. Однако попадая из Соломонова моря в Коралловое, воды Южного Пассатного течения не могут образовать сильного пограничного течения, так как вдоль Австралии простирается широкий Большой Барьерный риф и острова Честерфилд, Белен, Новая Каледония, а от них на юг проходят подводные меридиональные хребты Норфолк и Лорд-Хау, между которыми расположена узкая глубокая Новокаледонская котловина, которая почти доходит до мелководья Северного острова Новой Зеландии. Собственно Восточно-Австралийское течение становится хорошо выраженным только южнее тропика, где Барьерный риф суживается, а затем исчезает.

Как по нашим материалам, так и по литературным источникам [10], наибольшей мощности течение достигает между  $27^{\circ}$  и  $32-33^{\circ}$  ю.ш., именно здесь его расход в среднем достигает 30 Св. Далее на юг австралийский берег несколько отступает к западу, а вдоль юго-восточной окраины Австралии в сторону Сиднея дуют ветры с юго-запада, которые нагоняют в Тасманово море более холодные воды и отделяют от Восточно-Австралийского течения ветвь на восток, составляющую около  $2/3$  его расхода. Эта ветвь теплого Восточно-Австралийского течения пересекает подводные хребты в их наиболее глубоких местах и в виде волнистой линии обходит с севера мыс Северный Новой Зеландии и выходит в океан. В иностранной литературе это течение получило название Тасманов фронт. Таким образом теплые воды, выходящие в океан примерно между  $18-20^{\circ}$  и  $32-33^{\circ}$  ю.ш. образуют субтропическое противопассатное течение Южного полушария. Более холодные воды, вошедшие с юга в Тасманово море восточнее оставшейся слабой ветви Восточно-Австралийского течения, доходящего до о.Тасмания, выходят в океан, огибая о.Южный вместе с поднятием Чатам. Около  $40^{\circ}-41^{\circ}$  ю.ш. образуется субполярный фронт, простирающийся на восток. Однако по мере приближения к берегам Чили фронт становится мало заметным, однако именно на этой широте происходит разделение вод, проходящих на восток, на две ветви. Одна из них поворачивает на север вдоль берегов Чили, а затем Перу (Перуанское течение), которое вливается около  $20^{\circ}$  ю.ш. в Южное Пассатное течение. Вторая ветвь проходит к югу (в статье [11] мы назвали ее Чилийским течением), обходит Огненную Землю в виде самой северной ветви Кругового Антарктического течения (течения м.Горн).

На рис.1 субтропические круговороты обоих полушарий Тихого океана представлены несколько упрощенно, но положение основных их фрагментов показано довольно правильно. Как видно из рисунка (это указано и в тексте статьи) здесь нет в центрах субтропических зон «течений неопределенных или переменных направлений», которые отмечаются в аналогичных областях Атлантики [12]. В центральных областях обоих круговоротов между  $20^{\circ}$  и  $30-32^{\circ}$  северной и южной широты проходят субтропические противопассатные течения (по нашей терминологии) или субтропические противотечения [13], которые начинаются в районе перехода пассатных течений в западные пограничные течения. Причиной такого различия между Тихим океаном и Атлантикой, по-видимому, являются очень сложные морфологические условия западной части Тихого океана: наличие многочисленных крупных и мелких островов, островных дуг, подводных хребтов и поднятий, запутанных проходов между ними, что приводит к отделению от края пассатных течений отдельных ветвей, которые уже в субтропической зоне поворачивают на восток.

Субтропические антициклонические круговороты испытывают междугодовые (или многолетние) колебания интенсивности течений на всех участках одновременно, включая как пассатные, так и западные и восточные пограничные течения, а также

противотечения (по отношению к пассатным течениям), пересекающие океан в направлении на восток между пассатными течениями и субполярными фронтами.

Для доказательства одновременного усиления или ослабления всех участков обоих субтропических круговоротов были вычислены коэффициенты корреляции между ежемесячными аномалиями уровня на водомерных постах, расположенных в разных полушариях, но на одной и той же широте в западной и восточной частях океана. Коэффициенты корреляции между аномалиями уровня в западной части независимо от того, северное это или южное полушарие, должны быть положительными, точно так же, как и между аномалиями уровня в восточной части. Результаты таких расчетов приведены в табл.2, где можно видеть, что эти коэффициенты оказались действительно положительными и даже довольно большими при том, что ряды аномалий уровня, а их длина составляет от 200 до 300 месяцев. Это означает, что при усилении течений всех участков круговорота на западной его стороне наблюдается нагон (положительные аномалии уровня в обоих полушариях), а при ослаблении круговоротов – отрицательные аномалии. На восточной стороне при усилении круговоротов происходит усиление сгонных явлений, т.е. отрицательные аномалии уровня на всех постах обоих полушарий.

Таблица 2 – Коэффициенты корреляции между аномалиями уровня на водомерных постах, расположенных в разных полушариях западной и восточной частей Тихого океана

№	Название постов	Части океана	Географические координаты	Коэфф. корреляции	Число месяцев
1	П.Армульяс Ла-Либертад	СВ ЮВ	8,3°с.ш. 79,6°з.д. 2,2°ю.ш. 80°з.д.	0,81	256
2	Ла-Либертад Лос-Анжелес	СВ ЮВ	2,2°ю.ш. 80°з.д. 33,4°с.ш. 118°з.д.	0,70	256
3	Сан-Лукас Антофагаста	СВ ЮВ	22,9°с.ш. 110°з.д. 23,6°ю.ш. 70,4°з.д.	0,54	288
4	Лос-Анжелес Вальпараисо	СВ ЮВ	33,4°с.ш. 118°з.д. 33,1°ю.ш. 73°з.д.	0,37	324
5	Легаспи Сува (о-ва Фиджи)	СЗ ЮЗ	13,2°с.ш. 123,8°в.д. 18,1°ю.ш. 178,4°в.д.	0,59	288
6	П.Айрин (о.Лусон) Таунсвилл	СЗ ЮЗ	18,4°с.ш. 122,1°в.д. 19,2°ю.ш. 146,8°в.д.	0,45	246
7	П.Айрин (о.Лусон) Сува (о-ва Фиджи)	СЗ ЮЗ	18,4°с.ш. 122,1°в.д. 18,1°ю.ш. 178,4°в.д.	0,38	246

В табл.3 показаны коэффициенты корреляции, рассчитанные между аномалиями уровня на постах, расположенных в разных частях океана (западной или восточной) и в разных полушариях. Они все оказались отрицательными, как исследовало ожидать, и также довольно значительными по абсолютной величине.

Результаты расчетов, приведенные в таблицах 2 и 3 показывают, что предварительное утверждение об одновременном усилении или ослаблении течений на всех участках круговоротов (а не только пассатных течений) является правомерным.

Одновременное усиление или ослабление течений на всех участках обоих субтропических антициклонических круговоротов возможно только при значительном одновременном и довольно длительном повышении или понижении атмосферного

давления в нижнем слое атмосферы центральных районов субтропических областей высокого давления (субтропических антициклонов).

Таблица 3 – Коэффициенты корреляции между аномалиями уровня на водомерных постах, расположенных в разных полушариях и разных частях Тихого океана

№	Название постов	Части океана	Географические координаты	Коэфф. корреляции	Число месяцев
1	Малакол П.Армульос	СЗ СВ	7,3°с.ш. 134,5°в.д. 8,3°с.ш. 80°з.д.	-0,58	256
2	Рабаул Ла-Либертад	ЮЗ ЮВ	4,2°ю.ш. 152,2°в.д. 2,2°ю.ш. 80°з.д.	-0,63	264
3	Таунсвилл Антофагаста	ЮЗ ЮВ	19,2°ю.ш. 146,8°в.д. 23,6°ю.ш. 70,4°з.д.	-0,42	288
4	Хониара Антофагаста	ЮЗ ЮВ	9,4°ю.ш. 160°в.д. 23,6°ю.ш. 70,4°з.д.	-0,41	288
5	Брисбен Кальдера	ЮЗ ЮВ	27,4°ю.ш. 153,8°в.д. 27,1°ю.ш. 70,4°з.д.	-0,34	264
6	Хониара П.Армуньос	ЮЗ СВ	9,4°ю.ш. 160,1°в.д. 8,3°с.ш. 79,8°з.д.	-0,58	256
7	Хониара Сан Лукас	ЮЗ СВ	9,4°ю.ш. 160,1°в.д. 22,9°с.ш. 110,4°з.д.	-0,64	300
8	Таунсвилл Сан Лукас	ЮЗ СВ	19,2°ю.ш. 146,8°в.д. 22,9°с.ш. 110°з.д.	-0,37	280
9	Рабаул Лос-Анжелес	ЮЗ СВ	4,2°ю.ш. 152,2°в.д. 33,4°с.ш. 118°з.д.	-0,69	264

Для того, чтобы рассмотреть вопрос о возможности одновременного усиления или ослабления тропических областей высокого давления на межгодовом (многолетнем) масштабе, рассмотрим кратко процессы образования областей высокого давления (и субполярных областей низкого давления) на фоне западного переноса, так хорошо известные специалистам метеорологам и далеко не всегда – океанологам. Эти сведения будут необходимы при рассмотрении попеременного усиления и ослабления этих областей, так как от этих колебаний зависят и колебания интенсивности субтропических антициклонических круговоротов вод в океане.

**Причины колебаний интенсивности антициклонических круговоротов вод в океане.** Западный перенос воздуха возникает и поддерживается существованием барического градиента, направленного от экватора к полюсам. Возникающее движение воздуха отклоняется силой Кориолиса вправо в северном и влево в южном полушарии, поэтому поток воздуха направлен с запада на восток. Такое направление движения соответствует условиям геострофического равновесия и в этом случае изобары должны идти вдоль параллелей. Однако в действительности это не совсем так, условия геострофического движения не везде выполнимы даже над океаном. На одной и той же широте могут существовать тепловые различия (на границах суши и воды, при наличии в океане больших и малых островов, островных дуг, подводных хребтов, создающих движение воды по вертикали или обход наиболее высоких их вершин), что изменяет температуру поверхности, а это, в свою очередь, нарушает условия геострофического равновесия по крайней мере в нижнем слое атмосферы [14].

Несмотря на то, что отклонения от геострофических условий могут быть малы, они определяют перенос воздуха через параллели. Если геострофическое равновесие

нарушается, то в местах некоторого накопления воздуха возникает увеличение давления и сдвиг изобар в сторону более низкого давления, т.е. в сторону полюса. Изобары в этом случае очерчивают гребень повышенного давления, если же сдвиг происходит в сторону экватора, изобары формируют ложбину пониженного давления.

Возникшие гребни и ложбины перемещаются вместе с общим переносом с запада на восток. При увеличении скорости зонального переноса (в основном в умеренных широтах) они вытягиваются, изгибаются и могут образовывать замкнутые области повышенного и пониженного давления (замкнутые изобары). Внизу под зонами сходимости образуется антициклон, под зонами расходимости – циклон. Эти образования общим потоком воздуха переносятся на восток. В антициклоне движение воздуха в северном полушарии происходит по часовой стрелке, поэтому на частицы воздуха, находящиеся на стороне, обращенной к полюсу, сила Кориолиса будет больше, чем на стороне, обращенной к экватору (так как эта сила возрастает от экватора к полюсу по закону синуса широты места), следовательно, равнодействующая этой силы направлена к югу. Таким образом, антициклон будет двигаться не точно на восток, а одновременно смещаться к югу, однако такое смещение будет наблюдаться примерно до широты 25-30°. Ближе к экватору сила Кориолиса становится настолько малой, что эффект смещения к экватору прекращается и на широте 25-30° происходит скопление антициклонов. Соответственно на широте 60-65° будет скопление циклонов. В среднем в субтропиках будет хорошо выраженная область повышенного давления, а в субполярной - область пониженного давления.

Между обеими субтропическими областями высокого давления и внутритропической ложбиной образуется область пассатов – восточных ветров в тропической полосе, а в умеренных широтах (между 65 и 25-30°) – западные ветры. Вдоль западной границы океана – ветры от тропических широт в сторону умеренных, а вдоль восточной границы от умеренных широт в сторону тропических, т.е. ветры обходят субтропическую область высокого давления в северном полушарии по часовой стрелке, а в южном – против часовой стрелки [15].

Процесс попеременного усиления и ослабления субтропических антициклонов и развитие и ослабление субтропических круговоротов вод в океане происходят циклически, хотя продолжительность циклов неодинакова. Если выбрать началом цикла постепенное повышение атмосферного давления в субтропических областях, то почти одновременно с этим повышением давления (возможно с небольшим отставанием на 1-2 месяца) начинается и усиление течений, образующих круговороты обоих полушарий, причем наибольшее усиление наблюдается в пассатных течениях, как наиболее устойчивых по своему направлению, вследствие малой величины силы Кориолиса и малой ее изменчивости в пределах тропических зон [16]. В связи с усилением пассатных течений происходит подъем уровня у западных берегов и его падение у восточных. Одновременно с этим происходит усиление не только западных, но и восточных пограничных течений (Перуанского и Калифорнийского), увеличивающее сгон воды верхнего слоя на запад между 40°с. и 40°ю.ш. Особенно сильный сгон наблюдается в зоне Южного Пассатного течения, скорости и ширина которого больше, чем аналогичные величины Северного Пассатного течения. Постепенно ширина полосы сгона вдоль восточных берегов становится очень широкой, температура поверхности воды понижается до 20-21°С, а местами опускается до 19°С.

Большая разница в температуре между восточной и западной частями поверхности океана может вызвать воздухообмен между этими частями: холодный воздух с востока в нижнем слое атмосферы переносится с востока на запад, что усиливает сгонный эффект в океане, а теплый воздух с запада в качестве верхнего потока будет компенсировать его отток, что только увеличит ширину сгонной полосы



на востоке и еще больше понизит там температуру поверхностного слоя океана (Ла-Нинья) [17]. Однако такой процесс не может продолжаться особенно долго. Охлажденная поверхность воды в тропической зоне приведет к значительному уменьшению градиентов температуры между тропическими и полярными широтами и существенному понижению скорости западного переноса в умеренных широтах. Этот фактор уменьшит число случаев пересечения параллелей изобарами, т.е. характер переноса здесь станет ближе к геострофическому, сократится образование ложбин и гребней, антициклонических (как и циклонических) образований, уменьшится накопление антициклонов в зоне его обычного накопления (25-30°ш.) и произойдет ослабление субтропических круговоротов вод. Однако уменьшение скоростей течений на всех участках круговоротов, в особенности, ослабление пассатных течений, в свою очередь приведет к значительному повышению температуры воды в восточной части тропической, а также и субтропической (но в меньшей мере) зон океана (Эль-Ниньо).

Однако потепление воды во всей этой зоне повлечет за собой увеличение градиентов температуры воздуха между полярными и тропическими широтами, усилению западного переноса в умеренных широтах, интенсификации образования циклонических и антициклонических образований и накоплению антициклонов в полосе 25-30°ш., т.е. к повышению атмосферного давления в субтропической области и постепенному, но одновременному увеличению интенсивности течений на всех участках антициклонических круговоротов вод, т.е. начнется новый цикл.

Строгой закономерности в продолжительности всего цикла нет, как нет и закономерности в длительности каждой фазы цикла. Во всяком случае фаза постепенного восстановления субтропической области высокого давления до среднего ее состояния и восстановления средней скорости пассата и ветра на других участках круговоротов занимает 1,5-2, иногда и 3 года, а в редких случаях до 3,4-4 лет, а фаза Эль-Ниньо в среднем несколько меньше, но не менее одного-полутора лет. Вследствие необходимости сокращения объема статьи мы предполагаем рассмотреть этот вопрос в следующей статье.

Выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Изменения интенсивности течений на всех участках субтропических антициклонических круговоротов происходят почти одновременно, возможно со сдвигом на 1-2 месяца.
2. Упомянутые изменения происходят в результате взаимодействия вод океана с атмосферой в виде отдельных циклов, представляющих собой автоколебания с обратной связью. Продолжительность циклов меняется от 3 до 7-8 лет.
3. Прерывателем, который останавливает развитие процесса в направлении усиления интенсивности круговорота вод и поворачивает его в обратном направлении – ослабления его интенсивности, является достижение подъема максимальных значений уровня в западной части северной тропической зоны до 200-220 мм и до 280-420 мм в южной тропической зоне, а главное – образование широкой полосы холодной воды, распространяющейся на поверхности океана и существенно уменьшающей меридиональный градиент температуры воздуха между полярными и тропическими широтами
4. В связи с влиянием других процессов (сезонных или долгопериодных) продолжительность каждой фазы цикла может меняться, но, как правило, не бывает менее 1,5 лет.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас океанов: Тихий океан. – Л.: Издательство ГУНИО, 1974. – 302 с.
2. Бурков В.А. Общая циркуляция вод Тихого океана. – М.: Наука, 1972. – 196 с.
3. Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. –Л.:Гидрометиздат,1980.– 251с.
4. Суховой В.Ф. Основные черты гидрологического режима Атлантического и Тихого океанов. – Киев: УМКВО, 1992. – 217 с.
5. Bjerknes J. A large-scale disturbance of the atmospheric circulation presumably originating from the Equatorial Pacific//Динамика крупномасштабных атмосферных процессов.- М.:Наука, 1969.- P.257-260.
6. Wyrki K. El-Nino – the dynamic response of the Equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing// J.Phys.Oceanogr.- 1975.- 5.- P.572-584.
7. Rasmusson E.M., Carpenter T.N. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with Southern Oscillation (El-Nino)// Monthly Weather Rev.- 1982.- 110.- P.354-384.
8. Полонский А.Б., Давыдов Г.И. Изменчивость системы океан-атмосфера в Австрало-Азиатском регионе в связи с Эль-Ниньо – Южное колебание// Изв.РАН. ФАО.- 1996- 32,- №3,- С.383-396.
9. Полонский А.Б., Давыдов Г.И. Сравнительная характеристика глобальных проявлений пяти Эль-Ниньо// Мор.гидрофиз.журн.- 1998- №1,- С.38-49.
10. Ganachaud A., Gravatte S., Gourdean . et al. Southern Pacific Ocean Circulation and Climate Experiment, Australia, 2005.- 19 p.
11. Суховой В. Ф., Рубан И. Г., Пятакова В. Ф. Циркуляция вод юго-восточной части Тихого океана//Вісник Одеського державного екологічного університету.-2006.-Вип. 3.- С. 201-209.
12. Полонский А.Б. Роль океана в изменениях климата.- Киев.: Наукова Думка, 2008,- 183 с.
13. Harrison D.E., Larkin N.K. El-Nino – Southern Oscillation sea surface temperature and wind anomalies – 1946-1993// Rev.Geophys.- 1998.- 36 - №3.- P.353-399.
14. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат,- 1959,- 365 с.
15. Бьеркнес Дж. Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы// Основные проблемы океанологии. Пер.с англ.- М.: Наука, 1969.- С.7-19.
16. Bjerknes J. Atmospheric teleconnection from the Equatorial Pacific// Monthly Weather Rev.- 1969.- Vol.97, №3, P.163-172.
17. Horel J.D., Wallace J.M. Planetary-scale atmosphere phenomena associated with the Southern Oscillation// Monthly Weather Rev.- 1981.- Vol.109.- P.813-829.

### **Багаторічна мінливість інтенсивності циркуляції вод субтропічних антициклонічних кругообертів Тихого океану. Суховій В.Ф., Рубан І.Г.**

*За даними спостережень на рівневих постах показано зв'язок між атмосферними процесами, інтенсивністю течій та коливаннями рівня в субтропічних зонах Тихого океану. Отримано, що зміни інтенсивності течій в результаті взаємодії вод океану з атмосферою уявляє собою циклічний автоколиванний процес тривалістю циклів від 3 до 8 років. Ключовим моментом циклу (перемикачем циклу) є досягнення максимально можливого рівня у західних частинах тропічної зони океану.*

**Ключові слова:** Тихий океан, інтенсивність циркуляції вод, аномалії температури поверхні моря, субтропічний кругообіг, автоколиванний процес.

### **Long-term variability in intensity of the Pacific subtropical anticyclones gears. Suhovey V.F., Ruban I.G.**

*The relation among atmospheric processes, current system intensity and ocean level in the subtropical Pacific area is shown with the use of a sea level network. It was found that changes in intensity of a current system occur as a auto-oscillation process with a cycle duration from three to eight years and is associated with atmosphere-ocean interactions. The key point (trigger) is the achievement of a maximum value of the ocean level in the western tropical*

**Keywords:** Pacific ocean, ocean circulation intensity, sea surface temperature anomaly, subtropical gear, auto-oscillation process

UDC 551.509.328 + 517.938

**I.N. Serga**, *c.ph.-m.n.*, **Yu.Ya. Bunyakova**, *c.geogr.n.*, **O.N. Grushevsky**, *c.geogr.n.*,  
**I.A. Shakhman**, *c.geogr.n.* .

*Odessa State Environmental University*

## ATMOSPHERIC POLLUTANTS CONCENTRATIONS TEMPORAL DYNAMICS FOR THE INDUSTRIAL UKRAINIAN CITIES

*Dynamics of time variations of the air pollutants (dioxide of nitrogen, sulphur etc) concentrations in an atmosphere of the ukrainian industrial cities (Mariupol) with using advanced non-linear analysis, prediction and chaos theory methods is studied.*

**Keywords:** *methods of the theory of chaos, industrial city, atmosphere, time series of concentrations, pollutants*

The present paper concerns the results of the research for dynamics of variations of the atmospheric pollutants (dioxide of nitrogen, sulphur etc) concentrations in an air basins of the large ukrainian industrial cities by using the non-linear prediction and chaos theory methods [1-12]. A chaotic behaviour in the nitrogen dioxide and sulphur dioxide (sulphurous anhydride) concentration time series at several sites in the Mariupol city numerically investigated. Using the non-linear prediction and chaos theory methods includes the chaos tests, reconstruction of the corresponding attractors, determination of the time delay and embedding dimension. The former is provided by using the methods of autocorrelation function and average mutual information. Besides, during the total investigation one should use the correlation dimension method, an algorithm of false nearest neighbours, the Lyapunov's exponents analysis and determination of the Kaplan-Yorke dimension and Kolmogorov entropy etc [1,3,9,13-19]. Under availability of an existence of the low-dimensional chaos in the studied system, it would be possible the further short-terminal forecast of the atmospheric pollutants fluctuations dynamics.

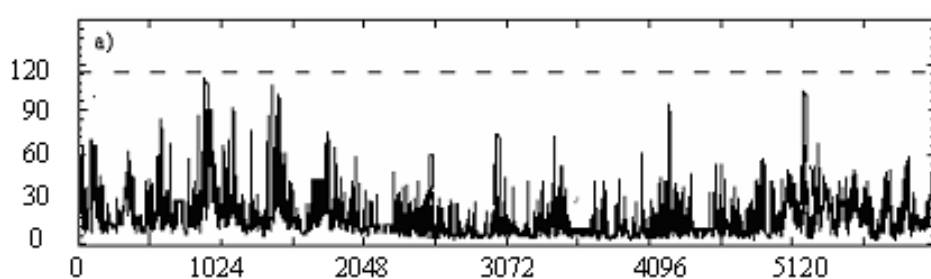
As a useful indications regarding the topics studied, let us remind about satisfactory results during investigation of the time fluctuation dynamics, for example, for O<sub>3</sub> concentrations in Cincinnati (Ohio) and Istanbul, when it has been proved the chaotic feature of the cited dynamics [20,21].

In ref. [14] there is an analysis of the NO<sub>2</sub>, CO, O<sub>3</sub> concentrations time series in a Gdansk region and it has been definitely received an evidence of chaos. Further it has been developed principally new effective approach to a short-range forecasting the atmospheric pollutants fluctuation dynamics using non-linear prediction method. These studies show that a chaos theory methodology can be successfully applied to investigation of the air pollution dynamics in atmosphere of the industrial cities. At the same time, one could remember about the fact that not all time series of concentrations are always chaotic, and, as a rule, the availability of chaotic behaviour for each time series should be preliminary proved.

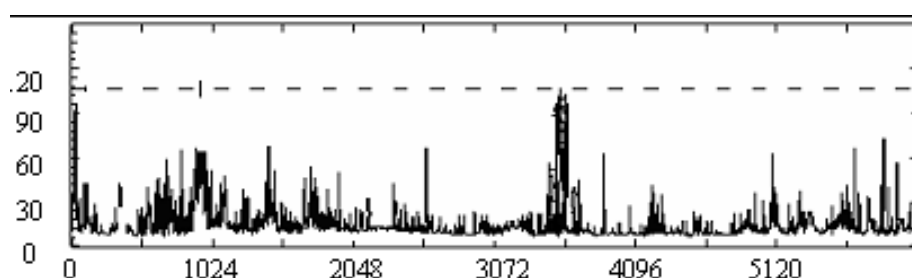
In this paper we present the results of studying a dynamics of the time variations of the air pollutants (dioxides of the nitrogen and the sulphur) concentrations in an atmosphere of the ukrainian industrial cities (on the example of Mariupol) with using advanced non-linear analysis, prediction and chaos theory methods [1-12].

In our study, nitrogen (NO<sub>2</sub>) dioxide and sulphurous anhydride (SO<sub>2</sub>) concentration data observed at the above cited Ukrainian industrial cities (Mariupol) from 1985 till 2004 years. There are eight and five sites (N8-N20) in the region of the investigated cities [1]. In our

studying we use the multi year hourly concentrations (one year total of 20x61440 data points). The temporal series of concentrations (in mg/m<sup>3</sup>) of the NO<sub>2</sub> and SO<sub>2</sub> are presented in figures 1 and 2.



**Figure 1.** The temporal series of concentrations (in mg/m<sup>3</sup>) of the of the NO<sub>2</sub>



**Figure 2.** The temporal series of concentrations (in mg/m<sup>3</sup>) of the of the SO<sub>2</sub>

Table 1 summarizes the results for the time lag calculated for first 10<sup>3</sup> values of time series. The autocorrelation function crosses 0 only for the NO<sub>2</sub> time series at the site 15, whereas this statistic for other time series remains positive. The values, where the autocorrelation function first crosses 0.1, can be chosen as  $\tau$ , but in [1] it's showed that an attractor cannot be adequately reconstructed for very large values of  $\tau$ . So, before making up final decision we calculate the dimension of attractor for all values in Table 1.

**Table 1** - Time lags (hours) subject to different values of  $C_L$ , and first minima of average mutual information,  $I_{\min 1}$ , for the time series of NO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub> at the sites of the Mariupol

Site 10		
	NO <sub>2</sub>	SO <sub>2</sub>
$C_L = 0$	—	—
$C_L = 0.1$	138	228
$C_L = 0.5$	6	13
$I_{\min 1}$	9	18

The outcome is explained not only inappropriate values of  $\tau$  but also shortcomings of correlation dimension method [2]. If this algorithm is used, then a percentages of false nearest neighbours are comparatively large in a case of large  $\tau$ . If time lags determined by average mutual information are used, then algorithm of false nearest neighbours provides  $d_E = 6$  for all air pollutants.

Table 2 shows the calculated parameters: correlation dimension ( $d_2$ ), embedding dimension ( $d_E$ ), Kaplan-Yorke dimension ( $d_L$ ), two Lyapunov exponents,  $E(\lambda_1, \lambda_2)$ , Kaplan-Yorke dimension ( $d_L$ ), and average limit of predictability ( $Pr_{\max}$ , hours) for time series of NO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub> at

sites of Mariupol (Jan.-Dec.1985). From the table 2 it can be noted that the Kaplan-Yorke dimensions, which are also the attractor dimensions, are smaller than the dimensions obtained by the algorithm of false nearest neighbours.

**Table 2.** The correlation dimension ( $d_2$ ), embedding dimension ( $d_E$ ), first two Lyapunov exponents,  $E(\lambda_1, \lambda_2)$ , Kaplan-Yorke dimension ( $d_L$ ), and average limit of predictability ( $Pr_{\max}$ , hours) for time series of  $NO_2, SO_2$  at sites of Mariupol (Jan.-Dec.1985).

	Site 13 NO <sub>2</sub>	Site 13 SO <sub>2</sub>	Site 9 NO <sub>2</sub>	Site 9 SO <sub>2</sub>
$\lambda_1$	0.0176	0.0161	0.0185	0.0146
$\lambda_2$	0.0058	0.0057	0.0045	0.0043
$d_2$	5.31	1.65	5.29	3.53
$d_E$	6	6	6	6
$d_L$	4.12	5.08	3.97	4.68
$Pr_{\max}$	39	44	41	46

The presence of the two (from six) positive Lyapunov exponents  $\lambda_i$  suggests the investigated air pollutants fluctuation temporal dynamics system broadens in the line of two axes and converges along four axes that in the six-dimensional space. The time series of  $SO_2$  at the site 9 have the highest predictability (more than 2 days), and other time series have the predictabilities slightly less than 2 days.

#### List of Literature

1. Bunyakova Yu.Ya. and Glushkov A.V. Analysis and forecasting effect of anthropogenic factors on air basin of industrial city.-Odessa: Ecology, 2010.-256p.
2. Glushkov A.V., Svinarenko A.A., Buyadzhi V.V., Zaichko P.A., Ternovsky V.B. Adv.in Neural Networks, Fuzzy Systems and Artificial Intelligence, Series: Recent Adv. in Computer Engineering, ed. by J.Balicki (WSEAS, Gdansk).-2014.-Vol.21.- P.143-150.
3. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya. Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method// Atmospheric Environment (Elsevier; The Netherlands).-2008.-Vol.42.-P. 7284–7292.
4. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Prepelitsa G.P., Tsenenko I.A. Temporal changing of the atmosphere methane content: an influence of the NAO// Optics of atmosphere and ocean.-2004.-Vol.4,№7.-C.593-598.
5. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Bunyakova Yu.Ya. Renorm-group approach to studying spectrum of the turbulence in atmosphere// Meteor.Climat.Hydrol.-2004.-N48.-P..286-292.
6. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Tsenenko I.A. Atmospheric teleconnection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis// Nonlinear Processes in Geophysics.-2004.-V.11,N3.-P.285-293
7. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Serbov N.G Bunyakova Yu.Ya., Balan A.K., Balanjuk E.P. Low-dimensional chaos in the time series of the pollution substances concentrations in atmosphere and hydrosphere// Herald of Odessa State Environmental University.-2007.-N4.-C.337-348.
8. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Loboda N.S., Ponomarenko E.L. Computer modelling the global cycle of carbon dioxide in system of atmosphere-ocean and environmental consequences of climate change// Environmental Informatics Arch.-2003.-Vol.1.-P.125-130
9. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Loboda N.S., Khetselius O.Yu., Bunyakova Yu.Ya. Non-linear prediction method in forecast of air pollutants  $CO_2, CO$ . *Transport and Air Pollution*. – Zürich: ETH University Press (Switzerland). 2010.-P.131–136.

10. *Serga E.N., Bunyakova Yu.Ya., Loboda A.V., Mansarliysky V.F., Dudinov A.A.* Multifractal analysis of time series of indices of the Arctic, the Antarctic and the Southern Oscillation. // *Ukrainian Hydrometeorology Journal*.-2013.-N13.-P.41-45.
11. *Rusov V.D., Glushkov A.V., Prepelitsa G.P., et al.* On possible genesis of fractal dimensions in turbulent pulsations of cosmic plasma- galactic-origin rays-turbulent pulsation in planetary atmosphere system// *Adv. Space Research (Elsevier)*.-2008.-Vol.42.-P.1614-1617.
12. *Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Serbov N.G., Zhurbenko K.*, Signatures of low-dimensional chaos in hourly water level measurements at coastal site of Mariupol, Ukraine// *Stoch.Environment Res. Risk Assess. (Springer)*.-2008.-Vol.22,N6.-P.777-788.
13. *Kennel M.B., Brown R., Abarbanel H.*: Determining embedding dimension for phase-space reconstruction using a geometrical construction. *Physical Review A* 45, 1992, 3403-3411.
14. *Schreiber T.* Interdisciplinary application of nonlinear time series methods // *Phys. Rep.*-1999.-Vol.308.-P.1-64.
15. *Grassberger, P. and Procaccia, I.* Measuring the strangeness of strange attractors// *Physica D*.-1983.-Vol.9.-P.189-208.
16. *Havstad, J.W. and Ehlers, C.L.* Attractor dimension of nonstationary dynamical systems from small data sets//*Phys. Rev. A*.-1989.-Vol.39.-P.845-853.
17. *Berndtsson, R., Jinno, K., Kawamura, A., Olsson, J. and Xu S.* Dynamical systems theory applied to long-term temperature and precipitation time series//*Trends in Hydrol.*-1994.-Vol.1.-P.291-297.
18. *Gallager R.G.* : *Information theory and reliable communication*, N-Y., Wiley, 1986.
19. *Nason G., von Sachs R., Kroisand G.* Wavelet processes and adaptive estimation of the evolutionary wavelet spectrum // *J. Royal Stat. Soc.* – 2000. – Vol. B-62. – P. 271-292.
20. *Lanfredi M., Macchiato M.* Searching for low dimensionality in air pollution time series// *Europhys.Lett.*-1997.-.-Vol.57.-P.589-594.
21. *Koçak K., Şaylan L., Şen O.* Nonlinear time series prediction of O<sub>3</sub> concentration in Istanbul.// *Atmospheric Environment (Elsevier)*.-2000.-Vol.34.-P.1267-1271.
22. *Grassberger P., Procaccia I.* Measuring the strangeness of strange attractors// *Physica D*. – 1983. – Vol. 9. – P. 189-208.
23. *Inhaber H.* A set of suggested air quality indices for Canada// *Atmos. Environ.*-1975.-Vol. 9.-P.353-364.
24. *Schreiber T.* Interdisciplinary application of nonlinear time series methods // *Phys. Rep.* – 1999. – Vol. 308. – P. 1-64.
25. *Mandelbrot B.B.* *Fractal Geometry of Nature*.-N.-Y., W.H. Freeman, 1982.

**Часова динаміка концентрацій забруднюючих атмосферу промислових міст України речовин Серга І.М., Бунякова Ю.Я., Грушевський О.М., Шахман І.О.**

*Вивчається динаміка тимчасових змін концентрацій забруднюючих (діоксид азоту, сірки) атмосферу українських промислових містах (Маріуполь) речовин з використанням узагальнених нелінійних методів аналізу, прогнозу та теорії хаосу ..*

**Ключові слова:** *методи теорії хаосу, промислове місто, атмосфера, екологічний стан, часові ряди концентрацій, забруднюючі речовини*

**Временная динамика концентраций загрязняющих атмосферу промышленных городов Украины веществ**

**Серга И.Н., Бунякова Ю.Я., Грушевский О.Н., Шахман И.А.**

*Изучается динамика временных изменений концентраций загрязняющих (диоксид азота, серы) атмосферу украинских промышленных городах (Маріуполь) веществ с использованием обобщенных нелинейных методов анализа, прогноза и теории хаоса..*

**Ключевые слова:** *методы теории хаоса, промышленный город, атмосфера, экологическое состояние, временные ряды концентраций*

**A.V. Glushkov**, *d.ph.-m.n.*, **N.G. Serbov**, *c.geogr.n.*, **A.A. Svinarenko**, *d.ph.-m.n.*,  
**V.V. Buyadzi**, *as.*

*Odessa State Environmental University*

## **CHAOS-GEOMETRIC ANALYSIS OF TIME SERIES OF CONCENTRATIONS OF SULPHUR DIOXIDE IN THE ATMOSPHERE OF THE INDUSTRIAL CITY (ON EXAMPLE OF THE GDANSK REGION)**

*On the basis of the theory of chaos it is performed an advanced chaos-geometric analysis of time series of concentrations of sulphur dioxide in Gdynia (Gdansk region) and calculated spectrum of the correlation dimension, that confirms the chaos existence. Estimation of the predictability limit in a short-term forecast is given.*

**Keywords:** *time series of concentrations, correlation dimension, chaos-geometric method*

**Introduction.** Admittedly, air pollution is the most dangerous factor for humans, flora and fauna, and to ensure its purity is the most complex and urgent problem of modern atmospheric ecology [1-4]. One of the key aspects of the problem is that the composition of the atmosphere of the industrial cities is influenced by many factors, which include the characteristics of pollution sources, their location, climate and meteorological parameters, especially the architecture of the city, and the processes of energy transfer, dissipation and relaxation, self-purification and regeneration, etc. The most important aspect of the problem is mathematical one, connected with adequate analysis of time series of the air pollutants concentrations. In recent years, chaos theory methods [4-15] are widely used in the studying anthropogenic impact on the ecological state of the industrial city. They allow to give quite adequate analysis and even a short-term forecast of further time evolution of the pollutants concentrations. It is based on a studying time series of the air pollutants concentrations. This approach has been successfully used in the analysis of fluctuations of meteorological parameters [16-22] etc.

In [4-7], methods of nonlinear forecasting and chaos theory has been successfully applied to the analysis of time series of concentrations of the atmospheric dust, nitrogen dioxide at Odessa, as well as at a few cities in the Gdansk region. In these studies there are used a simplified models of reconstruction of the Liapunov dimensions spectrum and computing the Kalan-York dimension, Kolmogorov entropy. It has been shown that even a simplified method of constructing predictive model gives quite satisfactory forecasting results. The purpose of this paper is in more detailed (in comparison with previous data [6]) investigation of ecological state for atmosphere of the industrial city and computing parameters of the time series for sulphur dioxide in the Gdynia (Gdansk region) and limit of predictability for short-term forecast.

**Data and method of analysis.** As the initial data we have used the empirical (observed) data for SO<sub>2</sub> in the city of Gdynia during December 2002 and 2003 (see Refs. in [11]). The concentrations of the gases (mg/m<sup>3</sup>) was measured every 5 minutes, and then hour-averaged values were computed (all 9480 values) using the data of these measurements. Note that the observations were continuously carried out only at two this stations during 2003 among the ten stations located near Gdansk.

This was the reason for selecting the above posts as chaos theory analysis requires necessary set of data at regular time steps. Table. 1 shows statistical characteristics for the considered input data and Figure 1 shows the time series. Labels on the x-axis in Figure 1 are plotted to fit about the first day of the month. Also, in the figure 1 the dashed line shows the lower limit of the pollution index 2 according to the EU Directive on air quality, which refers

Table 1 - Average ( $\bar{f}$ ), maximum ( $f_{\max}$ ) and minimum ( $f_{\min}$ ) values, mean-square deviation ( $\sigma^2$ ), coefficients of asymmetry ( $\gamma_1$ ) and excess ( $\gamma_2$ ) for time series of the SO<sub>2</sub> (Gdynia, 2003)

$\bar{f}$	$f_{\max}$	$f_{\min}$	$\sigma^2$	$\gamma_1$	$\gamma_2$
9,13	111,99	3,99	6,94	4,79	38,15

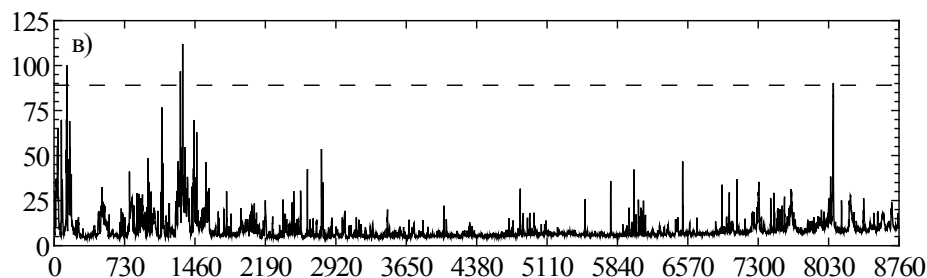


Figure 1 - Time series of SO<sub>2</sub> (in mg/m<sup>3</sup>) for atmosphere of the Gdynia (2003); Dashed lines denote the index 2 air pollution. X axis is the ordered number of hour per year

to a low level of contamination. Figure 2 shows the Fourier spectrum for the time series (Figure 1.) Accounting for irregular nature of changes in concentrations, it is not surprising that these spectra look the same as in the random process.

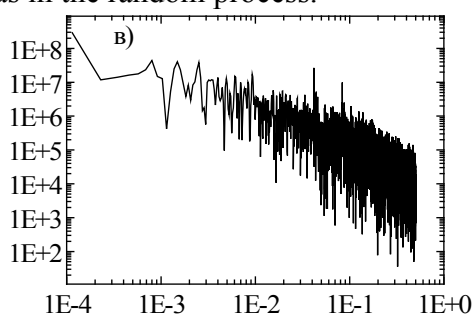


Figure 2 - Fourier spectrum concentration SO<sub>2</sub>: X axis – frequency, axis Y - energy

**The results of the analysis and conclusions.** According to Ref.[1], an important step in the analysis is a recovery of the phase space, which requires determination of the time delay by using the autocorrelation function and mutual information methods. Table 2 summarizes all results for time delay in the range of 1 to 1000. A further step is the numerical experiment on recovering the phase space dimension ( $d_E$ ), using the method of correlation dimension and algorithm of the false nearest neighboring points.

Table 2 – The time delay ( $\tau$ ) dependence on the different values of the autocorrelation function ( $C_L$ ) and the first minimum of mutual information ( $I_{\min 1}$ ) for time series of NO<sub>2</sub>

Gdynia	$C_L = 0$	$C_L = 0,1$	$C_L = 0,5$	$I_{\min 1}$
SO <sub>2</sub>	–	232	12	19

Table 3 summarizes all results on the reconstructing attractors and computing the K indicator in the Hottvod-Melben test and global Lyapunov's dimensions. Let us remind that the Hottvod-Melben test indicator takes values from 0 (regularity) to 1 (chaos). It is important to note that the non-zero values of the indicator confirm the chaotic features of a process. In our case, the value of K in all cases are higher than 0.6, that the considered time series are exposed to chaotic dynamics effect. We can also note that the Kaplan-York dimension (one of indicator of the attractor dimension) is in all cases less than the dimension  $d_A$ . This fact shows also that it can also serve as an indicator of the correctness of our choice



Table 3 - Time delay ( $\tau$ ), correlation dimension ( $d_2$ ), the dimension of the embedding space ( $d_E$ ), the first two Lyapunov dimension ( $\lambda_1$  i  $\lambda_2$ ), Kaplan-York dimension ( $d_L$ ), the limit of predictability ( $Pr_{max}$ , hours) and parameter K for NO<sub>2</sub>

	$\tau$	$d_2$	$d_E$	$\lambda_1$	$\lambda_2$	$d_L$	$Pr_{max}$	$K$
SO <sub>2</sub>	17	3,40	6	0,0150	0,0052	4,60	49	0,73

Let us consider now the results of calculating the spectrum of the Lyapunov dimensions. In Table 3 there are listed the positive  $\lambda_i$ . Availability of two (out of six) positive  $\lambda_i$  suggests on availability of chaotic features. The amount of the positive Lyapunov dimensions determines the Kolmogorov entropy that is inversely proportional to limit of a predictability. In order to use a nonlinear prediction method it is necessary to solve another problem that can be formulated as follows: how many nearest neighboring points (NN) should be taken to provide satisfactory forecasting results. To solve this problem, you can make some preliminary estimates for different number of NN, and then calculate the correlation coefficient between the empirical and predicted data. Typically, the correlation coefficient will increase and reach some maximum [19]. We have used such an approach to give twenty-four hours forecasting for the last 100 points of the time series. Numerical experiments showed that with increasing number of the nearest neighboring points the predicted curve is usually close to the empirical one. The results of computing the correlation coefficient between the empirical and predicted data in 24 hours for some NN are presented in Table 4.

Table 4 - Correlation coefficient ( $r$ ) between empirical and 24-hours forecasting rows in dependence on the number of nearest neighboring points (NN) for last 100 points of a row

NN	80	250	270
$r$	0,928	0,940	0,941

As mentioned above, the correlation coefficient increases with increasing number of NN and reaches a certain value, after which it changes is essential. As the number of data in the time series is quite large, a correlation coefficient can reach the maximum value for very large number of the nearest neighboring points. However, it does not make sense to take all them to build a forecast model, because the quality of the forecast may not be significantly improved. It is interesting to note that although in this studying there are examined the longer time series, the results obtained do not significantly differ from the results of previous studies for the time series of changes in the concentrations of the nitrogen dioxide in the Gdansk region. It definitely proves the reliability and stability of the corresponding numerical scheme. It is also important to note that the empirical and 12-hours predicted value for concentration of the impurities are in very good agreement with each other. On the other hand, it should be borne in mind that, despite the fact that almost all the peaks on the empirical curve are repeated on the prediction curve, the difference between these data in the case of higher concentrations may be significant, but in this case, the results of this forecasting should be considered as quite satisfactory ones.

### References

1. *Bunyakova Yu.Ya. and Glushkov A.V.* Analysis and forecasting effect of anthropogenic factors on air basin of industrial city.-Odessa: Ecology, 2010.-256p.
2. *Chelani A.B.* Predicting chaotic time series of PM10 concentration using artificial neural network // Int. J. Environ. Stud.-2005.-Vol.62.-P. 181-191.
3. *Sivakumar B.* Chaos theory in geophysics: past, present and future // Chaos, Solitons & Fractals.-2004.-Vol.19,№ 2.-P. 441-462.

4. *Glushkov A.V., Bunyakova Yu.Ya., Khokhlov V.N., Prepelitsa G.P., Tsenenko I.A.* Sensing air pollution field structure in the industrial city's atmosphere: stochasticity and effects of chaos // *Sensor Electr. and Microsyst. Tech.*-2005.-№1.-P. 80-84.
5. *Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Serbov N.G Bunyakova Yu.Ya., Balan A.K., Balanjuk E.P.* Low-dimensional chaos in the time series of the pollution substances concentrations in atmosphere and hydrosphere// *Herald of Odessa State Environmental University.*-2007.-№4.-C.337-348.
6. *Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya.* Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method// *Atmospheric Environment (Elsevier; The Netherlands).*-2008.-Vol.42.-P. 7284-7292.
7. *Glushkov A.V., Serga E.N., Bunyakova Yu.Ya.* Chaos in the time series of concentrations of pollutants in the atmosphere (Odessa)// *Herald of Odessa State Environmental University.*-2009.-№8.-C.233-238.
8. *Lorenz E.N.* Deterministic nonperiodic flow // *J. Atmos. Sci.*-1963.-Vol.20.-P.130-141.
9. *Abarbanel H.D.I., Brown R., Sidorowich J.J., Tsimring L.Sh.* The analysis of observed chaotic data in physical systems // *Rev. Mod. Phys.*-1993.- Vol.65.-P.1331-1392.
10. Packard N.H., Crutchfield J.P., Farmer J.D., Shaw R.S. Geometry from a time series // *Phys. Rev. Lett.* – 1980. – Vol. 45. – P. 712-716.
11. *Pessin Ya.* Characteristic Lyapunov's exponents and smooth ergodic theory// *Uspekhi of Math. Nauk.*-1977.-Vol.32(1).-P.55-112.
12. *Kaplan J.L., Yorke J.A.* Chaotic behavior of multidimensional difference equations // *Lecture Notes in Mathematics* No. 730 / H.-O. Peitgen, H.-O. Walter (Eds.). Berlin: Springer, 1979.-P.204-227.
13. *Grassberger P., Procaccia I.* Measuring the strangeness of strange attractors // *Physica D.*-1983.-Vol.9.-P.189-208.
14. *Sano M., Sawada Y.* Measurement of the Lyapunov spectrum from a chaotic time series // *Phys. Rev. Lett.*-1985.-Vol.55.-1082-1085.
15. *Schreiber T.* Interdisciplinary application of nonlinear time series methods // *Phys. Rep.*- 1999.-Vol.308.-P.1-64.
16. *Tsonis A.A., Elsner J.B.* Global temperature as a regulator of climate predictability // *Physica D.*-1997.-Vol.108.- P.191-196.
17. *Islam M.N., Sivakumar B.* Characterization and prediction of runoff dynamics: a nonlinear dynamical view // *Adv. Water Res.*-2002.-Vol.25, № 2.-P.179-190
18. *Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Prepelitsa G.P., Tsenenko I.A.* Temporal variability of the atmosphere ozone content: Effect of North-Atalantic oscillation// *Optics of atmosphere and ocean.*-2004.-Vol.14,N7.-p.219.
19. *Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N.* Using meteorological data for reconstruction of annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal functions approach to Moldova-SW-Ukraine region// *Atmosph. Research (Elseiver).*-2005.-Vol.77.-P.100-113.
20. *Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Tsenenko I.A.* Atmospheric teleconnection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis// *Nonlinear Processes in Geophysics.*-2004.-V.11,N3.-P.285-293.
21. *Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L.* Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation // *Journal of Hydrology (Elsevier; The Netherlands).*-2006.-Vol. 322. –N1-4.-P.14-24.
22. *Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S.* Relationship between SOI and global temperature anomalies: nonlinear approach// *IOP Journ. of CS: Earth and Environmental Science, Spec. Issue: Climate Change - Global Risks, Challenges and Decisions.* -2009.-Vol.6.-P. 072034.

**Хаос-геометрический анализ временных рядов концентраций диоксида азота в атмосфере промышленного города (на примере Гданьского региона)**

**Глушков А.В., Сербов Н.Г., Свиначенко А.А.**

*На основе метода теории хаоса выполнен уточненный анализ временных рядов концентраций диоксида серы в г Гдыня (Гданьский регион) и рассчитан спектр корреляционных размерностей, подтверждающий наличие явления хаоса. Дана оценка предела предсказуемости в методе краткосрочного прогноза.*

*Ключевые слова: временные ряды концентраций, корреляционная размерность, хаос-геометрический метод*

**Хаос-геометричний аналіз часових рядів концентрацій діоксиду азоту в атмосфері промислового міста (на прикладі Гданського регіону)**

**Глушков О.В., Сербов М.Г., Свиначенко А.А.**

*На основі методів теорії хаосу виконано докладний аналіз часових рядів концентрацій діоксиду сірки у м.Гдиня (Гданський регіон) і розраховано спектр кореляційних розмірностей, що свідчить про наявність рис хаосу. Надано оцінку ліміту передбачуваності у короткостроковому методі прогнозу*

*Ключові слова: часові ряди концентрацій, кореляційна розмірність, хаос-геометричний підхід*

**G.P.Prepelitsa**, *c.t.n.*, **O.N. Grushevskii**, *c.geogr.n.*, **E.L. Ponomarenko**, *prep.*,  
**V.V. Buyadzhi**, *as.*  
*Odessa State Environmental University*

## KINETIC COOLING OF AN ATMOSPHERE IN LASER RADIATION EFFECT ON MIXTURE OF THE ATMOSPHERIC GASES

*Within the refined 3-model model of kinetic processes there is quantitatively examined an effect of atmosphere kinetic cooling while passing powerful laser radiation through a mixture of CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O atmospheric gases.*

**Key words:** *atmosphere cooling, powerful laser radiation, mixture of atmospheric gases*

At present time it is of a great importance investigation of the powerful laser radiation interaction with an atmosphere (atmospheric gases) and search of new non-linear optical atmospheric effects (c.f.[1-15]). The latter is directly related with problems of modern laser (lidar) meteorology. From the pointview of an atmospheric physics non-linear optical effects in an atmosphere could find quite simple qualitative explanation within microscopic level. Really, one should say about a redistribution of molecules on the energy levels of internal degree of freedom in the resonant absorption of IR laser radiation by the atmospheric molecular gases. As a result of quite complicated processes one could define an essential changing of the gases absorption coefficient due to the saturation of absorption [1]. One of the most interesting effects to be mentioned is an effect of the kinetic cooling of environment (mixture of gases), as it was at first predicted in ref. [2,5]. Usually the effect of kinetical cooling (CO<sub>2</sub>) in a process of absorption of the laser pulse energy by molecular gas is considered for the middle latitude atmosphere and for special form of a laser pulse.

In series of papers (see, for example, [8-11]) computational modelling energy and heat exchange kinetics in the mixture of the CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O atmospheric gases interacting with IR laser radiation has been carried out within master three-mode kinetical model. It is obvious that using more precise values for all model constants and generally speaking the more advanced atmospheric model parameters may lead to quantitative changing in the temporary dependence of the resonant absorption coefficient by CO<sub>2</sub>. So, in the last there are developed more refined, advanced models [12-15] regarding determination of the atomic and molecular constants and correspondingly interaction of the atoms and molecules of the atmosphere gases with a powerful laser radiation. Let us remind that the creation and accumulation of the excited molecules of nitrogen owing to the resonant transfer of excitation from the molecules CO<sub>2</sub> results in the change of environment polarizability. Perturbing the complex conductivity of environment, all these effects are able to transform significantly the impulse energetics of IR lasers in an atmosphere and significantly change realization of different non-linear laser-aerosol effects. This paper, which goes on our work on atmospheric optics and photochemistry [8-15], is devoted to quantitative examination of an atmosphere kinetic cooling effect while passing powerful laser radiation through a mixture of CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O atmospheric gases..

As usually, we start from the modified three-mode model of kinetic processes (see, for example, [11]) in order to take into consideration the energy exchange and relaxation processes in the CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O mixture interacting with a laser radiation. As in ref. [11-13] we consider a kinetics of three levels: 10<sup>0</sup>, 00<sup>0</sup>1 (CO<sub>2</sub>) and v = 1 (N<sub>2</sub>). Availability of atmospheric constituents O<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O is allowed for the definition of the rate of vibrating-transitional relaxation of N<sub>2</sub>. The system of balance equations for relative populations is written in a standard form as follows:

$$\begin{aligned}\frac{dx_1}{dt} &= -\beta(\omega + 2gP_{10})x_1 + \beta\omega x_2 + 2\beta gP_{10}x_1^0, \\ \frac{dx_2}{dt} &= \omega x_1 - (\omega + Q + P_{20})x_2 + Qx_3 + P_{20}x_2^0, \\ \frac{dx_3}{dt} &= \delta Qx_2 - (\delta Q + P_{30})x_3 + P_{30}x_3^0.\end{aligned}\quad (1)$$

Here the following notations are used:

$$x_1 = N_{100}/N_{\text{CO}_2}, x_2 = N_{001}/N_{\text{CO}_2}, x_3 = \delta N_{N_2}/N_{\text{CO}_2}, \quad (2)$$

where  $N_{100}$ ,  $N_{001}$  are the level populations  $10^{\circ}0$ ,  $00^{\circ}1$  ( $\text{CO}_2$ );  $N_{N_2}$  is the level population  $v = 1$  ( $\text{N}_2$ );  $N_{\text{CO}_2}$  is the concentration of  $\text{CO}_2$  molecules;  $\delta$  is the ratio of the common concentrations of  $\text{CO}_2$  and  $\text{N}_2$  in the atmosphere ( $\delta = 3.85 \cdot 10^{-4}$ );  $x_1^0$ ,  $x_2^0$  and  $x_3^0$  are the equilibrium relative values of populations under gas temperature  $T$ :

$$x_1^0 = \exp(-E_1/T), \quad x_2^0 = x_3^0 = \exp(E_2/T). \quad (3)$$

The values  $E_1$  and  $E_2$  in (1) are the energies (K) of levels  $10^{\circ}0$ ,  $00^{\circ}1$  (consider the energy of quantum  $N_2$  equal to  $E_2$ );  $P_{10}$ ,  $P_{20}$  and  $P_{30}$  are the probabilities ( $\text{s}^{-1}$ ) of the collisional deactivation of levels  $10^{\circ}0$ ,  $00^{\circ}1$  ( $\text{CO}_2$ ) and  $v = 1$  ( $\text{N}_2$ ),  $Q$  is the probability ( $\text{s}^{-1}$ ) of resonant transfer in the reaction  $\text{CO}_2 \rightarrow \text{N}_2$ ,  $\omega$  is the probability ( $\text{s}^{-1}$ ) of  $\text{CO}_2$  light excitation,  $g = 3$  is the statistical weight of level  $02^{\circ}0$ ,  $\beta = (1+g)^{-1} = 1/4$ .

As usually, the solution of the differential equations system (1) allows defining a coefficient of absorption of the radiation by the  $\text{CO}_2$  molecules according to the formula:

$$\alpha_{\text{CO}_2} = \sigma(x_1 - x_2)N_{\text{CO}_2}. \quad (4)$$

The  $\sigma$  in (4) is dependent upon the thermodynamical medium parameters as follows [2]:

$$\sigma = \sigma_0 \frac{P}{P_0} \left( \frac{T}{T_0} \right)^{1/2}, \quad (5)$$

Here  $T$  and  $p$  are the air temperature and pressure,  $\sigma_0$  is the cross-section of resonant absorption under  $T = T_0$ ,  $p = p_0$ . The absorption coefficient for carbon dioxide and water vapour is dependent upon the thermodynamical parameters of aerosol atmosphere. In particular, for radiation of  $\text{CO}_2$ -laser the coefficient of absorption by atmosphere defined as

$$\alpha_g = \alpha_{\text{CO}_2} + \alpha_{\text{H}_2\text{O}}$$

is equal in conditions, which are typical for summer mid-latitudes,  $\alpha_g(H=0) = 2.4 \cdot 10^6 \text{ cm}^{-1}$ , from which  $0.8 \cdot 10^6 \text{ cm}^{-1}$  accounts for  $\text{CO}_2$  and the rest – for water vapour (data are from ref. [2]). On the large heights the sharp decrease of air moisture occurs and absorption coefficient is mainly defined by the carbon dioxide.

In Refs. [11] we have presented accurate our data for the relative coefficient of absorption  $\bar{\alpha}_{\text{CO}_2}$ , which is normalized on the linear coefficient of absorption, calculated using (1) on corresponding height  $H$ . All data for  $\bar{\alpha}_{\text{CO}_2}$  are obtained for the height distribution of the pressure and temperature according to the advanced mid-latitude atmospheric model (all data are presented in series of refs. [1,16-19]).

When the resonant interaction of intense radiation of a CO<sub>2</sub> - laser gas then the real part of the complex permittivity is changed

$$\varepsilon_N = \frac{\partial \varepsilon}{\partial \rho} \Delta \rho + \frac{\partial \varepsilon}{\partial \chi} \Delta \chi \quad (6)$$

where  $\Delta \rho$  and  $\Delta \chi$  - perturbation of the density and polarizability of the medium.

Change in density is caused by heating or cooling of the gas in the absorption of laser energy by molecular gas. The bulk density of the heat sources is expressed as follows:

$$q_T = \alpha_{H_2O} I + q_{T_{CO_2}}; \quad (7)$$

$$q_{T_{CO_2}} = E_1 P_{10} (N_{100} - N_{100}^0) + E_2 P_{20} (N_{001} - N_{001}^0) + E_2 P_{30} (N_{N_2} - N_{N_2}^0). \quad (8)$$

As can be seen from Eq. (7), the first term in this expression describes the evolution of heat due to the absorption of light energy by water vapor, the second term describes the energy flow in to translational degrees of freedom due to the vibrational relaxation of CO<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>. Heating of the gas steam does not compensate for its carbon dioxide cooling. The effect of kinetic cooling disappears at a certain critical intensity [1,2]. This is due to the fact that at high intensities the flow of energy from the translational degrees of freedom in the vibrational responsible reaches its maximum value and becomes independent of the incident radiation power. But the flow of energy to the translational degrees of freedom due to the absorption of radiation by water vapor, leading to the heating of the gas, is proportional to the radiation power. Therefore, starting from a certain critical power, heating the gas will dominate the cooling it for any time. For estimates, the altitude distributions of pressure and temperature are selected in accordance with the mid-latitude atmosphere model [9]. The final quantitative estimate is as follows

$$\alpha_{H_2O}^0 < (E_1 / (E_2 - E_1)) \alpha_{CO_2}^0 = 1.48 \alpha_{CO_2}^0 \quad (9)$$

and it corresponds to the evolution of an effect of kinetic cooling.

### References

1. Zuev V.E., Zemlyanov A.A., Kopytin Y.D., Kuzikovskiy A.V. Powerful laser radiation in an atmospheric aerosol.-Novosibirsk, 1984.-224p.
2. Zuev V.E., Zemlyanov A.A., Kopytin Y.D. Nonlinear Optics of Atmosphere.- L.:Hidrometeoizd., 1991.-256p.
3. Bagratashvili V.N., Letokhov V.S., Makarov A.A., Ryabov E.A. Multi-Photon Processes in Molecules in Infrared laser field.-M.: Nauka,1991-180p.
4. Bates N.R., Merlivat L. The influence of short-term wind variability on air-sea CO<sub>2</sub> exchange // Geophysical Research Letters. – 2001. – Vol. 28. – No. 17. – P. 3281-3284.
5. Gordiets B.F., Osipov A.I., Khokhlov R.V. About cooling the gas under powerful CO<sub>2</sub> laser radiation passing in atmosphere// J.Techn.Phys.-1974.-Vol.14.-P.1063-1069.
6. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Prepelitsa G.P., Tsenenko I.A. Temporal variability of the atmosphere ozone content: Effect of North-Atlantic oscillation// Optics of atmosphere and ocean.-2004.-Vol.14,N7.-p.219-223.

7. *Stephens B.B., Keeling R.F., Heimann M., Six K.D., Murnane R., Caldeira K.* Testing global ocean carbon cycle models using measurements of atmospheric O<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub> concentration // *Global Biogeochemical Cycles.* – 1998. – Vol. 12. – No. 2. – P. 213-230.
8. *Glushkov A.V., Ambrosov S.V., Malinovskaya S.V. et al.* Spectroscopy of carbon dioxide: Oscillator strengths and energies of transitions in spectra of CO<sub>2</sub> // *Optics and Spectroscopy.* – 1996. – T.80,N1.-C.60-65.
9. *Turin A.V., Prepelitsa G.P., Kozlovskaya V.P.* Kinetics of energy and heat exchange in mixture CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O of atmospheric gases interacting with IR laser radiation: Precise 3-mode kinetical model // *Phys. Aerodisp. Syst.* – 2003. – N40. – P.123-128.
10. *Glushkov A.V., Malinovskaya S.V., Shpinareva I.M., Kozlovskaya V.P., Gura V.I.* Quantum stochastic modelling energy transfer and effect of rotational and V-T relaxation on multiphoton excitation and dissociation for CF<sub>3</sub>Br molecules // *Int. Journ. Quant. Chem.* – 2005. – Vol.104,N(5). – P.512-520.
11. *Prepelitsa G.P., Bunyakova Yu., Korban V.Kh., Seredenko S.S., Karpenko A.* Photokinetics of the IR laser radiation effect on mixture of the CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O gases: advanced atmospheric model // *Photoelectronics.* – 2009. – N18. – P.36-39.
12. *Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Svinarenko A.A., Mischenko E.V., Florko T.A.* Optimized perturbation theory scheme for calculating the interatomic potentials and hyperfine lines shift for heavy atoms in the buffer inert gas // *Int. Journ. of Quantum Chemistry.* – 2009. – Vol.109,N14. – P.3325-3329.
13. *Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Svinarenko A.A., Prepelitsa G.P., Shakhman A.N.* Spectroscopy of cooperative laser-electron nuclear processes in diatomic and multiatomic molecules // *Spectral Lines Shape (AIP, USA).* – 2010. – Vol.16. – P.269-273.
14. *Fedchuk A.P., Glushkov A.V., Lepikh Ya.I., Svinarenko A.A., Loboda A.V., Lopatkin Yu.M.* The Green's functions and density functional approach to vibrational structure in the photoelectron spectra of carbon oxide molecule // *Photoelectr.* – 2010. – N19. – P.115-120.
15. *Khetselius O.Yu., Florko T.A., Svinarenko A.A., Tkach T.B.* Radiative and collisional spectroscopy of hyperfine lines of the Li-like heavy ions and Tl atom in an atmosphere of inert gas // *Physica Scripta (IOP, London).* – 2013. – Vol.T153-P.01437 (5p.).
16. *Wang, C.* ENSO, climate variability, and the Walker and Hadley circulations. The Hadley Circulation: Present, Past, and Future (Eds H. F. Diaz and R. S. Bradley). Springer (2004).
17. *Boer G.J., Sargent N.E.* Vertically integrated budgets of mass and energy for the globe // *J. Atmos. Sci.* – 1985. – Vol. 42. – P. 1592-1613.
18. *Trenberth K.E., Stepaniak D.P., Caron J.M.* Interannual variations in the atmospheric heat budget // *J. Geophys. Res.* – 2002. – Vol. 107. – P. 4-1 – 4-15.
19. *Fyfe J.C., Boer G.J., Flato G.M.* Predictable winter climate in the North Atlantic sector during the 1997–1999 ENSO cycle // *Geophysical Research Letters.* – 1999. – Vol. 26. – No. 21. – P. 1601-1604.

**Кінетична охолодження атмосфери при взаємодії потужного лазерного випромінювання з сумішшю атмосферних газів**

**Препелица Г.П., Грушевський О.М., Пономаренко О.Л., Буюджи В.В.**

*В рамках уточненої 3-модової моделі кінетичних процесів кількісно досліджений ефект кінетичного охолодження атмосфери при проходженні потужного лазерного випромінювання через суміш CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O атмосферних газів.*

**Ключові слова:** охолодження атмосфери, потужне лазерне випромінювання, суміш атмосферних газів

**Кинетическая охлаждение атмосферы при взаимодействии мощного лазерного излучения со смесью атмосферных газов**

**Препелица Г.П., Грушевский О.Н., Пономаренко Е.Л., Буюджи В.В.**

*В рамках уточненной 3-модовой модели кинетических процессов количественно исследован эффект кинетического охлаждения атмосферы при прохождении мощного лазерного излучения через смесь CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O атмосферных газов.*

**Ключевые слова:** охлаждение атмосферы, мощное лазерное излучение, смесь атмосферных газов

**Н.Г. Сербов, к.г.н., А.В. Игнатенко, к.ф.-м.н., И.А. Шахман, к.г.н.,  
А.К. Балан, ст. преп., А.А. Дудинов, ас.**  
*Одесский государственный экологический университет*

## **МЕТОДЫ ТЕОРИИ ХАОСА В МОДЕЛИРОВАНИИ И ПРОГНОЗИРОВАНИИ ГОДОВОГО СТОКА (р. ДУНАЙ)**

*На основе метода теории хаоса проведено численное моделирование флуктуационных временных трендов изменения годового стока рек (на примере р. Дунай). Рассмотрена модель краткосрочного прогноза.*

**Ключевые слова:** *методы теории хаоса, годовой сток, прогноз*

В настоящее время по-прежнему крайне актуальной является разработка высоко эффективных, адекватно отражающих физику гидрологического цикла математических моделей для анализа и прогноза временной динамики фундаментальных характеристик гидрологических систем, в частности, рек. Разумеется, ключевые требования к подобным моделям связаны с обязательным наличием достаточно высокой степени корректности и прогнозируемости [1-5]. Напомним, что к числу классических подходов к моделированию характеристик речного стока следует, естественно, отнести так называемые динамические модели расчета и прогноза, базирующиеся на использовании гидродинамических уравнений типа Навье-Стокса или более простого варианта гидродинамических уравнений типа Сен-Венана [1]. Хотя динамические модели обладают рядом весьма важных, хорошо известных достоинств, их корректная реализация по-прежнему далека от удовлетворительного уровня. В последние годы развитие получил ряд более простых в вычислительном отношении моделей типа «black-box» моделей [1-7], а также относительно новый класс моделей, основанных на использовании аппарата функций отклика [5-13]. Как частный случай искомого подхода, могут рассматриваться системные модели с «множеством входов» и «одним выходом». В числе таких моделей следует упомянуть так называемые модели типа Arime-Nonline [4], а также модели типа OSEU-Hydro-MSFR [6,7,13], базирующиеся на многофакторном системном и мультифрактальном формализмах. Ранее модель OSEU-Hydro-MSFR с успехом применена для решения задач описания гидрологических характеристик, в частности, при описании экстремальных гидрологических явлений [137]. Тестовые расчеты и сравнение теоретических данных с данными наблюдений по расходам, соответствующим экстремальным паводкам на примере р. Дунай, продемонстрировали достаточную эффективность модели OSEU-Hydro-MSFR и удовлетворительное согласие теории с данными наблюдений [4]. В отличие от классических или полуэмпирических моделей описания характеристик речного стока в указанных моделях более адекватно отражена физика гидрологического цикла. Между тем, для них также важной проблемой остается адекватная калибровка и более детальное изучение внутренних симметрий.

С другой стороны, последние годы широкое развитие получили новые для современной гидрологии методы теории хаоса и динамических систем, к которым следует отнести целый ряд подходов таких как метод стохастических пропагаторов, и функций памяти, мультифрактальный формализм, вейвлет-анализ, метод корреляционной размерности, теория показателей Ляпунова, метод ближайших ложных соседей, метод нелинейного прогноза и т.д. (см. детальнее [5-16]). На основе указанных методов удалось добиться достаточно хорошего описания и

прогнозирования фундаментальных характеристик как многих гидрологических, экологических, геофизических систем. В данной работе на основе методов теории хаоса проведен численный анализ (на примере р. Дунай) флуктуационных временных трендов изменения годового стока. Поскольку искомые методы достаточно детально излагались в многочисленных публикациях [5-16], мы перейдем к результатам

В данной статье представляются результаты численного анализа флуктуационных временных трендов изменения годового стока р. Дунай в период с 1901г. по 2011г. (рассматривался участок р. Дунай от станции Devin (Bratislava) до станции Achleiten; см. рис.1). Детальное описание искомого участка дано в работе [13], где также описано применение к задаче моделей OSEU-Hydro-MSFR и Arime-Nonline [4]. Тестовые расчеты продемонстрировали достаточно хорошее согласие выходных данных по значениям годового стока обеих моделей. На рис.1 представлены расчетные данные (сплошные кривые) по годовому стоку (в м<sup>3</sup>/с), соответствующие станциям: 1 - Bratislava (QBL), 2- Kienstock (KNS), 3- Achleiten (ACL), 4 – Nagymaros (NMR) [4].

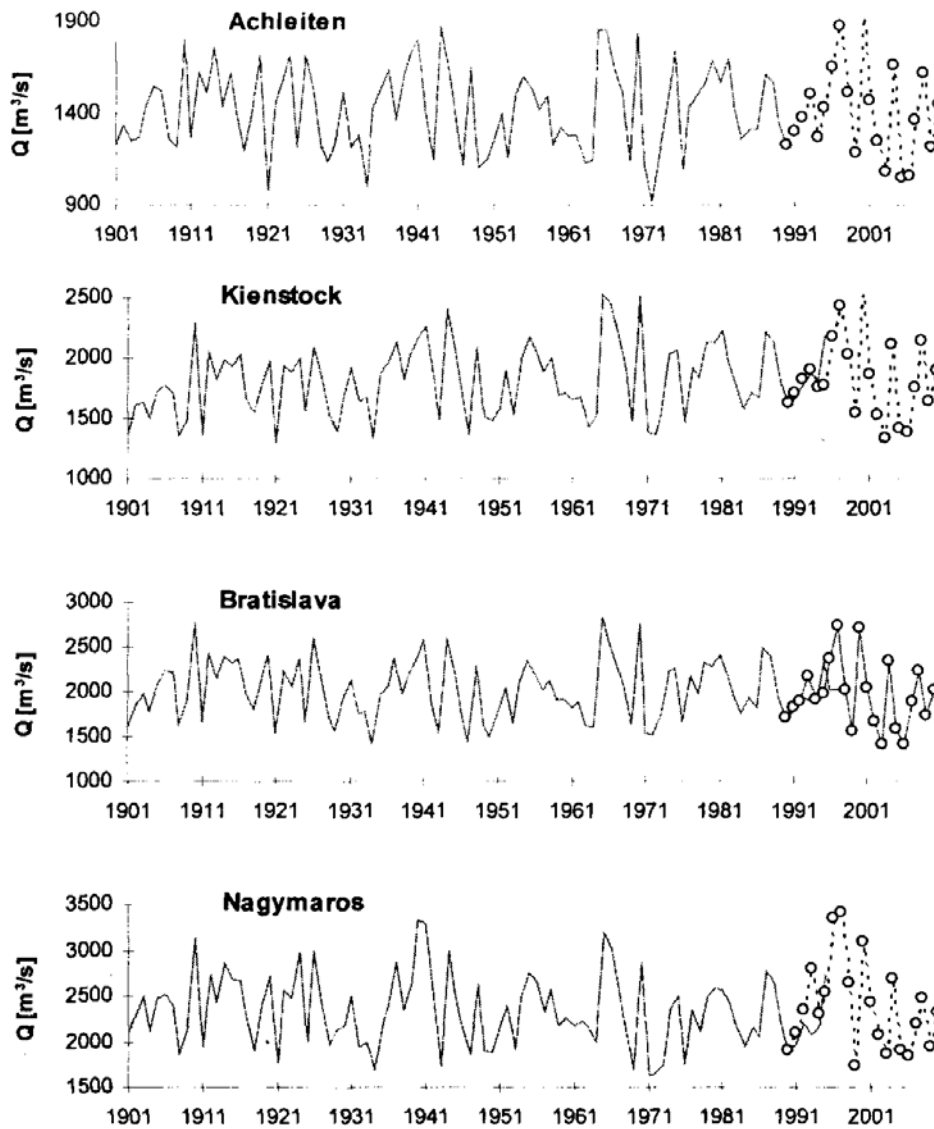


Рисунок 1 - Серии значений годового стока для 4 станций в р-не Братиславы (для р. Дунай) и прогнозные значения (кривые с кружками)



Анализ [13] показал, что модель OSEU-Hydro-MSFR предсказывает временные флуктуации годового стока в очень близком согласии (отличие не превышает 2-4 %) с данными модели Arime-Nonline [11]. При этом, в отличие от последней, она является строго ab initio моделью. Сравнение полученных расчетных данных с наблюдаемыми [4] показывает, модель OSEU-Hydro-MSFR обеспечивает достаточно хорошее согласие искомым данным и позволяет отследить количественно приемлемо изменения годового стока на достаточно длительном временном интервале. Приведенные выше временные ряды годового стока анализировались с помощью методов теории хаоса, в частности, метода корреляционной размерности, мультифрактального формализма, метода показателей Ляпунова и нелинейной модели прогноза [5-8,13]. В таблице 1 представлены конкретные численные данные по времени задержки lag ( $\tau$ ), корреляционным размерностям ( $d_2$ ), размерностям вложения ( $d_E$ ), Каплан-Йорка ( $d_L$ ), средним пределам предсказуемости ( $Pr_{max}$ ) и параметру  $K$  для рядов годового стока (р. Дунай; см. выше).

Таблица 1 - Время задержки lag ( $\tau$ ), корреляционная размерность ( $d_2$ ), размерность вложения ( $d_E$ ), размерность Каплан-Йорка ( $d_L$ ), средняя предел предсказуемости ( $Pr_{max}$ ) и параметр  $K$  для рядов годового стока (р. Дунай; см. текст)

Station	$\tau$	$d_2$	$d_E$	$d_L$	$Pr_{max}$	$K$
Achieiten	18	5,10	6	4,92	11	0,69
Kienstock	17	5,54	6	5,78	12	0,61
Bratislava	17	4,81	5	4,77	12	0,64
Nagymaros	15	5,06	6	5,65	13	0,78

Для использования метода нелинейного прогноза предварительно пришлось разрешить задачу определения оптимального числа ближайших соседних точек (NN) для того, чтобы результаты прогноза были удовлетворительными. Проведенные численные эксперименты показали, что с увеличением числа ближайших соседних точек качество прогностической кривой, как правило, возрастает. Проведенная нами оценка изменений годового стока (на период до 2011г включительно) также приведена на рис.1 (кривая с кружочками) и фактически совпадает с аналогичными данными, полученными в рамках эмпирических моделей Arime-Nonline, OSEU-Hydro-MSFR [11]. Полученные фрактальные размерности аттракторов говорят о том, что имеется уникальная возможность корректного решения задачи восстановления, прогноза как в кратко- так и в долгосрочном плане динамики колебаний фундаментальных гидрологических характеристик. Это особенно большое значение имеет для тех водосборов, где соответствующие данные очень скудны. Использование методов теории хаоса и нелинейного прогноза позволяет надежно предсказать и рассчитать динамику их эволюционных изменений.

#### Список литературы

1. Кучмент Л.С., Демидов В.Н., Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока.-М.: Наука,1993.
2. Islam M.N., Sivakumar B. Characterization and prediction of runoff dynamics: a nonlinear dynamical view// Adv.Water Res.-2002.-V.25, № 2- P.179-190.
3. Kothyari U.C., Arvanmuthan V., Singh V.P. Monthly runoff generation using the linear perturbation model// J.Hydrol.-1993.-Vol.144.-P.371-379.
4. Svoboda A., Pekarova P., Miklanek P. Flood hydrology of Danube between Devin and Nagymaros in Slovakia.- Nat. Rep.2000 of the UNESKO.-Project 4.1.-Intern.Water Systems.-2000.-96P.

5. *Bunyakova Yu.Ya. and Glushkov A.V.* Analysis and forecasting effect of anthropogenic factors on air basin of industrial city.-Odessa: Ecology, 2010.-256p.
6. *Глушков А.В., Балан А.К., Баланюк Е.П.* Метод многофакторного системного и мультифрактального моделирования в задачах расчета экстремальных гидрологических явлений//Ecology of Siberia, Far East and the Arctic.-2003.-V.2.-P.113-118.
7. *Глушков А.В., Балан А.К.* Многофакторный мультифрактальный подход в задачах моделирования стока и краткосрочном гидрологическом прогнозе (на примере р. Дунай) // Метеорология, климатология, гидрология.-2004.-№48.-С.392-396.
8. *Глушков А.В., Хохлов В.Н., Сербов Н.Г., Балан А.К., Буныкова Ю.Я., Баланюк Е.П.,* Низкоразмерный хаос во временных рядах концентраций загрязняющих веществ в атмосфере и гидросфере// Вісник ОДЕКУ.-2007.-N4.-С.337-348.
9. *Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L.* Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation // Journal of Hydrology (Elsevier; The Netherlands). – 2006.-Vol.322.-N1-4.-P.14-24.
10. *Loboda N.S., Glushkov A.V., Khokhlov V.N.* Using meteorological data for reconstruction of the annual runoff series over ungauged area: Empirical orthogonal functions approach to Moldova-Southwest Ukraine region//Atmospheric Research.-2005.-Vol.77.-P.100-113.
11. *Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Y.* Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method//Atmospheric Environment (Elsevier; The Netherlands).-2008.-Vol.42.-P.7284–7292.
12. *Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Serbov N.G., Zhurbenko K.* Signatures of low-dimensional chaos in hourly water level measurements at coastal site of Mariupol, Ukraine// Stoch. Environment Res. Risk Assess. (Springer).-2008.-Vol.22,N6.-P.777-788.
13. *Сербов Н.Г., Балан А.К., Соляникова Е.П.* Многофакторный системный и мультифрактальный подходы в моделировании экстремально высоких паводков (на примере р. Дунай) и временных флуктуаций концентраций загрязняющих веществ в речной воде// Вісник ОДЕКУ.-2008.-N6.-С.7-13.
14. *Сербов Н.Г., Сухарев Д.Е., Балан А.К.* Многофакторный системный и мультифрактальный подход к моделированию экстремально высоких паводков на примере р. Дунай // Український гідрометеор. журнал.-2010.-N7.-С.167-171.
15. *Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Bunyakova Yu.Ya., Grushevsky O.N., Solyanikova E.P.* Studying and forecasting the atmospheric and hydroecological systems dynamics by using chaos theory methods// Dynamical Systems Theory Eds. J. Awrejcewicz et al (Polland).- 2013.-Vol.T1.-P.249-258.
16. *Glushkov A.V., Khetselius O.Y., Brusentseva S.V., Zaichko P.A., Ternovsky V.B.* Studying interaction dynamics of chaotic systems within a non-linear prediction method// Advances in Neural Networks, Fuzzy Systems and Artificial Intelligence, Series: Recent Advances in Computer Engineering, Ed. J.Balicki.(Gdansk, WSEAS Pub.).-2014.-Vol.21.-P.69-75.

**Методи теорії хаосу у моделюванні річного стоку (р. Дунай).**

**Сербов М.Г., Ігнатенко Г.В., Шахман І.О., Балан А.К., Дудінов О.А.**

*На підставі методів теорії хаосу проведено чисельне дослідження флуктуаційних часових трендів зміння річного стоку (на прикладі р. Дунай). Розглянуто модель короткострокового прогнозу. .*

**Ключові слова:** методи теорії хаосу, річний стік, прогнозування

**Chaos theory methods in modelling the annual runoff (the Danube river).**

**Serbov N.G., Ignatenko A.K., Shakhman I.A., Balan A.K., Dudinov A.A.**

*It is carried out numerical modelling fluctuate temporal trends for annual runoff (r. Danube) on the basis of a chaos theory methods. It is considered a short-term forecast model. .*

**Key words:** chaos theory methods, multi-fractal, annual runoff, forecast