

ISSN 2311-0902



Номер 18

Issue 18

2016

УКРАЇНСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

Ukrainian Hydrometeorological Journal

Головний редактор
С. М. Степаненко

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ

Ministry of Education and Science of Ukraine

ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Odessa State Environmental University

**У К Р А Ї Н С Ь К И Й
Г І Д Р О М Е Т Е О Р О Л О Г І Ч Н И Й Ж У Р Н А Л**

Ukrainian Hydrometeorological journal

(Ukrains'kij Gidrometeorologičnij Žurnal)

НАУКОВИЙ ЖУРНАЛ

Scientific Journal

Друкується 2 рази на рік

Issued: 2 times a year

Заснований у 2005 р.

Founded in 2005 y.

№ 18, 2016

УНВ. К

Одеса

«Екологія»

2016

Головний редактор

С. М. Степаненко, д-р фіз.-мат. наук, проф., ОДЕКУ
(Одеський державний екологічний ун-т)

Заступники головного редактора

А. М. Польовий, д-р геогр. наук,
акад. АНВШ України, проф., ОДЕКУ

С. С. Зілітінкевич, проф., Гельсінський ун-т (Фінляндія)

Редакційна колегія

Український склад: **В. С. Антоненко**, д-р геогр. наук, проф., Київський національний ун-т культури і мистецтв; **М. А. Берлінський**, д-р геогр. наук, проф., ОДЕКУ; **О. В. Глушков**, д-р фіз.-мат. наук, проф., ОДЕКУ; **Є. Д. Гонченко**, д-р геогр. наук, проф., ОДЕКУ; **С. В. Іванов**, д-р геогр. наук, старш. наук. співроб., ОДЕКУ; **Г. П. Івус**, канд. геогр. наук, проф., ОДЕКУ; **М. І. Кульбіда**, канд. геогр. наук, Український гідрометцентр, м. Київ; **Н. С. Лобода**, д-р геогр. наук, проф., ОДЕКУ; **І. Д. Лосва**, д-р геогр. наук, проф., ОДЕКУ; **Г. В. Ляшенко**, д-р геогр. наук, проф., Нац. наук. центр «Інститут виноградарства і виноробства ім. В. Є. Таїрова», м. Одеса; **О. Б. Полонський**, д-р геогр. наук, проф., член-кор. НАН України, м. Київ; **О. О. Свігличний**, д-р геогр. наук, проф., Одеський національний університет ім. І. І. Мечнікова; **С. І. Сніжко**, д-р геогр. наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка; **Ю. С. Тучковенко**, д-р геогр. наук, проф., ОДЕКУ; **В. К. Хільчевський**, д-р геогр. наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка; **В. М. Хохлов**, д-р геогр. наук, проф., ОДЕКУ; **Є. П. Шкільний**, д-р техн. наук, проф., ОДЕКУ; **Ж. Р. Шакірзанова**, д-р геогр. наук, проф., ОДЕКУ

Зарубіжний склад: **Дж. Домінік**, проф., Ін-т морських наук (Венеція, Італія); **Н. Х. Трі**, проф., Університет Далхаузі (Канада); **Т. Соловей**, PhD, д-р наук, Польський геологічний ін-т (Варшава, Польща); **М. В. Болгов**, д-р техн. наук, Ін-т водних проблем РАН (Москва, Російська Федерація); **Я. М. Іван'ю**, д-р техн. наук, проф., Іркутський державний аграрний ун-т ім. А. А. Єжєвського (Російська Федерація)

О. І. Маруніч – відповідальний секретар, ОДЕКУ

Editor-in-Chief

S. M. Stepanenko, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof., OSENU
(Odessa State Environmental University)

Deputies of Editor-in-Chief

A. N. Polevoy, Dr. Sci. (Geogr.),
Acad. of the Higher School Academy
of Sciences of Ukraine, Prof., OSENU

S. S. Zilitinkevich, Prof., University of Helsinki (Finland)

Editorial board

Ukrainian Staff: **V. S. Antonenko**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., Kyiv National University of Culture and Arts; **M. A. Berlinskyy**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU; **O. V. Glushkov**, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof., OSENU; **E. D. Gopchenko**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU; **S. V. Ivanov**, Dr. Sci. (Geogr.), S.R.F., OSENU; **H. P. Ivus**, Cand. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU; **M. I. Kul'bida**, Cand. Sci. (Geogr.), Ukrainian Hydrometeorological Center, Kyiv; **N. S. Loboda**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU; **I. D. Loeva**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU; **G. V. Lyashenko**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., National Scientific Center "V. Ye. Tairov Institute of Viticulture and Wine-making", Odessa; **O. B. Polonskyy**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., Cor. Mem. NASU, Kyiv; **O. O. Svitlychnyy**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., I. I. Mechnikov Odessa National University; **S. I. Snizhko**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., Taras Shevchenko National University of Kyiv; **Yu. S. Tuchkovenko**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU; **V. K. Khil'chevskyy**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., Taras Shevchenko National University of Kyiv; **V. M. Khokhlov**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU; **E. P. Shkol'nyy**, Dr. Sci. (Techn.), Prof., OSENU; **Zh. R. Shakirzanova**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU

Foreign Staff: **J. Dominic**, Prof., Institute of Marine Sciences (Venezia, Italy); **N. H. Tri**, Prof., Dalhousie University (Canada); **T. Solovey**, PhD, Dr. Sci., Polish Geological Institute (Warsaw, Poland); **M. V. Bolgov**, Dr. Sci. (Techn.), Institute of Water Problems RAN (Moscow, Russian Federation); **Ya. M. Ivan'o**, Dr. Sci. (Techn.), Prof., A. A. Yezhevs'kiy State Agrarian University of Irkutsk (Russian Federation)

О. І. Маруніч - Executive Secretary, OSENU

“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.

ЗМІСТ

CONTENTS

Гідрометеорологічні аспекти моніторингу навколишнього середовища

Вельмискин Д. И., Лимонов А. С., Пустовит Т. М., Дяченко Е. А., Бучинская И. В. Влияние макро-структуры гидрометеоров на радиолокационные измерения поляризации-доплеровских метеорологических РЛС

Вельмискин Д. И., Лимонов А. С., Лавриненко Ю. В., Пустовит Т. М., Бучинская И. В. Разработка общей структуры системы радиозондирования атмосферы в Украине

Метеорологія та кліматологія

Сафранов Т. А., Хохлов В. М., Волков А. І. Возможный вплив змін температурного режиму на рекреаційно-туристичну діяльність в регіонах України

Семенова І. Г. Оцінка просторово-часового розподілу посух в Закарпатському регіоні в короткостроковій перспективі до 2050 року

Паламарчук Ю. О., Иванов С. В., Рубан І. Г. Алгоритм цифрового представлення осадков в атмосфері на основі радарних вимірювань

Грушевский О. Н., Ешану А. Е., Мищенко Н. М. О структуре динамических характеристик нижнего слоя атмосферы при наличии низкой облачности

Балабух В. О., Зібцев С. В. Вплив зміни клімату на кількість та площу лісових пожеж у північно-чорноморському регіоні України

Агриметеорологія

Польовий А. М., Божко Л. Ю., Барсукова О. А. Фотосинтетична продуктивність ярого ячменю в умовах змін клімату

Польовий А. М., Шаблій О. В. Радіаційно-теплові ресурси Степової зони України на період до 2050 р. під впливом змін клімату

Ляшенко Г. В., Соборова О. М. Динаміка показників якості ягід технічних сортів винограду в період дозрівання

Байшолоанов С. С. Оценка теплообеспеченности вегетационного периода в северной зерносеющей территории Казахстана

Hydrometeorological Aspects of Environmental Monitoring

Velmiskin D. I., Limonov A. S., Pustovit T. M., Diachenco E. A., Buchinskaya I. V. Influence of Macrostructure of the Hydrometeors on a Radar Measurement of Polarization-Doppler Weather Radars

Velmiskin D. I., Limonov A. S., Lavrinenko U. V., Pustovit T. M., Buchinskaya I. V. Development of General Structure of Atmosphere Radiosounding System in Ukraine

Meteorology and Climatology

Safranov T., Khokhlov V., Volkov A. Possible Impacts of Temperature Changes on Recreational and Tourist Activities in Ukraine's Regions

Semenova I. G. An Assessment of Spatiotemporal Distribution of Drought in Transcarpathian Region during the Nearest Perspective until 2050

Palamarchuk Yu. O., Ivanov S. V., Ruban I. G. The Digitizing Algorithm for Precipitation in the Atmosphere on the Base of Radar Measurements

Hrushevskiy O. N., Yeshanu O. Ye., Mishchenko N. M. On Structure of Dynamic Features of the Lower Layer of the Atmosphere at Low Cloudiness

Balabukh V. O., Zibtsev S. V. Impact of Climate Change on Quantity and Area of Forest Fires in the Northern Part of the Black Sea Region of Ukraine

Agricultural Meteorology

Polevoy A. N., Bozhko L. Yu., Barsukova O. A. Photosynthetic Productivity of Spring Barley under Conditions of Climate Changes

Polevoy A. N., Shabliy O. V. Radiation-and-Temperature Resources of the Steppe Zone in Ukraine under the Climate Change Conditions in the Period of up to 2050

Lyashenko H. V., Soborova O. M. The Dynamics of Berries Quality Indicators of Technical Kinds of Grapes during a Ripening Period

Baisholanov S. S. Assessment of Heat Supply of Vegetation Period within the Northern Grain-Seeding Territory of Kazakhstan

- Ляшенко Г. В., Кузнєцова Ю. О.* Вплив стану лісового господарства півдня України на регулювання вуглекислого газу в атмосфері **105**
- Lyashenko H. V., Kuznetsova Yu. O.* Influence of Forestry in the South of Ukraine on Carbon Dioxide Control in the Atmosphere

Гідрологія суші та гідроекологія

Hydrology and Hydroecology

- Лобода Н. С., Божок Ю. В.* Оцінка змін водних ресурсів річки Дунай у XXI сторіччі за сценарієм А1В з використанням моделі «клімат-стік» **112**
- Loboda N. S., Bozhok Yu. V.* Assessment of Water Resources Change of the Danube River in the XXI Century under the Scenario A1B Using the Model "Climate-Runoff"
- Мельник С. В., Лобода Н. С.* Разработка методики расчета стока наносов рек верхнего и среднего Днестра **121**
- Melnyk S. V., Loboda N. S.* Development of a Calculation Method for the Suspended Load in Rivers of Upper and Central Dniester

Океанологія та морське природокористування

Oceanography and Marine Nature Management

- Адобовский В. В., Соколов Е. В.* Изменение гидролого-морфометрических характеристик Куяльницкого лимана в результате запуска морской воды **132**
- Adobovsky V. V., Sokolov E. V.* Change of Hydrological and Morphometric Characteristics of Kuyalnik Liman after Inflow of Seawater
- Сахненко О. И.* Результаты расчета ветроволновой динамики вод в Тилигульском лимане **140**
- Sakhnenko O. I.* Results of Calculation of Wind Water Dynamics at the Tiligul Estuary

УДК 551.508.57, PACS 551.508.57:

ВЛИЯНИЕ МАКРОСТРУКТУРЫ ГИДРОМЕТЕОРОВ НА РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ПОЛЯРИЗАЦИОННО-ДОПЛЕРОВСКИХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ РЛС

Д.И. Вельмискин, канд. техн. наук,
А.С. Лимонов, канд. техн. наук,
Т.М. Пустовит, асс.,
Е.А. Дяченко, асс.,
И.В. Бучинская, асс.

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, avto@odeku.edu.ua*

В статье рассматривается влияние различных параметров гидрометеоров на разные параметры отраженных от них радиоволн.

Разработаны модели отражаемости радиоволн с учетом микроструктуры гидрометеоров в различных стадиях их существования для формирования прогноза изменений метеорообстановки. Также полученные результаты доказывают тот факт, что использование поляризационно-доплеровских МРЛС существенно повышают достоверность оценки степени опасности метеорообразований.

Ключевые слова: анализ чувствительности, параметры гидрометеоров, характеристики радиоволн.

1. ВВЕДЕНИЕ

В [1-4] рассмотрены модели структур различных гидрометеоров и модели отражаемости от них радиоволн.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализ чувствительности изменения параметров отраженных радиоволн к изменению характеристик гидрометеоров осуществлен путем моделирования основных соотношений полученных в [1-4].

Цель статьи: определить чувствительность характеристик поляризационно-доплеровской метеорологической РЛС (МРЛС) к степени влияния изменений параметров гидрометеоров.

Изложение основного материала. Выбор математической модели структуры облаков

Чтобы исследовать влияние микроструктуры на радиолокационные показания использовалось понятие чувствительность S_{α}^{β} . Она записывается как:

$$S_{\alpha}^{\beta} = \frac{\partial \alpha(\beta)}{\partial \beta} \frac{\beta}{\alpha(\beta)}, \quad (1)$$

где α обозначает рассматриваемое наблюдение и β параметр выпадающей частицы [5,6].

Коэффициент чувствительности определяет эффект изменения $\Delta \beta$ в β на α :

$$\frac{\alpha(\beta + \Delta \beta)}{\alpha(\beta)} = \left(\frac{S_{\alpha}^{\beta} \Delta \beta + \beta}{\beta} \right). \quad (2)$$

Моделирование произведено путем использования следующих соотношений [5,6]:

– для дифференциальной отражающей способности использовано соотношение

$$Z_{dr} = \frac{q_{hh}}{q_{vv}} = \frac{((\Lambda_3 - \Lambda_1) \sin^2 \delta \sin^2 \alpha + \Lambda_1)^2}{((\Lambda_3 - \Lambda_1) \sin^2 \delta \cos^2 \alpha + \Lambda_1)^2}, \quad (3)$$

– для линейного отношения деполаризации

$$L_{dr} = \frac{q_{hv}}{q_{hh}} = \frac{\left(\frac{1}{2} \sin 2\alpha \sin^2 \delta (\Lambda_3 - \Lambda_1)^2\right)}{((\Lambda_3 - \Lambda_1) \sin^2 \delta \cos^2 \alpha + \Lambda_1)^2}. \quad (4)$$

Результаты моделирования приведены на рис. 1.

Для горизонтальной отражающей способности использовано соотношение [7-9]

$$Z_h = N_0 \int \sigma_{hh}(D_e, \delta) D_e^{\mu_e} \frac{3.67 + \mu_e}{D_0} p_{\delta}(\delta) dD_e d\delta, \quad (5)$$

а дисперсия отклонений доплеровских частот

$$W_d^2 = \frac{1}{Z_d} \int_{V_{\min}}^{V_{\max}} (v - V_d)^2 S_V(v) dv. \quad (6)$$

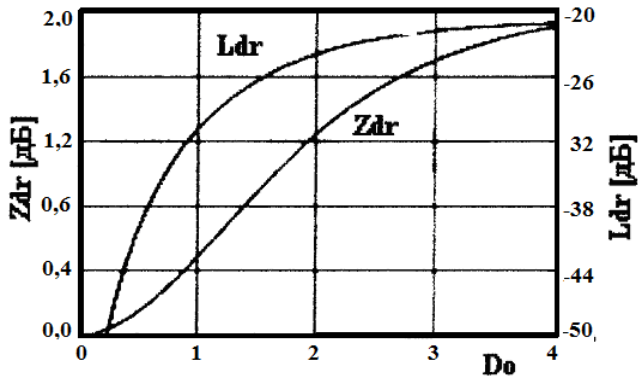


Рис. 1 – Z_{dr}, L_{dr} , как функции D_0 ; $\mu=0, \sigma_\delta=20^0$.

Результаты моделирования представлены на рис. 2.

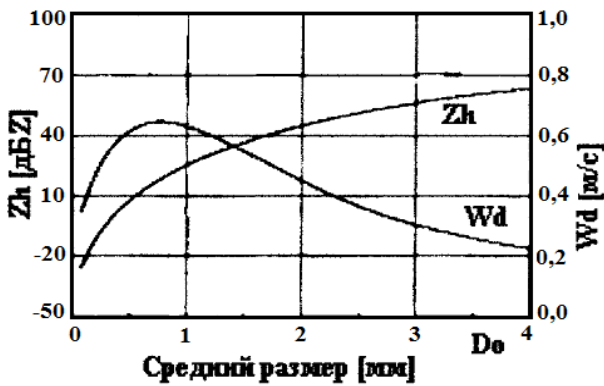


Рис. 2 – Z_h, W_d как функции D_0 ; $\mu=0, \sigma_\delta=20^0$.

Результаты моделирования зависимости Z_{dr}, L_{dr}, Z_h, W_d от значения коэффициента дисперсии μ представлены на рис. 3 и рис. 4, а на рис. 5 от значения эффективной поверхности рассеивания σ_δ .

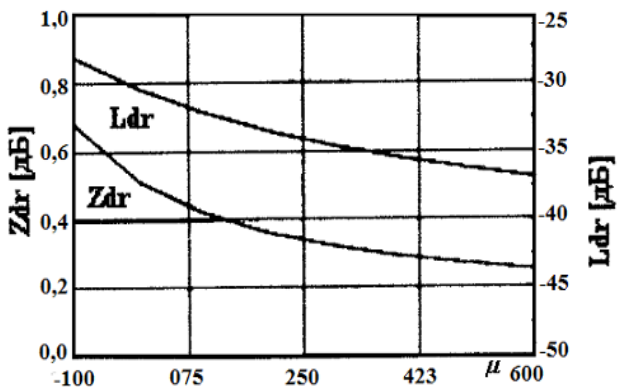


Рис. 3 – Z_{dr}, L_{dr} , как функции μ ; $D_0=1$ м; $\sigma_\delta=20^0$.

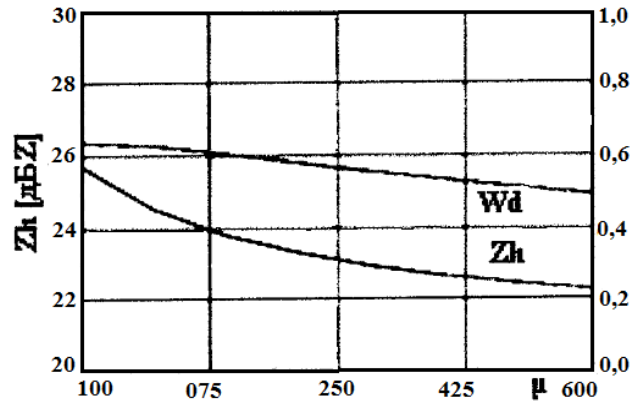


Рис. 4 – Z_h, W_d как функции μ ; $D_0=1$ мм; $\sigma_\delta=20^0$.

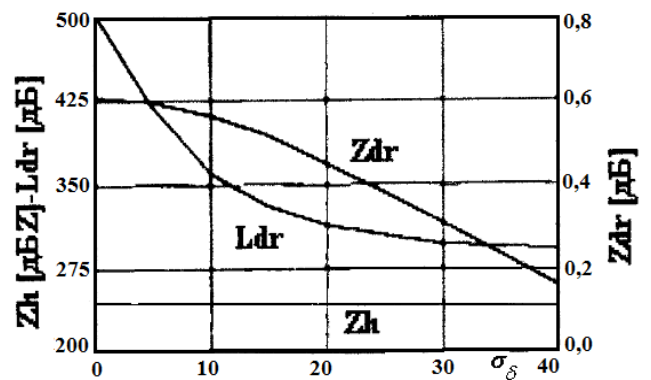


Рис. 5 – Z_h, Z_{dr} и L_{dr} , как функция от σ_δ ; $D_0=1$ мм; $\mu=0$.

Результаты моделирования вышеуказанных параметров сведены в табл. 1.

Таблица 1 – Обобщает результаты Z_h, Z_{dr}, L_{dr} и $W_{d,m}$ от изменений $D_0, \mu, \sigma_\delta, N_0$ и W_d

	N_0	D_0	μ	σ_δ	W_d
Z_h	+	+	-	0	0
Z_{dr}	0	+	-	-	-
L_{dr}	0	+	-	+	+
$W_{d,m}$	0	+/-	-	0	+

Из табл. 1 видно, что для определения N_0 следует использовать Z_h , а для определения D_0 и μ могут использовать все характеристики отраженного сигнала, поэтому следует выбирать наиболее чувствительные параметры, а это Z_{dr} для D_0 (рис. 6) и L_{dr} для μ (рис. 7) и т.д. Отсю-

да будут вытекать соответствующие алгоритмы обработки отраженных сигналов, т.е. для определения μ с максимальной точностью следует найти отражаемость на основной поляризации, затем определить кроссполяризационную составляющую и найти отношение L_{dr} .

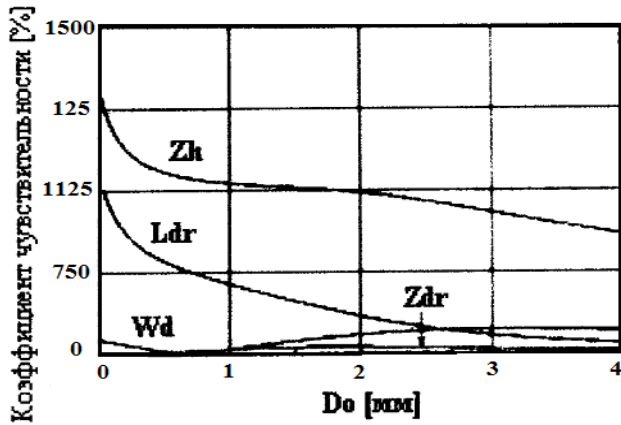


Рис. 6 – Коэффициенты чувствительности Z_h , Z_{dr} , L_{dr} и W_d как функция D_0 ; $\mu=0$ и $\sigma_\delta = 20^\circ$.

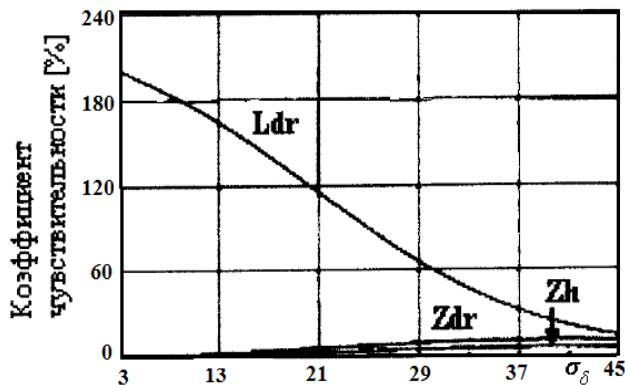


Рис. 7 – Коэффициенты чувствительности Z_h , Z_{dr} , и L_{dr} как функция изменений σ_δ ; $\mu=0$ и $D_0=1$ мм.

Сравнение результатов моделирования и экспериментальных измерений, приведенных в [3], показало их удовлетворительное согласие.

Далее рассматриваются статистические характеристики поляризационно-доплеровских параметров метеорологических РЛС.

Преобразование радиолокационных отражений в дожде зависит от распределения относительного размера падающих частиц. Гамма распределение размеров падающих частиц содержит три неизвестных параметра, в то время как число параметров, которые могут быть получены, зависит от количества наблюдений. Когда

измерена только отражающая способность, получен только один параметр, но комбинируя его с дифференциальной отражающей способностью, можно получить второй параметр и, проведя доплеровские измерения, получим третий параметр.

Когда используются МРЛС с одним параметром, чтобы получить интенсивность дождя R , применяют закон мощности, который связывает отражающую способность Z с R :

$$Z = \alpha R^\beta, \quad (7)$$

в которой α и β – константы, которые зависят от распределения размеров выпадающей частицы. Зависимость поляризации отраженных радиоволн от формы частицы не используется в этом случае.

Z и R чувствительны к распределению размеров выпадающей частицы, и поэтому отношения $Z-R$ зависят от типа дождя. Известны три зависимости для разных Z от R от типов дождя:

$$\begin{cases} Z = 200R^{1.6}, & \text{для слоёобразного дождя;} \\ Z = 31R^{1.7}, & \text{для орографического дождя; } c \text{ в } \text{мм}^6\text{м}^{-3} \text{ и } R \text{ в } \text{ммч}^{-1}; \\ Z = 486R^{1.37}, & \text{для гроз.} \end{cases}$$

Приведенные соотношения учитывают обратное рассеяние Рэлея каплями дождя. Уравнение Рэлея предполагает постоянными N_0 и μ ; D_0 – меняющийся параметр. Однако N_0 может изменяться на несколько децибел. Поэтому рассмотрим альтернативный метод для получения трех параметров распределения размеров падающих частиц.

Комбинация Z_{dr} и W_d используется, чтобы получить μ . D_0 получаем из Z_{dr} и на последнем шаге используется Z_h , чтобы получить N_0 .

При этом, получение необходимой точности требует интегрирования сигналов рис. 8 дает результат интегрирования более чем 1500 м и 64 с.

Чтобы проиллюстрировать статистическое распределение параметров распределения размеров падающих частиц, гистограммы N_0 , D_0 и μ даны на рис. 9.

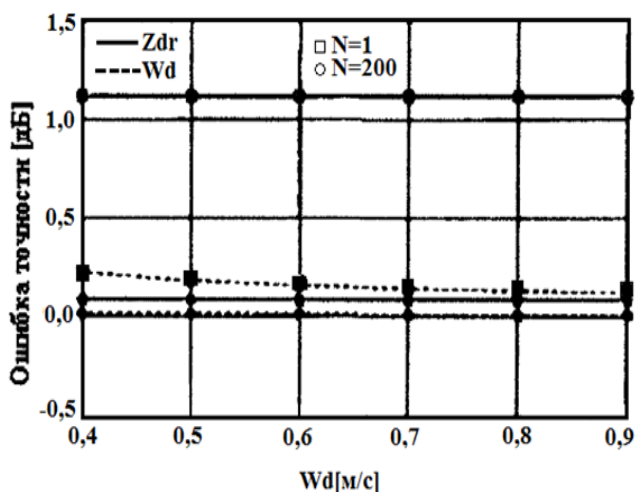


Рис. 8 – Точность измерений Z_{dr} и W_d . N количество примеров для 3,2 секундных примеров W_d и Z_{dr} .

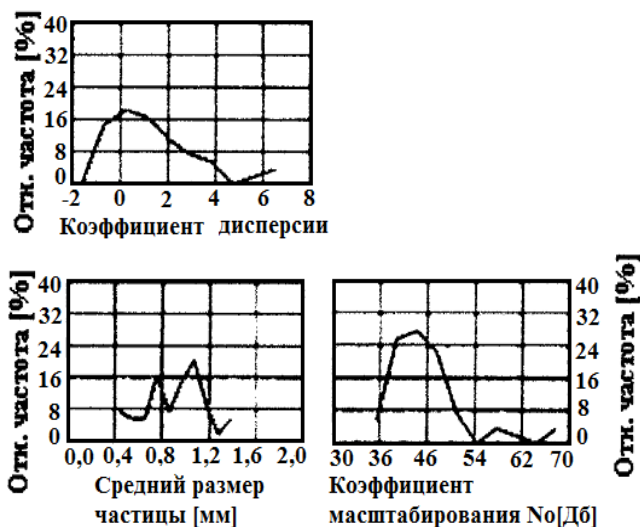


Рис. 9 – Гистограммы μ , D_0 и N_0 , при соответствии данным рис. 8.

Таблица 2 дает среднее и среднеквадратическое отклонение μ , D_0 и N_0 . Та же приведены среднее и среднеквадратическое отклонение N_0 и D_0 в случае, если $\mu = 0$.

Таблица 2 – Среднеквадратическое отклонение значений

	μ	D_0	N_0	μ	D_0	N_0
		[мм]	[дБ]		[мм]	[дБ]
Среднее	0,6	0,9	45,6	0	1,2	36,4
Среднеквадратическое	2,3	0,3	9,0	0	0,2	5,2

Диаграмма рассеяния D_0 и μ дана на рис. 10. Для $\mu < 3$, если D_0 увеличивается, тогда увеличивается μ . Экспериментально показано, что, хотя использовались различные распределения размеров падающих частиц, фактор формы, разложенной на множители μ , увеличились для интенсивностей дождя, меньших, чем 4 мм/ч, и уменьшился для больших интенсивностей дождя.

Приведенные на рис. 10 данные представляют собой полином третьей степени, который связывает μ с D_0 :

$$D_0 = 0,97 + 0,14\mu^3 - 0,043\mu^2 + 0,0033\mu \pm 0,1 \text{ мм} \quad (9)$$

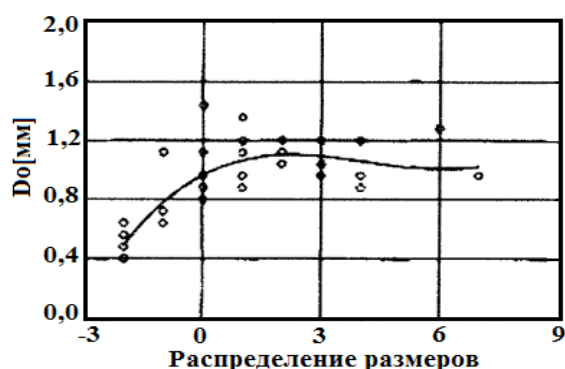


Рис. 10 – Точечная диаграмма D_0 и μ .

Рис. 11 показывает временную зависимость интенсивности дождя. Полученная МРЛС интенсивность дождя вычислена двумя способами: 1) только Z_{dr} , используя $\mu = 0$, и 2) W_d и Z_{dr} , используя, также изменения μ .

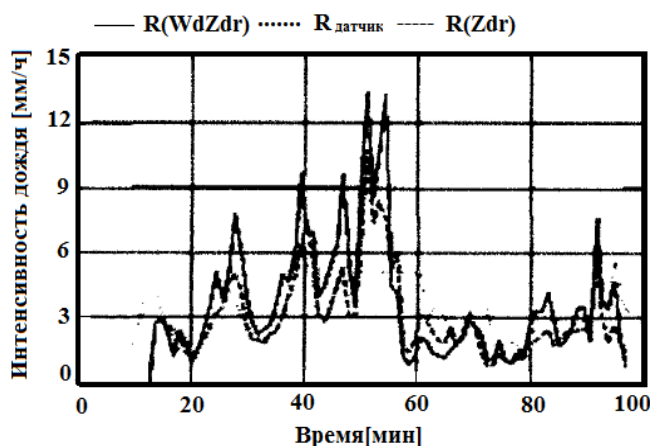


Рис. 11 – Временная зависимость полученных от МРЛС интенсивностей дождя $R_{W_d Z_{dr}}$ и $R_{Z_{dr}}$.

Также показаны данные датчика дождя. Время интеграции составляет 64 с.

Выше описывались методы использования поляризационно-доплеровских параметров для проведения тонкого анализа гидрометеоров с целью выполнения требований ИКАО по метеорологическому обеспечению полетов. Ниже на рис. 12, рис. 13 показаны примеры описания предложенных методов в виде алгоритмов выполнения определенных действий для получения тех или иных характеристик гидрометеоров с целью оценки их состояния или с целью прогнозирования перехода гидрометеоров в то или иное следующее состояние.

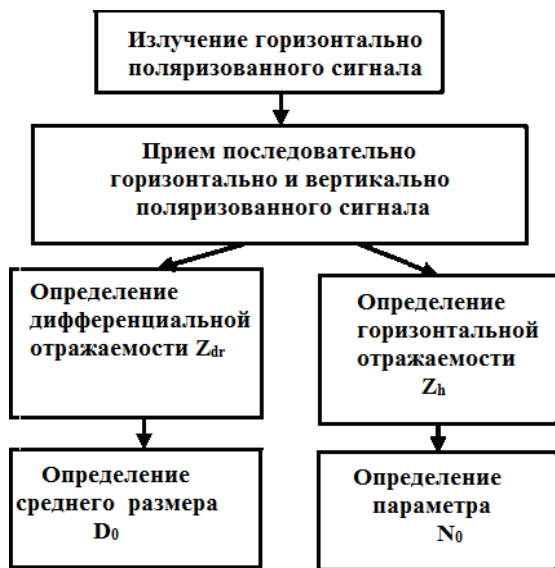


Рис. 12 – Излучение горизонтального поляризационного сигнала с использованием разных параметров

Очень важной характеристикой при выполнении полетов является наличие турбулентности в слоях воздуха. Наличие турбулентности резко влияет на угол наклона метеочастиц. Степень турбулентности можно определить, исследуя корреляционные связи между L_{dr} и W_d , а также одновременно между W_d и Z_{dr} . Это показано в виде алгоритма на рис. 14.

В заключение приведен еще один пример, связанный с анализом процесса таяния, который может быть использован для прогнозирования изменения метеоусловий на трассе полета ВС, либо в зоне аэропорта.

Суть заключается в том, что, если наблюдается дождь, то отсутствует корреляция между Z_{dr} и W_d . Если возникает процесс таяния, т.е. переход

к дождю, то Z_{dr} и W_d положительно коррелированы.



Рис. 13 – Излучение горизонтального поляризационного сигнала путем сравнения результатов

Соответствующий алгоритм последовательности операций аналогичен, приведенному на рис. 14, с заменой блока «определения наличия турбулентности», на блок определения «наличия перехода к дождю».

3. ВЫВОДЫ

1. Для определения коэффициента масштабирования распределения размеров падающих частиц N_0 необходимо использовать горизонтальную отражающую способность Z_h .

2. Для определения среднего значения размера частицы осадков D_0 и коэффициента дисперсии μ можно использовать все характеристики отраженного сигнала. Однако следует выбирать наиболее чувствительные, а именно: дифференциальную отражающую способность Z_{dr} для D_0 и линейное отношение деполаризации L_{dr} для μ . Отсюда вытекает соответствующий алгоритм обработки отраженного сигнала.

3. Разработаны модели отражаемости радиоволн с учетом микроструктуры гидрометеоров в разных стадиях их существования для формирования прогноза изменения метеобстановки.

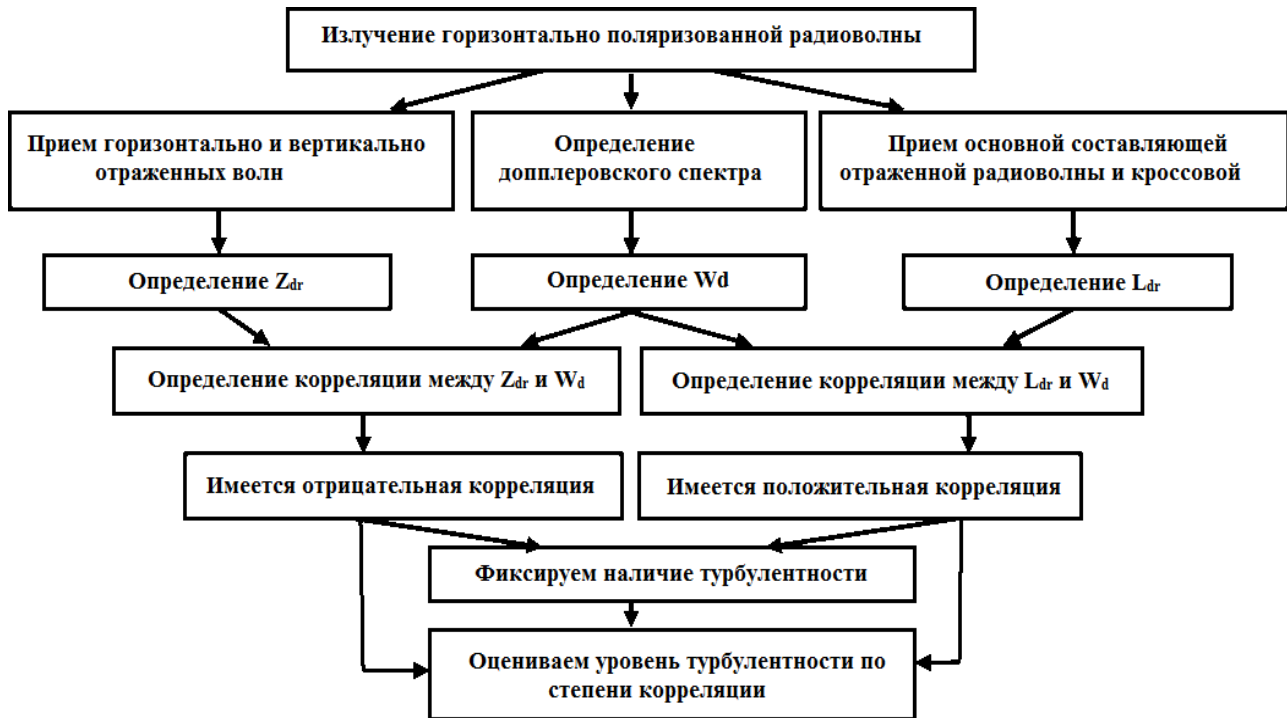


Рис. 14 – Определение степени турбулентности

4. Полученные результаты доказывают тот факт, что использование поляризационно-доплеровских МРЛС существенно повышают достоверность оценки степени опасности метеобразований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лимонов А. С., Вельмискин Д. И., Пустовит Т. М., Дяченко Е. О., Бучинская И. В. Анализ математических моделей структуры осадков и отражаемости радиоволн от них // Вестник ОДЕКУ. 2016. №20. С. 142-149.
2. Горелик А. Г., Мельничук Ю. В. О связи спектра флуктуаций радиолокационного сигнала с движением рассеивателей в метеобъектах // ДАН СССР. 1961. Т. 140. С. 579-582.
3. Сокол П. П., Логвин А. И. Возможности повышения уровня метеорологического обеспечения полетов на основе совершенствования алгоритмов функционирования МРЛС // Научный вестник МГТУ ГА. 2010. № 152. С. 204-205.
4. Горелик А. Г., Стерлядкин В. В. Доплеровская томография в радиолокационной метеорологии // Изв. АН СССР. 1990. №1. С. 47-54.
5. Сокол П. П. Повышение точности определения интенсивности дождя метеорадиолокатором // Научный вестник МГТУ ГА. 2010. №152. С. 63-67.
6. Сокол П. П. Модели отражаемости радиолокационных сигналов от различных форм единичных гидрометеоров // Научный вестник МГТУ ГА. 2010. № 152. С. 68-71.
7. *Terminal Doppler weather radar (TDWR). A briefing paper. Federal Aviation Administration. USA, Boulder, 1988, p. 18.*
8. Пампел Х. Обнаружение и сверхкраткосрочное прогнозирование конвективных явления, опасных для

авиации // в сб.: Новые тенденции в гидрометеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1998. . Вып. 4. С. 70-83.

9. Безлова Т. А. Метеорологические автоматизированные радиолокационные сети. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 2002. 332 с.

REFERENCES

1. Limonov A. S., Velmiskin D.I., Pustovit T. M., Dyachenko E. O., Buchinskaya I.V. *Visn. Odes. derž. ekol. univ.- Bull. OSENU*, 2016, no. 20, pp. 142-149. (In Russian)
2. Gorelik A. G., Mel'nichuk Yu. V. *DAN SSSR – Reports of the USSR Academy of Sciences*, 1961, vol. 140, pp. 579-582. (In Russian)
3. Sokol P. P., Logvin A. I. *Nauchnyy vestnik MGTU GA*, 2010, no. 152, pp. 204-205. (In Russian)
4. Gorelik A. G., Sterlyadkin V. V. *Yzv. AN SSSR - Academy of Sciences of the USSR*, 1990, no. 1, pp. 47-54. (In Russian)
5. Sokol P. P. *Nauchnyy vestnik MGTU GA*, 2010, no. 152, pp. 63-67. (In Russian)
6. Sokol P. P. *Nauchnyy vestnik MGTU GA*, 2010, no. 152, pp. 68-71.
7. *Terminal Doppler weather radar (TDWR). A briefing paper. Federal Aviation Administration. USA, Boulder, 1988, p. 18.* (In Russian)
8. Pampel H. Discovery and supershort-term prognostication конвективных phenomena, dangerous for an aviation. *Novye tendentsii v gidrometeorologii* [New trends in hydrometeorology]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1998, no. 4, pp. 70-83. (In Russian)
9. Bezlova T. A. *Meteorologicheskie avtomatizirovannye radiolokatsionnye seti* [Meteorological automated radiolocation networks]. Sankt-Petersburg: Gidrometeoizdat, 2002. pp. 332.

INFLUENCE OF MACROSTRUCTURE OF THE HYDROMETEORS ON A RADAR MEASUREMENT OF POLARIZATION-DOPPLER WEATHER RADARS

D. I. Velmiskin, cand. tech. sci.,

A. S. Limonov, cand. tech. sci.,

T. M. Pustovit, ass.,

E.A. Diachenco, ass.

I. V. Buchinskaya, ass.

*Odessa State Environmental University,
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, avto@odeku.edu.ua*

Possibility of determining models of structures of different hydrometeors and models of their reflectivity with regard to radio-waves was presented. To determine the scaling factor of size distribution of incident particles it is necessary to use horizontal reflective capability, all reflected features of signal can be used to define an average particle size of precipitation and dispersion coefficient. However, the most susceptible characteristics, namely, differential reflective capability and linear depolarization ratio should be chosen. Hence one has an appropriate algorithm processing of a reflected signal. Models of radio-waves reflectivity considering hydrometeors' microstructure at different stages of their existence were developed to ensure a forecast of meteorological situation changes. The results demonstrate that the use of polarization Doppler meteorological radar stations significantly improve accuracy of assessment of danger caused by meteorological formations.

Keywords: sensitivity analysis, parameters of hydrometeor, characteristics of radio-waves.

ВПЛИВ МАКРОСТРУКТУРИ ГІДРОМЕТЕОРІВ НА РАДІОЛОКАЦІЙНІ ВИМІРЮВАННЯ ПОЛЯРИЗАЦІЙНО-ДОПЛЕРІВСЬКИХ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ РЛС

О.С. Лімонов к.т.н., **Д.І. Вельміскін** к.т.н.,

Т.М. Пустовіт, асс., **К.О. Дяченко** асс.,

І.В. Бучинська асс.,

Одеський державний екологічний університет, вул. Львівська, 15, 65016 Одеса, Україна, avto@odeku.edu.ua

У статті розглядається вплив різних параметрів гідрометеорів на різні параметри відбитих від них радіохвиль. Розроблені моделі відбиваності радіохвиль з урахуванням мікроструктури гідрометеорів в різних стадіях їх існування для формування прогнозу змін метеообстановки. Також отримані результати доводять той факт, що використання поляризаційно-доплеровських МРЛС істотно підвищують достовірність оцінки ступеня небезпеки метеоутворень.

Ключові слова: аналіз чутливості, параметри гідрометеорів, характеристики радіохвиль.

Дата первого представления: 29. 10. 2015

Дата поступления окончательной версии: 18. 11. 2016

Дата опубликования статьи: 24. 11. 2016

УДК 621.317.08, PACS 621.317.08:

РАЗРАБОТКА ОБЩЕЙ СТРУКТУРЫ СИСТЕМЫ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ В УКРАИНЕ

Д. И. Вельмискин, канд. техн. наук,
А. С. Лимонов, канд. техн. наук,
Ю. В. Лавриненко, канд. техн. наук,
Т. М. Пустовит, асс.,
И. В. Бучинская, асс.

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, avto@odeku.edu.ua*

В статье проведен анализ существующей системы радиозондирования атмосферы Украины, определены ее недостатки, предъявлены требования, отвечающие международным стандартам. Предложена структура системы радиозондирования атмосферы с использованием радионавигационных систем GPS и "Глонасс". Авторами предложены конкретные технические решения наиболее важных элементов системы на базе современных информационных технологий.

Ключевые слова: радиозонд, метеорологические параметры, радионавигация, спутники, цифровой пакет, приемник.

1. ВВЕДЕНИЕ

Получение точной и оперативной информации о состоянии атмосферы является необходимым условием составления синоптических, авиационных и иных прогнозов, необходимых во многих сферах человеческой деятельности. Одним из основных основополагающих видов гидрометеорологических измерений (ГМИ) являются аэрологические измерения, производимые в свободной атмосфере среди которых наиболее и важное и значимое место занимает радиозондирование атмосферы (РЗА), осуществляемое с помощью аэрологических радиозондов (АРЗ), поднимаемых в свободной атмосфере газонаполненной оболочкой [1].

В настоящее время АРЗ, являющиеся основным средством получения ГМИ о состоянии тропосферы и нижней атмосферы, позволяют получить наиболее качественные данные. Зондирование – это массовые измерения, производимые одновременно в огромном количестве пунктов. На станциях аэрологического зондирования этих пунктов, объединенных между собой в единую сеть, ежедневно производят, как минимум 1-2 выпуска АРЗ в целях измерения температуры, влажности, направления и скорости ветра. На космодромах, в аэропортах и других пунктах зондирования выполняется значительно чаще.

Аэрологическая сеть Украины и других стран являются неотъемлемой частью глобальной мировой сети РЗА, всемирной службы погоды и про-

водят аэрологические наблюдения в соответствии с требованиями нормативных документов Всемирной Метеорологической организации (ВМО).

В связи с этим к техническим средствам произведения аэрологических измерений, в том числе связанных с РЗА, постоянно повышаются требования к их параметрам и характеристикам, методам обработки и предоставления информации. При этом общий процесс в области автоматизации измерений, обработки данных и телекоммуникаций также требует создание новой, более совершенной техники РЗА, отвечающей современным требованиям.

Современные требования к методам выполнения аэрологических измерений и измерительным средствам, сформулированные в техническом регламенте ВМО, требуют принципиально нового подхода к решению проблемы их метеорологического обеспечения. В соответствии с ними необходимо обеспечить единый уровень достоверности и точности измерений на всей аэрологической сети.

Однако, сравнительный анализ основных метеорологических характеристик зарубежных и отечественных систем РЗ [2] показывает, что по точности измерения температуры отечественные радиозонды уступают в 2-3 раза, а по влажности в полтора-два раза. Кроме того, следует отметить, что современные РЗ прямыми методами не измеряют скорость и направление ветра. Это, в свою очередь, не позволяет достаточно точно осуществлять прогноз погоды. Поэтому к совре-

менному АРЗ следует предъявить требования, отвечающие международным стандартам ВМО. Они состоят в следующем:

Предельная погрешность измерения температуры не должна превышать $\pm 0,5^{\circ}$;

Предельная погрешность измерения влажности не должна превышать $\pm 5\%$;

Чувствительность приемопередатчика АРЗ должна быть не хуже -63 дБ/Вт м²;

Относительная нестабильность поднесущей частоты АРЗ не хуже 0,01 %.

Полетная масса не должна превышать 0,3 кг. Эти требования к АРЗ заставляют создавать и внедрять системы радиозондирования, построенные на основе спутниковых радионавигационных систем (СРНС). Впервые подобные системы были разработаны фирмой Vaisala [3]. Недостатком данной системы является тот факт, что она использует только СРНС GPS. В настоящее время существует еще и российская СРНС "Глонасс", использование которой совместно с GPS позволит повысить характеристики системы АРЗ.

Использование GPS и "Глонасс", двух независимо функционирующих СРНС, позволит РЗА улучшить ряд характеристик.

Во-первых, точность определения координат объектов в системе "Глонасс" выше, нежели в GPS и составляет:

- в годы максимальной солнечной активности 60 м для горизонтальных координат и 100 м для вертикальных координат;

- в годы минимальной солнечной активности – 30 и 50 м, соответственно.

Во-вторых, при использовании двух систем повышается точность определения координат АРЗ. Это связано с тем, что в "Глонасс" число орбитальных плоскостей в два раза меньше, чем в GPS ("Глонасс"–3, GPS–6), и число спутников в каждой плоскости у системы "Глонасс" в два раза больше, чем GPS ("Глонасс"–8, GPS–4). Наклон орбитальных плоскостей "Глонасс" на 10⁰ выше, чем GPS. Это означает, что система "Глонасс" может определять координаты объектов, которые находятся в более высоких широтах.

В третьих, комбинированный приемник АРЗ способен проводить мониторинг исправности спутников и не использовать неисправные спутники, если их параметры существенно отличаются от ожидаемых. В системе GPS возможности автономного мониторинга целостности ограничены: приемник либо продолжает использовать неисправный спутник, либо прекращает вычисления и переходит в режим ожидания других космических аппаратов. Данная ситуация может привести к "потере" АРЗ, так как его по-

летное время ограничено.

В четвертых, комбинированный приемник АРЗ обеспечивает высокую помехоустойчивость СРЗ, т.к. системы GPS и "Глонасс" работают параллельно в разных диапазонах частот[4].

Цель статьи: разработка структуры системы радиозондирования, позволяющей использовать как СРНС GPS, так и "Глонасс".

2. ИЗЛОЖЕНИЕ ОСНОВНОГО МАТЕРИАЛА. СТРУКТУРА СРА

Общая структурная схема системы радиозондирования атмосферы (СРА) с использованием СРНС "GPS" и "Глонасс", представлена на рис. 1. Данная система состоит из наземного радиотехнического комплекса (НРТК). Включены СРНС "Глонасс" и GPS.

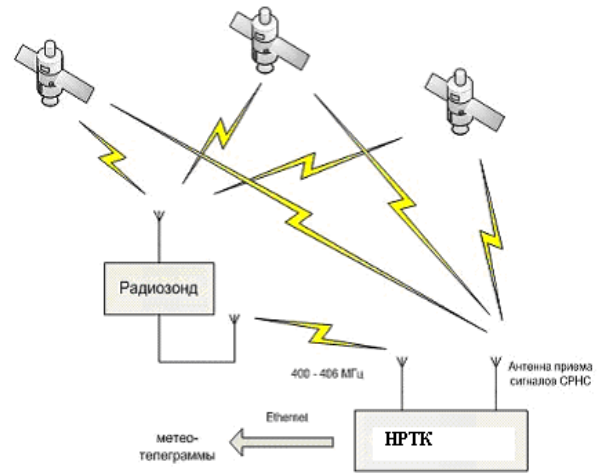


Рис. 1 – Структура СРНС РЗ

АРЗ измеряет метеорологические параметры атмосферы (температуру, влажность) и передает эту информацию по цифровому радиоканалу на НРТК, структурная схема которого представлена на рис. 2.

Сигналы АРЗ, частотой 400-408 МГц, принимаются антенно-фидерной системой (АФС) и через малошумящий усилитель (МШУ) поступают на УКВ приемник[5].

С целью повышения эффективности приемного тракта АФС приема сигналов АРЗ должна иметь две антенны. Одна из них предназначена для "ближнего", а другая – для "дальнего" приема. Антенна для "ближнего" приема должна использоваться при больших углах места АРЗ и дальности до 40 км. Антенна "дальнего" приема имеет плоскую диаграмму направленности и включается при приеме сигналов АРЗ ниже 400 и дальности больше 40 км.

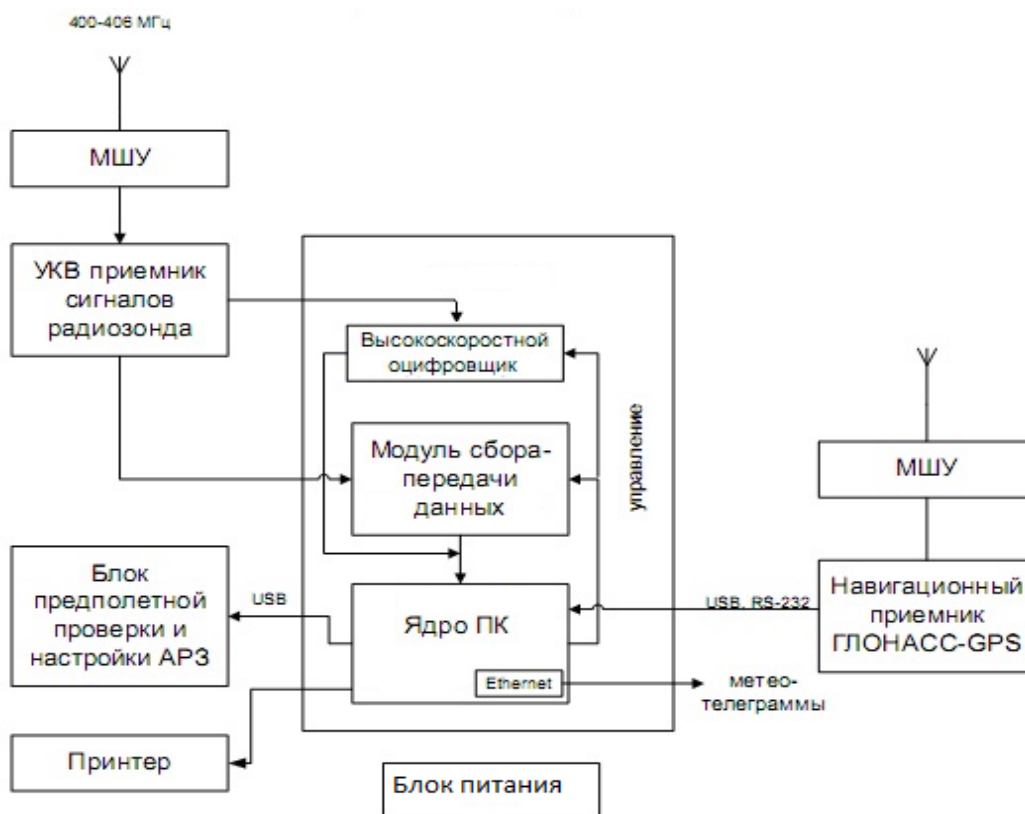


Рис. 2 – Структурная схема НРТК

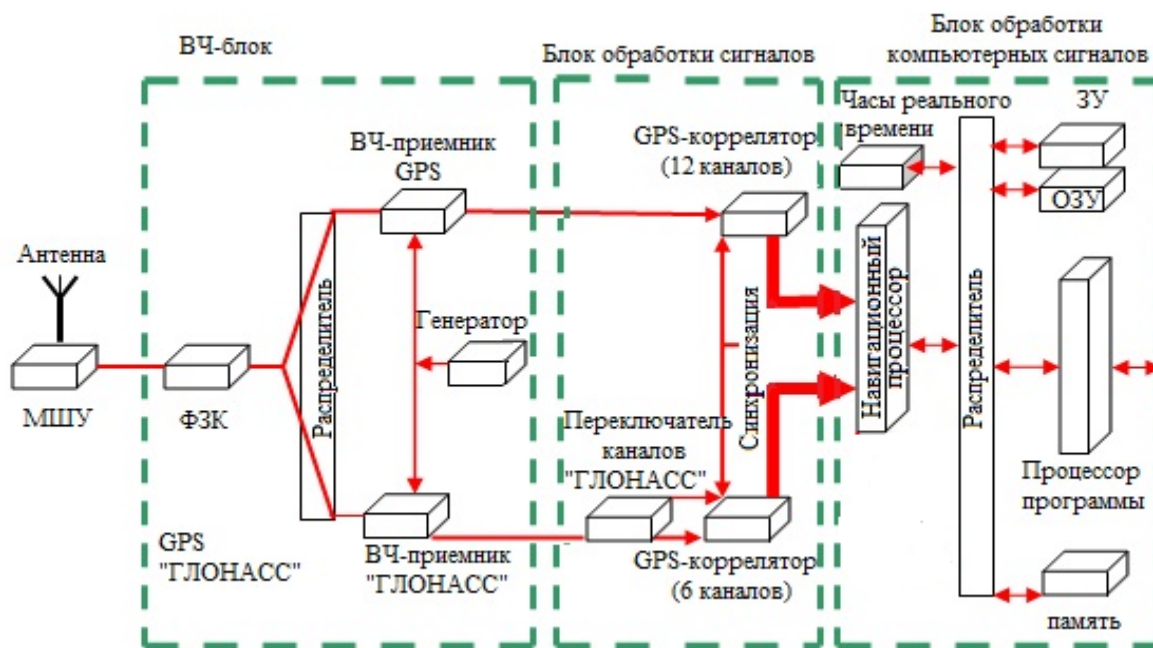


Рис. 3 – Структурная схема GPS/"Глонасс" приемника

В приемнике сигналов APЗ они демодулируются и поступают далее в ПЭВМ НРТК.

Модуль сбора данных осуществляет оцифровку принятых сигналов.

Приемник обрабатывает сигналы принятые антеннами от CPHC GPS, или "Глонасс".

В системе предусмотрен блок предполетной проверки и подготовки предназначен для проверки APЗ перед пуском и настройки частотного канала

его передатчика.

Структурная схема GPS и "Глонасс" приемника приведена на рис. 3.

Приемник состоит из высокочастотного блока (ВЧ-блока), блока обработки сигналов и общего навигационного процессора. Приемник может работать в трех режимах, выбираемых по внешней команде: только GPS, только "Глонасс" и GPS/Глонасс.

На входе приемника установлен фильтр зер-

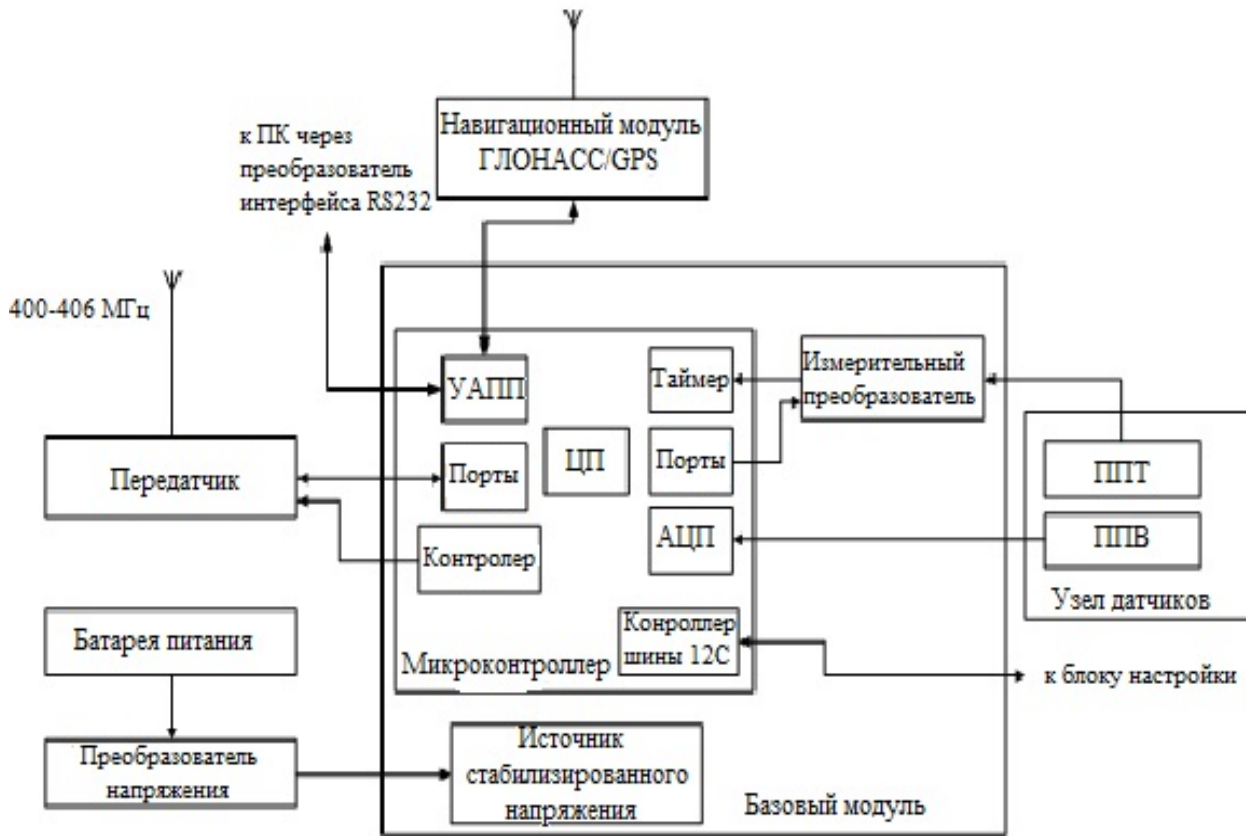


Рис. 4 – Структурная схема АРЗ

кального канала (ФЗК), который распределяет сигнал по двум каналам для отдельных ВЧ-приемников GPS и "Глонасс". К амплитудным детекторам обоих приемников подключены два аналогово-цифровых преобразователя (АЦП). С выхода АЦП навигационные сигналы поступают на два коррелятора: 12-канальный GPS – напрямую и 6-канальный "Глонасс" – через переключатель каналов "Глонасс". Синхронизация приемников осуществляется с помощью сигналов опорного генератора[6,7].

Приемники отслеживают С/А-коды и фазу несущей частоты L1 по всем каналам GPS и "Глонасс". Частота L1 равна 1575,42 МГц, ($\lambda_1=19,05$ см) для канала GPS и 1601,16 МГц ($\lambda_1=18,74$ см) для канала "Глонасс".

На основании измерений и принятых сообщений навигационный процессор выписывает координаты, вектор скорости и точное время, обеспечивающее "привязку" шкалы времени потребителя к шкале Госэталона координированного всемирного времени UTC (SU).

В настоящее время зарубежная и отечественная промышленность предлагает вполне достаточную номенклатуру GPS-"Глонасс" – приемников, различающихся числом каналов приема, скоростью обновления данных, временем вычислений, точно-

стью определения координат. С точки зрения конструкции имеются устройства двух типов: автономные – с собственными источниками питания и средствами отображения и в виде отдельных плат, встраиваемых в аппаратуру. Наиболее дешевый вариант – плата, которую можно помещать в НРТК[8].

Для работы с данным НРТК предлагается АРЗ, структурная схема которого представлена на рис. 4. АРЗ состоит из: базового модуля, навигационного модуля, модуля передатчика, модуля датчиков, модуля питания. Базовый модуль должен включать в себя микроконтроллер с 32-розрядным процессором, измерительный преобразователь, стабилизатор напряжения. Базовый модуль выполняет функции измерения выходного напряжения, первичного преобразователя влажности (ППВ) и период выходного сигнала измерительного преобразователя сопротивлением первичного преобразователя температуры (ППТ) и величиной опорного сопротивления.

Базовый модуль также принимает данные от навигационного модуля, который подключается к универсальному асинхронному приемопередатчику (УАПП), формирует цифровой пакет (ЦП) для передачи на НРТТ и управляет работой модуля передатчика. Модуль передатчика передает по ра-

диоканалу битовый поток, формируемый базовым модулем.

Модуль питания состоит из батареи питания и преобразователя напряжения, который формирует требуемое напряжение для питания базового модуля.

3. ВЫВОДЫ

Произведен анализ существующей системы радиозондирования Украины, предъявлены требования, отвечающие международным требованиям ВМО, определены недостатки системы.

Предложена структура системы радиозондирования атмосферы с совместным использованием радионавигационных систем GPS и Глонасс.

Предложены конкретные технические решения наиболее важных элементов системы на основе современных информационных технологий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сытов В. Н., Вельмискин Д. И., Лавриненко Ю. В., Лимонов А. С., Перельгин Б. В., Пустовит Т. М. Анализ системы получения и обработки результатов радиозондирования и обоснование путей ее развития // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2006. Вип. 16. С. 232-236.
2. Вельмискин Д. И. Удосконалення методів побудови системи одержання та обробки вимірювальної інформації з метою моніторингу навколишнього середовища. НДР №0113 U000164, Розділ 3, 2013.
3. Иванов В.Э., Плохих О.В. Радионавигация в системах аэрологического радиозондирования атмосферы // Вестник ГОУ ВПО УГТУ-УПИ, Проектирование и анализ радиотехнических и информационных систем: серия радиотехническая. Екатеринбург: ГОУ ВПО УГТУ-УПИ, 2004, № 18 (48).
4. Иванов В. Э., Фридзон М. Б., Ессяк С. П. Радиозондирование атмосферы. Технические и метрологические аспекты разработки и применения радиозондовых измерительных средств // УрО РАН. Екатеринбург, 2004. С. 596.

5. Перова А. И., Харисова В. Н. ГЛОНАСС: принципы построения и функционирования // Радиотехника, М., 3-е изд., 2005. С. 688.
6. Шибшаевич В. С., Дмитриев П. П., Иванцев Н. В. Спутниковые радионавигационные системы. М.: Радио и связь, 2-е изд., 1993. 408 с.
7. Hinzpeter-Max F. E. The reference radiosonde as a tool for improving meteorological data from conventional radiosondes. IEEE Trans. *Geosci. Electron.*, 1973, vol. 11, no 2, pp. 110-123.
8. Lenhard R. W. A ravished assessment of radiosonde accuracy. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 1973, vol. 54, no 7, pp. 691-694.

REFERENCES

1. Sytov V. N., Velmiskin D. I., Lavrinenko Y. B., Limonov A. S., Perelygin B. V., Pustovit T. M. *Visn. Odes. derž. ekol. univ.- Bull. Odessa State Environmental University*, 2006, no. 16, pp. 232-236 (In Russian).
2. Velmiskin D. I., *Improvement of methods of constructing a system of receiving and processing measurement information to monitor the environment. Research Work* no. 0113 U000164, Part 3, 2013. (In Ukrainian)
3. Ivanov V. E., Plokhikh O. V. Radionavigation systems in the upper-air radiosonde measurements. *Visnyk GOU VPO UGTU-UPI – Bull SEI HPT UGTU-UPI*, 2004, no. 18 (48). (In Russian)
4. Ivanov V. E., Fridzon M. B., Essyak S. P. Sounding of the atmosphere. Technical and metrological aspects of the development and application of radiosonde measuring devices. *URO RAN [Bull UB of RAS]*, 2004, pp. 596 (In Russian)
5. Perova A. I., Harisova V. N. GLONASS: principles of construction and operation. *Radiotekhnika [Radiotechniques]*. Moscow, 3d ed., 2005, pp. 688. (In Russian)
6. Shebshaevich V. S., Dmitriev P. P., Ivantsev N. V. Network satellite radio navigation system. *Radio i svyaz [Radio&Communications]*. Moscow, 2d ed., 1993, pp. 408. (In Russian)
7. Hinzpeter-Max F. E. The reference radiosonde as a tool for improving meteorological data from conventional radiosondes. *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, 1973, vol. 11, no 2, pp. 110-123.
8. Lenhard R. W. A ravished assessment of radiosonde accuracy. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 1973, vol. 54, no 7, pp. 691-694.

DEVELOPMENT OF GENERAL STRUCTURE OF ATMOSPHERE RADIOSONDING SYSTEM IN UKRAINE

D. I. Velmiskin, cand. tech. sci.,
A. S. Limonov, cand. tech. sci.,
U. V. Lavrinenko, cand. tech. sci.,
T. M. Pustovit, ass.,
I. V. Buchinskaya, ass.

*Odessa State Environmental University,
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, avto@odeku.edu.ua*

Obtaining accurate and timely information about the state of the atmosphere is an important

requirement for making synoptic, aviation and other forecasts needed in many areas of human activity. One of the main fundamental types of meteorological measurements are aerological measurements produced in the free atmosphere. Among them the most important and significant place is occupied by radio sounding of the atmosphere carried out using upper-air radiosondes elevated in the free atmosphere by a gas-filled casing. The article analyzes the existing system of radio-sounding of the Ukrainian atmosphere, determines its drawbacks, highlights demands that meet international standards. The structure of the atmosphere radiosounding system using GPS and GLONASS radionavigation system was also proposed. The authors offer specific technical solutions for the most important elements of the system on the basis of modern information technologies.

Keywords: radiosondes, meteorology, parameters, complex, radionavigation, satellites, digital pocket, receiver.

РОЗРОБКА ЗАГАЛЬНОЇ СТРУКТУРИ СИСТЕМИ РАДІОЗОНДУВАННЯ АТМОСФЕРИ В УКРАЇНІ

Д.І. Вельмискин, к.т.н.,

О.С. Лімонов, к.т.н.,

Ю.В. Лавріненко, к.т.н.,

Т.М. Пустовіт асс.,

І.В. Бучинська асс.

*Одеський державний екологічний університет, вул. Львівська, 15,
65016 Одеса, Україна, avto@odeku.edu.ua*

У статті проведений аналіз існуючої системи радіозондування атмосфери України, визначені її недоліки, пред'явлені вимоги, що відповідають міжнародним стандартам. Запропонована структура системи радіозондування атмосфери з використанням радіонавігаційних систем GPS і "Глонасс". Авторами запропоновані конкретні технічні рішення найбільш важливих елементів системи на базі сучасних інформаційних технологій.

Ключові слова: радіозонд, метеорологічні параметри, радіонавігація, супутники, цифровий пакет, приймач.

Дата первого представления: 02.03.2016

Дата поступления окончательной версии : 18. 11. 2016

Дата опубликования статьи: 24. 11. 2016

УДК 551.5

**МОЖЛИВИЙ ВПЛИВ ЗМІН ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМУ
НА РЕКРЕАЦІЙНО-ТУРИСТИЧНУ ДІЯЛЬНІСТЬ В РЕГІОНАХ УКРАЇНИ**

Т. А. Сафранов, проф., д-р геолог.-мінерол. наук,
В. М. Хохлов, проф., д-р геогр. наук,
А. І. Волков, доц., канд. геогр. наук

*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, Одеса, 65016, Україна, safranov@ukr.net*

Погодно-кліматичні умови (зокрема, температура повітря) є одним із важливих факторів впливу на природно-рекреаційні ресурси, які, в свою чергу, зумовлюють рекреаційно-туристичну діяльність. В статті розглядається можливий вплив на рекреаційно-туристичну діяльність змін температури повітря протягом 2021–2050 рр. в регіонах України. Зміни середньорічних, середньосезонних літніх та зимових температур повітря для сценарію помірної зміни клімату, в середньому, за 30 років (2021–2050 рр.) істотно не вплинуть на можливості літніх форм рекреаційно-туристичної діяльності та їх сталий розвиток в регіонах України, а також на рівень теплового навантаження на рекреантів (туристів). При розвитку цього сценарію кліматичних змін не прогнозується істотне погіршення умов зимових форм рекреаційно-туристичної діяльності, насамперед, в Українських Карпатах.

Ключові слова: погодно-кліматичні умови, зміна температурного режиму, рекреаційно-туристична діяльність.

1. ВСТУП

Температура повітря, один із основних метеорологічних параметрів, визначає погодно-кліматичні умови, впливає на різнобічну життєдіяльність людини. Погодно-кліматичні умови (зокрема, температура повітря) є одним з важливих факторів впливу на природно-рекреаційні ресурси, які, в свою чергу, зумовлюють рекреаційно-туристичну діяльність (РТД). У зв'язку з цим, оцінка можливого впливу змін середньорічних, середньосезонних літніх та зимових температур повітря на розвиток РТД в регіонах України є актуальною проблемою.

Метою роботи є оцінка можливого впливу на РТД змін температурного режиму протягом 2021 – 2050 рр. в регіонах України. Для досягнення поставленої мети вирішені *такі задачі*: були проаналізовані існуючі дослідження щодо оцінки впливу кліматичних змін на РТД та комфортність існування рекреантів; побудувати прогностичні схеми розподілу значень середньорічних, середньосезонних літніх та зимових температур повітря в разі сценарію помірної зміни клімату (RCP4.5); дати оцінку можливого впливу змін термічного режиму на РТД в різних регіонах України.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Відомо, що рекреаційно-туристична привабливість територій залежить від наявності

природних, історико-культурних та соціально-економічних факторів. До природних факторів належать усі природні об'єкти, явища та процеси, що здатні створювати сприятливий лікувальний, оздоровчий і емоційний вплив на рекреантів (туристів). Саме вони, за умови збереження їх якісного екологічного стану, визначають можливість і доцільність організації на певній території ефективної РТД [1].

Лікувально-оздоровчий вид РТД належить до найбільш залежних від погоди та клімату; при цьому, погодно-кліматичні умови є одним із визначальних чинників, перш за все, для їх виникнення та розвитку в певному регіоні. Крім того, розглядаючи вплив клімату і погоди на РТД, варто брати до уваги метеотропні реакції організму людини та метеотропні захворювання, що можуть спостерігатися як у місті постійного проживання, так і у місцях відпочинку [2].

Аналіз усіх впливів довкілля на людину показує, що найбільш істотними для здоров'я, самопочуття людини та її життєдіяльності (працездатності, продуктивності праці) є фактори, які визначають її тепловий стан. У разі особливо несприятливих поєднань цих факторів виникає загроза переохолодження чи навіть обмороження, або ж перегріву організму (теплового, сонячного удару).

Вплив погодно-кліматичних умов на РТД можна охарактеризувати таким чином: погода та клімат є водночас обмежувачами та стимулюю-

чими чинниками для розвитку РТД; різкі зміни погоди або навіть незначні відхилення від кліматичної норми для даного регіону можуть спричинити істотні фінансові витрати на рекреаційно-туристичну галузь (наприклад, у разі дощового літа або менш сніжної зими); погода і клімат є домінуючими факторами, що впливають на формування не лише пропозиції, а й попиту в рекреаційно-туристичній сфері; врахування інформації про клімат і погоду відіграє особливу роль для захисту здоров'я рекреантів (туристів), особливо груп ризику (літні люди, хворі та діти); характеристики окремих параметрів (температура повітря, швидкість та переважні напрямки вітру, тривалість сонячного сьйва та характеристики радіаційних потоків, кількість опадів) відіграють важливу роль для РТД [3].

Найбільш суттєво погодно-кліматичні умови спроможні впливати на людину через реакцію її організму на комплекс метеорологічних і геофізичних параметрів (температура та вологість повітря, атмосферний тиск, опади, швидкість вітру, хмарність, кількість сонячних днів, сумарна сонячна й ультрафіолетова радіація, тривалість дня і ночі тощо). Звичайно, що ступінь сприятливості погодно-кліматичних умов кліматичних характеристик території є неоднаковим для оцінки різних видів РТД. Наприклад, найбільш сприятливими для літніх видів відпочинку є температура від +20 до +26 °С та швидкість вітру до 5 м/с, а для зимових – від 0 до -25 °С, швидкість вітру також не вища за 5 м/с [4].

Комфортні для людини характеристики клімату є доведеними факторами відновлення працездатності та нормалізації стану організму людини, оскільки створюють умови, за яких ці процеси відбуваються найбільш ефективно. Особливо привабливими для туристів є ті території, на яких не спостерігаються стихійні гідрометеорологічні явища (урагани, смерчі, довготривалі зливові дощі та періоди спекотної погоди), а комфортність клімату поєднується з іншими екологічними факторами (чистим повітрям, насиченим молекулами морської солі, фітонцидами або ароматами цілющих гірських трав тощо) [5].

Суть рекреаційно-туристичної оцінки клімату зводиться до вивчення залежності фізіологічного стану людини від впливу метеорологічних чинників. Для розвитку зимових видів рекреації сприятливими є тривалість періоду із середньодобовими температурами повітря нижче -5 °С (при швидкості вітру < 5 м/с та наявності оптимальної товщини снігового покриву від 10 до 30 – 40 см). Наприклад, в Українських Карпатах

привабливими є території, де кількість днів із сприятливою середньодобовою температурою перевищує 60 %, повторюваність випадків із сильними вітрами (> 10 м/с) - менше 10 %, а кількість днів з несприятливими природними явищами становить не більше 10 % [6].

На сьогоднішній день у світі існує близько 200 різноманітних кліматично-туристичних (біо-кліматичних) індексів, більшість з яких ґрунтується на використанні значень найпоширеніших метеорологічних величин – температури, відносної вологості, характеристик вітру, сонячної радіації, хмарності [7]. Як правило, ці індекси визначають діапазон значень метеорологічних факторів, за яких людина почуватиметься комфортно або дискомфортно (індекси холодного стресу і теплового удару), тобто це показники суб'єктивного сприйняття комфорту або дискомфорту. Найбільш широковживаним є кліматично-туристичний індекс (TCI - Tourism Climate Index): $TCI = 8Cld + 2Cla + 4R + 4S + 2W$, де Cld – це індекс комфорту в денний час, що складається з середньої максимальної температури повітря (°С) та середньої мінімальної відносної вологості (%); Cl – добовий індекс комфорту, що складається з середньої температури повітря (°С) та середньої відносної вологості (%); R – кількість опадів (мм); S – тривалість сонячного сьйва (год); W – швидкість вітру (м/с) [8].

Оскільки клімат суттєво впливає на РТД, то імовірна зміна клімату може спричинити зменшення кількості рекреантів в окремих регіонах. Вплив змін клімату на рекреаційно-туристичну галузь певного регіону залежатиме від погодно-кліматичних умов, які були на даній території до змін, та від абсолютних величин змінень окремих метеорологічних параметрів. Наприклад, для регіонів, яким властиві високі температури, значна кількість сонячної радіації, висока відносна вологість та слабкі вітри, підвищення температури повітря на 1 °С не призведе до істотних змін кількості рекреантів. З іншого боку, регіони, де рекреаційно-туристичний сезон і так обмежений, можуть бути дуже чутливими до найменших кліматичних змінень: нетривалий кліматичний сезон іще скоротиться, зменшиться кількість рекреантів, а це призведе до нерентабельності рекреаційної діяльності на певних територіях. Найістотнішим є ризик для гірських та прибережних регіонів [9].

Стан здоров'я і тривалість життя населення України, а також умови для РТД визначаються багатьма факторами, серед яких особливе місце посідає вплив кліматичних факторів; на фоні підвищення температури і зниження кількості

опадів зростає кількість хвороб системи кровообігу (ХСК) та органів дихання; температура і вологість повітря в деяких випадках сприяють розмноженню збудників і переносників інфекційно-паразитарних захворювань, збільшуючи їх чисельність і ареал, що призводить до слабкої захищеності населення [10].

Зміна гідрологічного режиму може сприяти зменшенню водності і підвищенню температури поверхневих вод, а це збільшує рівень їх холеро-небезпечності. Досить імовірно, що у зв'язку з очікуваним глобальним потеплінням, особливо екстремальним влітку в південних регіонах України з жарким кліматом, смертність серед дорослого населення і дітей, пов'язана з тепловим стресом, може збільшитися [11].

Наслідком глобальних змін клімату можуть бути суттєві зміни у функціонуванні й розподілі екосистем та їх складників. Негативні результати зміни клімату вже відчутні в Україні і завдають їй значних збитків (повені, пожежі тощо). Україна розташована в різних зонах, які характеризуються великим різноманіттям екосистем. Глобальні зміни можуть по-різному проявитися на регіональному (локальному) рівні, бо клімат опосередковано впливає на ряд факторів екосистеми, що пов'язані між собою. Зміни клімату вже сьогодні реально проявляються, а їхні наслідки завдають відчутних збитків в Українських Карпатах, коли екосистеми виявилися неспроможними протидіяти впливу катастрофічних повеней, які виникли через надмірну кількість опадів, порушення стану лісових екосистем, незадовільне функціонування водотоків [12].

У процесі змінення клімату в бік потеплення на території України, ймовірно, буде відбуватися трансформація природно-ландшафтних комплексів, їх видового складу, продуктивності та стабільності, що неминуче відіб'ється на існуючих формах РТД. Що ж стосується прибережної зони, то вже у теперішній час підйом рівня Чорного моря є доведеним фактом і становить приблизно 1,5 мм на рік. Процеси підвищення рівня Світового океану адекватно проявляються і в Чорному морі, що дає підставу прогнозувати основні сценарії підвищення рівня моря до 2100 р. В умовах активного підвищення рівня моря найбільш негативних наслідків можна очікувати в межах прибережної зони. Природні екосистеми, рекреаційно-туристичні, санаторно-курортні та інші об'єкти прибережної зони можуть зазнавати найбільш негативного впливу від процесів, викликаних сучасним потеплінням клімату і, як наслідок, відповідним підвищенням рівня моря [13, 14]. Таким чином,

критичний аналіз останніх досліджень і публікацій показує, що зміна погоднокліматичних умов (зокрема, температури повітря) можуть суттєво впливати на сталий розвиток РТД в Україні та її окремі регіони: зміщення меж природно-кліматичних зон, зміну структури РТД; перерозподіл рекреаційно-туристичних потоків; зміну стану об'єктів РТД та тривалості їх використання; зміну біокліматичних умов і комфортність для рекреантів. Однак, при цьому, не завжди беруться до уваги конкретні просторово-часові кліматичні зміни в залежності від сценаріїв викиду парникових газів, можливі зміни температурного режиму.

2. ВИХІДНІ ДАНІ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

В роботі як вихідні дані використовувались результати досліджень зміни клімату за експериментом CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment), що створений Всесвітньою програмою досліджень клімату для формування ансамблю прогностичних регіональних кліматичних моделей на всіх континентах у глобальному масштабі. Моделювання клімату в межах CORDEX базується на сучасному наборі глобальних кліматичних моделей CMIP5 та зосереджується на експериментах з використанням сценаріїв викидів – RCP4.5 і RCP8.5 (RCP - Representative Concentration Pathways / Репрезентативні траєкторії концентрацій), які належать до сценаріїв середнього та високого рівнів викидів парникових газів [15]. Проаналізовані лише дані щодо середньорічних, а також середньосезонних літніх та зимових температур повітря (сценарій середнього рівня викидів парникових газів – RCP4.5) по 85 пунктам спостережень, розташованих у різних регіонах України. Спираючись на моделі розподілу середньорічних, середньосезонних літніх та зимових значень температур повітря у 2021 р. і 2050 р. з використанням ГІС-паketу MapInfo Professional побудовані відповідні схеми (рис. 1 - 6). На жаль, ці схеми в роботі наведені в чорно-білому зображенні, які недостатньо наочно передають характер розподілу температурив порівняно з їх кольоровими варіантами.

3. АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ ДОСЛІДЖЕННЯ

Аналізуючи отримані результати для *середньорічної температури повітря*, можна відзначити, що протягом 2021–2050 рр. на більшій частині території України очікується зростання

температури повітря. За моделями, лише в центрі та на сході країни прогнозується підвищення температурних показників, в той час, на заході можливе падіння середньорічної температури повітря в межах періоду дослідження. Так, можна відзначити, що протягом 2021 – 2050 рр. в західних областях України для RCP4.5 спостерігається тренд на зменшення середньорічних температур повітря на 0,4 - 0,6 °С. Найінтенсивніше зростання температурних величин очікується в південних та східних регіонах. За даними RCP4.5 середньорічна температура повітря зростає на 0,5 - 0,7 °С за тридцятиріччя. Максимальні значення додатного тренду температури можливі в АР Крим. Проте, просторовий розподіл середньорічної температури повітря в межах території України протягом 2021–2050 рр. не демонструє суттєвих відмінностей окремо для кожного сценарію. Так, можна відзначити, що найвищі показники (понад 10 °С) очікуються в АР Крим. Для Півдня України характерні температури на рівні 8 - 9 °С. Більша частина території, зокрема Лісостеп і Полісся, перебуватимуть під впливом середньорічних температур повітря на рівні 7 °С. Мінімальні ж значення вказаної характеристики (6 °С) очікуються на північному сході країни, в межах Сумської та Чернігівської областей, а також в Закарпатті. Порівняльна характеристика схем розподілу середньорічної температури повітря у 2021 р. наведена на рис. 1, а у 2050 р. - на рис. 2.

Оскільки окремі форми РТД носять сезонний характер, то доцільно проаналізувати можливі зміни температурного режиму повітря у літній і зимовий періоди.

Для *літніх температур повітря*, практично, як і для середньорічних, відзначається їх поступове зростання. Від'ємний тренд температури фіксується лише в Чернівецькій та Івано-Франківській областях, а також на півдні Одещини. Для інших областей заходу та центру України очікується зростання температури повітря, в середньому, за 30 років на 0,2 - 0,6 °С. Найбільш інтенсивне підвищення літньої температури прогнозується на півдні, сході та, навіть, північному-сході країни. При цьому, цікавим є той факт, що на північному сході це найвагомі-

ше збільшення середньої температури за літо. Структура термічного поля вказує на поступове зменшення значень температури з південного сходу на північний захід України. Порівняльна характеристика схем розподілу середніх значень літніх температур повітря у 2021 р. (рис. 3) і 2050 р. (рис. 4) показує, що максимальні температури слід очікувати на південному сході країни, а мінімальні – в районі Закарпаття.

Надзвичайно важливі та вкрай цікаві результати отримані для *зимових температур повітря*. На відміну від середньорічних та літніх, де не відзначалось дуже різких відмінностей між сценаріями, для зимового температурного режиму ці зміни є істотними. Практично по всій території України протягом 2021 – 2050 рр. прогнозується інтенсивне зменшення температури, в середньому на понад 2 °С за тридцятиріччя. Це може свідчити про можливе збільшення екстремальності зимових температур та повторюваності холодних днів. Найбільші значення від'ємного тренду температури очікуються на заході країни. В східних регіонах різких змін мінливості цієї гідрометеорологічної характеристики, в межах періоду дослідження, не очікується. Просторовий розподіл середньосезонних зимових температур демонструє локалізацію осередків найбільш холодних температур на північному сході країни з поступовим їх підвищення в напрямку південного заходу. В Степовій зоні температури, в середньому, за зиму коливатимуться в межах від -2 °С до 0 °С, Лісостеповій та Поліссі – біля -3 °С. Зміни температурного режиму на території країни матимуть нерівномірний характер. За даними сценарію RCP4.5 прогнозується спад сезонних зимових температур повітря (рис. 5, 6).

Протягом 2021 – 2050 рр. різких змін у розподілі опадів по території України очікувати не слід. Найбільша кількість опадів, в середньому, за рік та по сезонам прогнозується для західних областей країни, найменша – для південних. В той же час сума опадів за літні сезони дещо перевищуватиме зимові опади. При цьому, для більшості регіонів тренд на збільшення кількості опадів найбільш можливий у випадку розвитку сценарію викидів RCP4.5.

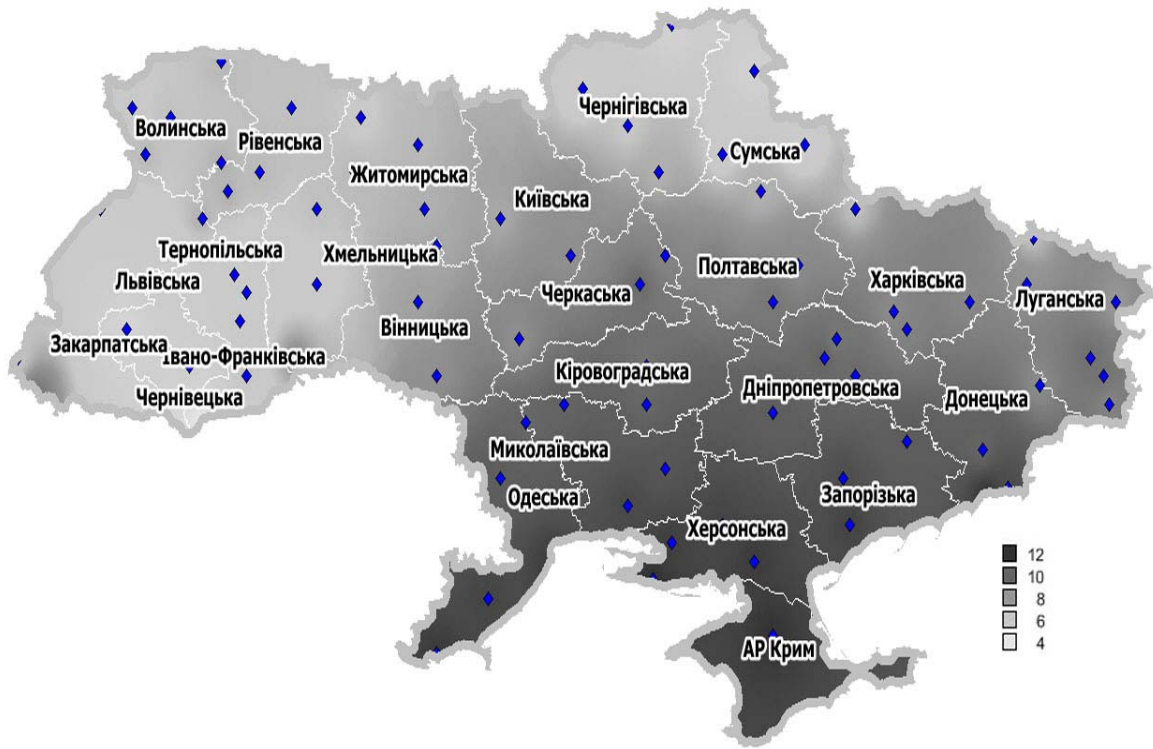


Рис. 1 - Розподіл середньорічних температур повітря у 2021 р. (для сценарію помірної зміни клімату)

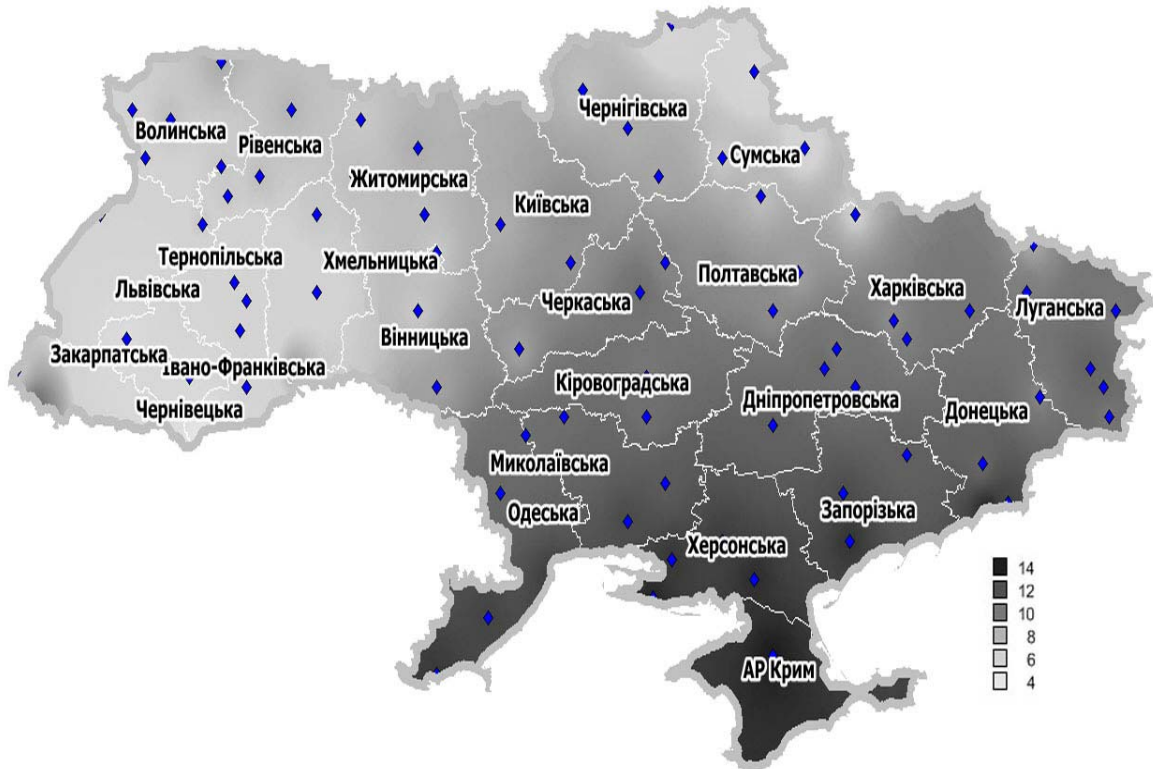


Рис. 2 - Розподіл середньорічних температур повітря у 2050 р. (для сценарію помірної зміни клімату)



Рис. 3 - Розподіл середньосезонних літніх температур повітря у 2021 р. (для сценарію помірної зміни клімату)

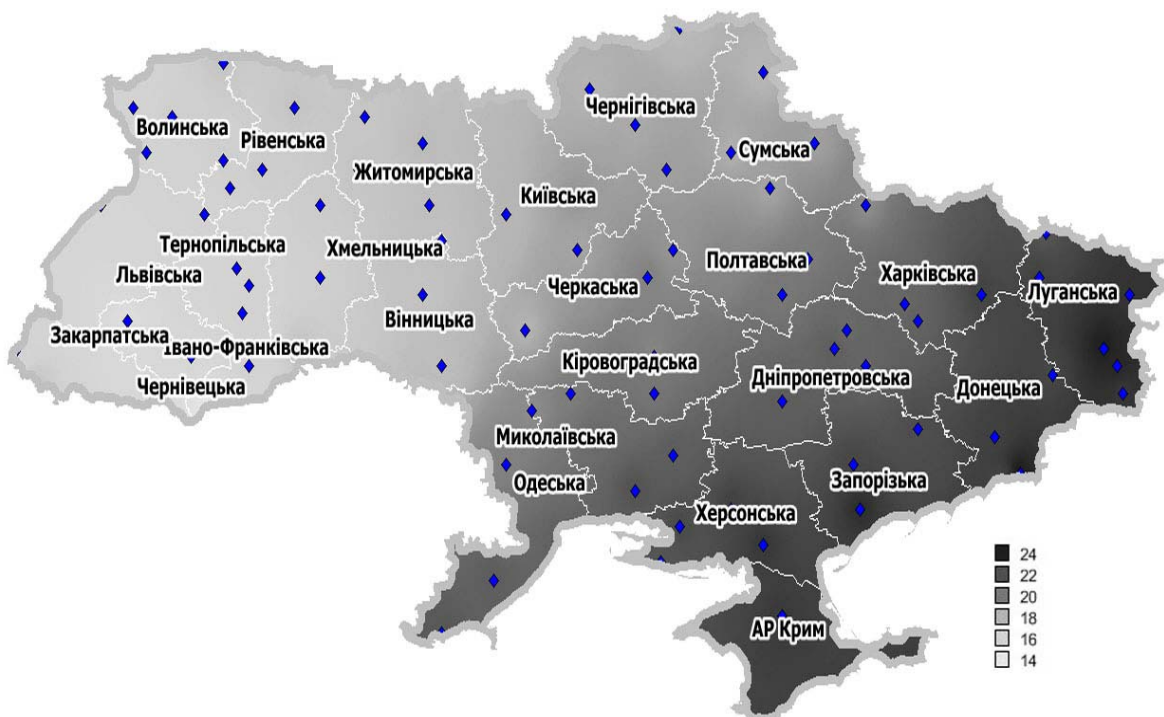


Рис. 4 - Розподіл середньосезонних літніх температур повітря у 2050 р. (для сценарію помірної зміни клімату)



Рис. 5 - Розподіл середньосезонних зимових температур повітря у 2021 р. (для сценарію помірної зміни клімату)



Рис. 6 - Розподіл середньосезонних зимових температур повітря у 2050 р. (для сценарію помірної зміни клімату)

Зміни температури повітря є важливим, але не єдиним фактором, що зумовлює комфортність кліматичних умов, а тому застосовані різні біокліматичні показники. Очікується, що з 2025 р. еквівалентно-ефективна температура (ЕЕТ) по всій території України суттєво зростатиме у зимовий і літний сезони. Взимку буде домінувати тепловідчуття «холодно» (ЕЕТ = $-11,9 \div 0$ °C), але у Закарпатті (лише у грудні) та Південному Степу (у грудні і січні) можуть спостерігатися умови, які надають організму людини тепловідчуття «дуже прохолодно» (ЕЕТ = $0,1 \div 6,0$ °C). Влітку у Передкарпатті, в Закарпатті, Поліссі та Лісостепу буде переважати тепловідчуття «комфортно помірно тепло» (ЕЕТ = $12,1 \div 18,0$ °C), а у степовій зоні буде домінувати тепловідчуття «комфортно тепло» (за винятком липня) [16]. Ця тенденція, може статися, буде продовжуватися до 2050 р.

Зміна кліматичних умов і, зокрема, температурного режиму може вплинути на можливості РТД в регіонах України. На сьогодні існує кілька схем рекреаційної регіоналізації території України, запропонованих О. Бейдиком, П. Масляком, О. Шаблієм, А. Мокляком, М. Крачилом, І. Родичкіним та іншими дослідниками. За О. О. Бейдиком [17] в межах території України можна виділити такі ресурсно-рекреаційні райони: 1) *Причорноморський* (дуже високий рейтинг) об'єднує АР Крим, Одеську, Миколаївську, Херсонську області; 2) *Карпатсько-Подільський* (високий рейтинг) охоплює Закарпатську, Львівську, Івано-Франківську, Чернівецьку, Тернопільську, Хмельницьку, Вінницьку області; 3) *Полісько-Столичний* (середній рейтинг), до складу якого входять Волинська, Рівненська, Житомирська, Київська, Чернігівська, Полтавська, Черкаська області; 4) *Придніпровсько-Донецький* (дуже низький рейтинг) включає Дніпропетровську, Запорізьку, Кіровоградську, Донецьку, Луганську області; 5) *Харківський* (низький рейтинг) включає Харківську, Сумську області. Фізико-географічні особливості цих районів сприятливі практично до цілорічної РТД (рис. 7).

Згідно з Законом України «Про туризм» (1995), залежно від категорій осіб, які здійснюють туристичні подорожі (поїздки, відвідування), їх цілей, об'єктів, що використовуються або відвідуються, чи інших ознак існують такі види туризму (РТД): дитячий; молодіжний; сімейний; для осіб похилого віку; для інвалідів; культурно-

пізнавальний; лікувально-оздоровчий; спортивний; релігійний; екологічний (зелений); сільський; підводний; гірський; пригодницький; мисливський; автомобільний; самодіяльний тощо. Однак така диференціація РТД має дуже умовний характер (наприклад, екологічний туризм може поєднуватися з культурно-пізнавальним, лікувально-оздоровчим, підводним, гірським тощо). У багатьох випадках важко провести межі між санаторно-курортною і рекреаційно-туристичною діяльністю, оскільки під час лікування можливо здійснювати піші походи, кінні та велосипедні прогулянки, відвідувати об'єкти історико-культурної спадщини тощо.

Основними факторами формування найвищого природно-рекреаційного потенціалу Причорноморського ресурсно-рекреаційного району (Одеська, Миколаївська та Херсонська області, АР Крим) кліматичні умови, водні об'єкти (насамперед, морський басейн і лимани), мінеральні води, пелоїди, території та об'єкти природно-заповідного фонду, мальовничі природні ландшафти тощо. Унікальне поєднання фізико-географічних особливостей, привабливість прибережної зони цього рекреаційного району і різноманітність рекреаційних ресурсів є найважливішими передумовами розвитку різних форм РТД. Як було зазначено вище, лікувально-оздоровчий вид РТД належить до числа найбільш залежних від погодно-кліматичних умов. Дуже інтенсивне зростання температурних величин у 2050 р. передбачається саме на території Причорноморського рекреаційного району. Але незначне збільшення літніх температур повітря, практично, як і для середньорічних, а також зміни природно-ландшафтних комплексів прибережної зони, навряд чи суттєво відобразиться на вже сформованих формах РТД влітку (кліматотерапію, таласотерапію, гідротерапію тощо). Зростання температури повітря, в середньому, за 30 років на $0,2-0,6$ °C у західних і центральних областях України істотно не вплине на можливості літніх форм РТД. Збільшення кількості опадів переважно у всіх регіонах може незначно вплинути на біокліматичні особливості та РТД на території Карпатсько-Подільського та Полісько-Столичного ресурсно-рекреаційних районів.

Основні гірськолижні центри Українських Карпат (Буковель, Драгобрат, Пилипець, Плай, Славське, Яблуниця тощо) розташовані на території гірських хребтів Східних Бескидів,



Рис. 7 - Схема ресурсно-рекреаційного районування України [17]

Горган, Покутсько-Буковинських Карпат, масиву Свидовець, а також Полонинського і Вододільного хребтів. На жаль, немає даних безпосередньо за цими пунктами, але тенденція зменшення сезонних зимових температур повітря, що спостерігається в передгір'ї (див. рис. 5, 6), проявлятиметься більш чітко в високогірних районах, що є позитивним фактором для збереження і розвитку зимових форм РТД в Українських Карпатах до 2050 р. Навряд чи, навіть при розвитку сценарію RCP8.5, підвищення температури повітря у зимові періоди в Українських Карпатах буде істотно впливати на прогнозне погіршення умов зимових форм РТД, хоча, по аналогії з альпійськими країнами, може неістотно зростати питома вага площі штучного снігового покриву. Крім того, прогнозується, що найбільша кількість опадів, в середньому, за рік та по сезонах прогнозується для західних областей країни, а це також є позитивним фактором.

4. ВИСНОВКИ

В результаті проведених досліджень можна зробити такі висновки: зміни середньорічних, середньосезонних літніх та зимових температур повітря для сценарію помірної зміни клімату, в середньому, за 30 років (2021-2050 рр.) істотно не вплинуть на можливості літніх форм рекреаційно-туристичної діяльності та їх стійкий розвиток в регіонах України, а також на рівень теплового навантаження на рекреантів (туристів).

При розвитку цього сценарію кліматичних змін не прогнозується також істотне погіршення умов зимових форм рекреаційно-туристичної діяльності, насамперед, в Українських Карпатах.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Скляр Г. П., Карпенко Н. М. Рекреаційно-туристична привабливість регіону: екологічний та інвестиційний аспекти. // Науковий вісник Полтавського університету економіки і торгівлі. 2012. № 2 (53). С. 23.
2. Шевченко О. Г. Вплив погодно-кліматичних чинників на туристичну галузь. // Географія та туризм. 2012. Вип. 23. С. 35-41.
3. Endler Ch., Matzarakis A. Climatic potential for tourism in the Black Forest, Germany. *Winter Season Intrnational Journal of Biometeorology*, 2011, vol. 55, pp. 339-351.
4. Фоменко Н. М. Рекреаційні ресурси та курортологія: навч. посіб. К.: Центр навч. л-ри, 2007. 312 с.
5. Ветрова Н. М. Рекреационная специализация региона: экологические параметры. // Экономика и управление. 2011. № 3. С. 21-24.
6. Кузик С. П. Географія туризму: навчальний посібник. К.: Знання, 2011. 271 с.
7. Amiranashvili A. G., Matzarakis A., Kartvelishvili L. G. Tourism climate index in Batumi. *Modern problems of using of health resort resources – collection of scientific works of international conference*, Sairme, June 10-13, 2010, pp. 116-121.
8. Mieczkowski Z. The tourism climate index: A method for evaluating world climates for tourism. *The Canadian Geographer*, 1985, vol. 29, pp. 220-233.
9. The Travel & Tourism Competitiveness Report 2011. Beyond the Downturn. *World Economic Forum. Geneva, Switzerland*, 2011. – 531 p.
10. Ходаков В. Е., Соколова Н. А., Чёрный С. Г. Влияние природно-климатических факторов на социально-экономические и производственные системы. Херсон:

- Грінь Д.С., 2012. 354 с.
- Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей. Ленинград: Гидрометеиздат, 1963. 286 с.
 - Дідух Я. П. Екологічні аспекти глобальних змін клімату: причини, наслідки, дії. // Вісник Національної академії наук України. 2009. № 2. С. 33-44.
 - Серета К. Изменение климата (Украина): ожидания, прогнозы, перспективы. Режим доступа: http://awsassets.panda.org/downloads/kirill_sereta.pdf
 - Іванюта С. П. Адаптація до змін в Україні: проблеми і перспективи. Аналітична записка. Режим доступу: <http://www.niss.gov.ua/articles/2223>
 - IS-ENES climate4impact portal. URL: <http://climate4impact.eu>
 - Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України: монографія / колектив авт.: С. М. Степаненко, А. М. Польовий, Є. П. Школьнік та ін.; за ред. С. М. Степаненка, А. М. Польового. Одеса: Екологія, 2011. 696 с.
 - Бейдик О. О. Рекреаційно-туристські ресурси України: методологія та методика аналізу, термінологія, районування: монографія. К.: ВПЦ «Київський університет», 2001. 395 с.

REFERENCES

- Skliar H. P., Karpenko N. M. Recreation and tourist attractiveness of region: environmental and investment aspects. *Naukovyi visnyk Poltavskoho universytetu ekonomiky i torhivli – Scientific Bulletin of Poltava University of Economics and Tourism*, 2012, no. 59, pp. 23-28. (In Ukrainian)
- Shevchenko O. H. Weather and climate factors impact on tourism industry. *Heohrafiia ta turyzm - Geography and Tourism*, 2012, vol. 23, pp. 35-41.
- Endler Ch., Matzarakis A. Climatic potential for tourism in the Black Forest, Germany. *Winter Season International Journal of Biometeorology*, 2011, vol. 55, pp. 339-351.
- Fomenko N. M. *Rekreatsiini resursy ta kurortolohiya: [Recreational recourses and balneology]*. Kyiv: The center of the scientific literature, 2007. 312 p.
- Vetrova N. M. Recreational features of region: environmental options. *Ekonomika i upravlenie - Economics and Management*, 2011, no. 3, pp. 21-24. (In Russian)
- Kuzyk S. P. *Heohrafiya turizmu [Geography of tourism]*. Kyiv: Znannya, 2011. 271 p.
- Amiranashvili A. G., Matzarakis A., Kartvelishvili L. G. Tourism climate index in Batumi. *Modern problems of using of health resort resources – collection of scientific works of international conference*, Sairme, June 10-13, 2010, pp. 116-121.
- Mieczkowski Z. The tourism climate index: A method for evaluating world climates for tourism. *The Canadian Geographer*, 1985, vol. 29, pp. 220-233.
- The Travel & Tourism Competitiveness Report 2011. Beyond the Downturn. *World Economic Forum. Geneva, Switzerland*, 2011. – 531 p.
- Khodakov V. E., Sokolova N. A., Chernyi S. G. *Vliyanie prirodno-klimaticheskikh faktorov na sotsialno-ekonomicheskoe i proizvodstvennyye sistemy [The impacts of natural and climatic factors on social, economic and industrial systems]*. Kherson: Grin D. S., 2012. 354 p.
- Gandin L. S. *Ob'ektivnyi analiz meteorologicheskikh poley [Independent analysis of meteorological fields]*. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1963. 286 p.
- Didukh Ya. P. Environmental aspects of global climate changes: causes, consequences, action. *Visnyk Natsionalnoi akademii nauk Ukrainy - Bulletin of the National Academy of Sciences of Ukraine*, 2009, no. 2, pp. 33-44. (In Ukrainian)
- Sereta K. *Izmenenie klimata (Ukraina): ozhydaniya, prognozy, perspektivy [Climate change (Ukraine): expectations, forecasts and prospects]*. URL: http://awsassets.panda.org/downloads/kirill_sereta.pdf
- Ivanyuta S. P. *Adaptatsiya do zmin v Ukraini: problemy i perspektivy. Analitichna zapyska [Adaptation to changes in Ukraine: problems and prospects. Analytical description]*. URL: <http://www.niss.gov.ua/articles/2223/>
- IS-ENES climate4impact portal. URL: <http://climate4impact.eu>
- Stepanenko S. M., Pol'ovyy A. M., Shkolnyy Ye. P. etc. *Otsinka vplyvu klimatychnykh zmin na haluzi ekonomiky Ukrainy [Impacts assessment of climate changes for Ukrainian sectoral economy]*. Odessa: Ekolohiya, 2011. 696 p. (Eds: Stepanenko S. M., Pol'ovyy A. M.)
- Beidyk O.O. *Rekreatsiyno-turysts'ki resursy Ukrainy: metodolohiya ta metodyka analizu, terminolohiya, raionuvannya [Recreation and tourism resources of Ukraine: methodology and methods of analysis, terminology, zoning]*. Kyiv: VPC «Kyivskyy universytet», 2001. 395 p.

POSSIBLE IMPACTS OF TEMPERATURE CHANGES ON RECREATIONAL AND TOURIST ACTIVITIES IN UKRAINE'S REGIONS

T. Safranov, Prof. Dr. Sc. (Geol.-Min.),

V. Khokhlov, Prof. Dr. Si. (Geogr.)

A. Volkov, Assoc. PhD

Odessa State Environmental University
15, Lvivska str., Odessa, 65016, Ukraine, safranov@ukr.net

Temperature is one of the main meteorological parameters. It determines the weather and climatic conditions, and impacts on human activities. Weather and climate conditions (precisely air temperature) are the most important factors which affect natural and recreational resources and also stipulate recreational and tourist activities. The article discusses the possible impact of air

temperature changes from 2021 to 2050 on recreational and tourist activities in Ukrainian regions. We have analyzed the data gathered by 85 observation stations which are located in various Ukrainian regions. The analysis was based on scenario due to average level of greenhouse gases emissions (medium climate change pattern) for 30 years (2021-2050). The coastal zone in North-western part of the Black Sea has one of the high level of recreational-tourism potential. The forecast in this region makes rather small increasing of the temperature in summer time. So, it has not significant influence to the present forms of recreation and tourism activities. The research indicates that changes in average annual, average summer and winter air temperatures according to the scenario will not significantly affect the possibility of summer recreational and tourism activities. Also climate changes will not affect sustainable development of recreation and the level of thermal impact on recreants (tourists) within Ukrainian regions. Following this climate change scenario we don't anticipate significant deterioration of weather conditions for winter recreation and tourism activities, especially for the Ukrainian Carpathians.

Key words: weather and climate conditions, temperature, recreational and tourist activities.

ВОЗМОЖНОЕ ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА НА РЕКРЕАЦИОННО-ТУРИСТИЧЕСКУЮ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В РЕГИОНАХ УКРАИНЫ

Т.А. Сафранов, проф., д-р. геолог.-мінерол. наук,
В.Н. Хохлов, проф., д-р. геогр. наук,
А.І. Волков, доц., канд. геогр. наук

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, Одеса, 65016, Украина, safranov@ukr.net*

Погодно-климатические условия (в частности, температуры воздуха) является одним из важных факторов влияния на природно-рекреационные ресурсы, которые, в свою очередь, обуславливают рекреационно-туристическую деятельность. В статье рассматривается возможное влияние на рекреационно-туристическую деятельность изменений температуры воздуха в течение 2021-2050 гг. в регионах Украины. Изменения среднегодовых, среднесезонных летних и зимних температур воздуха для сценария умеренного изменения климата, в среднем, за 30 лет (2021-2050 гг.) существенно не повлияют на возможности летних форм рекреационно-туристической деятельности и их устойчивое развитие в регионах Украины, а также на уровень тепловой нагрузки на рекреантов (туристов). При развитии этого сценария климатических изменений не прогнозируется также существенное ухудшение условий для зимних форм рекреационно-туристической деятельности, прежде всего, в Украинских Карпатах.

Ключевые слова: погодно-климатические условия, температурный режим, рекреационно-туристическая деятельность.

Дата першого подання: **17. 10. 2016**

Дата надходження остаточної версії: **17. 11. 2016**

Дата публікації статті: **24. 11. 2016**

УДК 551.577.38+551.581.1, PACS: 92.40.De, 92.70.Kb

ОЦІНКА ПРОСТОРОВО-ЧАСОВОГО РОЗПОДІЛУ ПОСУХ В ЗАКАРПАТСЬКОМУ РЕГІОНІ В КОРОТКОСТРОКОВІЙ ПЕРСПЕКТИВІ ДО 2050 РОКУ

І. Г. Семенова, д-р. геогр. наук, доцент

*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, meteo@odeku.edu.ua*

В статті розглянуті особливості просторово-часового розподілу посух на тривалих проміжках часу в Закарпатському регіоні за умов прогнозованого режиму температури та опадів на період 2020-2050 рр. Аналіз температурно-вологісних умов виконаний з використанням даних кліматичного моделювання проекту CORDEX для кліматичних сценаріїв РТК4.5 та РТК8.5. Показано, що зростання середньорічної температури повітря по станціях відбуватиметься переважно за рахунок підвищення зимових температур за обома сценаріями. Середньорічна кількість опадів буде незначно зростати, але спостерігатимуться протилежні тренди у зимових та літніх опадах. Оцінка просторово-часового розподілу посух за допомогою індексу посухи SPEI показала, що очікується загальне збільшення ступеню посушливості по регіону протягом досліджуваного періоду. При цьому, за умов відносно м'якого сценарію РТК4.5 посухи прогноуються більш інтенсивними, а за обома сценаріями загальна кількість помірних та сильних посух зростатиме на часових масштабах понад один рік.

Ключові слова: посуха, кліматичний сценарій, індекс посухи.

1. ВСТУП

Кліматичні умови України є сприятливими для утворення різних типів посух. Посуха як комплексне природне явище, пов'язана з дефіцитом атмосферної та ґрунтової вологи, який формується, насамперед, в результаті певних, стійких за часом атмосферних процесів. Для території країни частими є метеорологічні та сільськогосподарські (агrometeorологічні) посухи [1-3], які через несприятливий комплекс температурно-вологісних умов призводять до висушування ґрунту та надлишкової втрати води рослинами. Гідрологічні посухи характеризуються зменшенням кількості води, що надходить до річок та водойм, і зниженням їх рівня, а також зменшенням запасів ґрунтових вод. Гідрологічна посуха, зазвичай, йде як вторинне явище внаслідок метеорологічної та сільськогосподарської посухи, при цьому її інтенсивність та просторове розповсюдження можуть бути більшими, ніж осередок метеорологічної посухи, через складну гідрологічну мережу, що поєднує різні регіони. Інтенсивність гідрологічної посухи визначається для водозборів або річкових басейнів. Окрім дефіциту опадів, який формується кліматичними коливаннями регіональної циркуляції атмосфери, до змін гідрологічних характеристик та виникнення гідрологічної посухи може призвести антропогенна діяльність, як-то зміни у землекористуванні, вирубка лісів, будова дамб тощо, при цьому поява гідрологічної посухи навіть може бути не пов'язана з метеорологічною посухою.

Дослідження посух зазвичай, виконуються з використанням даних про режим опадів, випаровуваність, дефіцит вологості повітря, температуру повітря, які комбінуються у різноманітні індекси посух та пристосовуються під просторово-часовий масштаб досліджуваного явища [4]. Так, для оцінки гідрологічних посух потрібні індекси, які б враховували не тільки поточні умови зволоженості, але й попередні, на доволі тривалих проміжках часу з врахуванням метеорологічних та сільськогосподарських посух. Такій умові відповідає відносно новий стандартизований індекс опадів-евапотранспірації SPEI, досвід застосування якого показав задовільні результати у визначенні посух на тривалих проміжках часу [5].

Дослідження просторово-часового розподілу посух по п'яти пунктам Закарпаття, що відповідають центрам тяжіння водозборів, за допомогою індексу SPEI на масштабах 12, 18 та 24 місяці показали [6], що за останні 60 років (1950-2010 рр.) в регіоні спостерігалось від 12 до 16 епізодів посух тривалістю від одного року. При цьому протягом періодів 1961-1965, 1971-1974 та 2000-2005 рр. посухи досягали критеріїв сильної та екстремальної інтенсивності в деяких пунктах. За очікуваних змін клімату, вочевидь, посухи будуть й надалі відмічатися в Закарпатті.

Починаючи з 2014 р., в кліматичних дослідженнях використовується новий набір чотирьох сценаріїв, представлених в рамках П'ятої фази Проекту порівняння спільних моделей (ППСМ5) Всесвітньої програми досліджень клімату, – репрезентативні траєкторії концентрацій (РТК), що

грунтуються на концентраціях вуглецю в атмосфері та відрізняються між собою приблизною сумарною величиною радіаційної дії у 2100 році в порівнянні з 1750 р. [7]. Попередні оцінки посушливих умов вегетаційного періоду, виконані в рамках сценаріїв РТК2.6 та РТК8.5 для території України показали [8], що до 2050 р. м'які посухи прогноуються майже кожний третій теплий сезон, при цьому осередки максимальної повторюваності за обома сценаріями припадають на Карпатський регіон. Повторюваність сильних та екстремальних посух очікується незначною – від 1 до 3 сезонів для кожної категорії. Періоди найбільш тривалих та інтенсивних сезонних посух спостерігатимуться у 2020-х та 2040-х роках.

Метою даної статті є оцінка повторюваності та інтенсивності прогнозованих посушливих умов в Закарпатському регіоні на тривалих часових масштабах, які відповідають процесам формування гідрологічних посух, з використанням даних кліматичного моделювання в рамках ППСМ5 на період 2020-2050 рр.

Дослідження виконано в рамках НДР № 168 “Моделювання екстремальних гідрологічних явищ (паводків та посух) на території гірських регіонів України в умовах сучасних змін клімату” (2015-2016 рр.).

2. ВИХІДНІ МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Оцінка повторюваності й інтенсивності очікуваних посух виконана за допомогою стандартизованого індексу опадів-евапотранспірації SPEI (Standardized Precipitation Evapotranspiration index), який запропонований в роботах Вісенте-Серрано та ін. [5, 9]. Розрахунок індексу SPEI базується на використанні часових рядів місячних сум опадів та температури повітря, що дозволяє враховувати мінливість температурного режиму в умовах глобальних змін клімату. При цьому, для обчислення SPEI використовуються різниці (D) місячних сум опадів (R) і потенційної евапотранспірації (PET)

$$D_i = R_i - PET_i,$$

де i – порядковий номер розрахункового місяця.

Даний вираз відображує в спрощеному вигляді схему водного балансу вертикального стовпа ґрунту від її поверхні до глибини, де припиняється вологообмін [5]. Для визначення PET розробники індексу SPEI скористалися методом Торнтвейта [10], що зробило новий індекс майже таким же чутливим до вмісту вологи у ґрунті, як

й відомий індекс Палмера [11]. Код програми для розрахунку індексу SPEI від його авторів доступний на сайті <http://hdl.handle.net/10261/10002>.

Інтенсивність посухи визначається за від'ємними значеннями SPEI: $-0,99...0,00$ – слабка (м'яка) посуха; $-1,49... -1,00$ – помірна посуха; $-1,99... -1,50$ – сильна посуха; $\leq -2,00$ – екстремальна посуха.

Як вихідна інформація для розрахунку індексу SPEI використовувались щомісячні модельні прогностичні поля приземної температури повітря та інтенсивності опадів за період 2020-2050 рр., взяті з бази даних проекту CORDEX (<http://www.cordex.org>), який скоординований на моделювання регіонального клімату із застосуванням методів даунскелінгу до результатів глобального кліматичного моделювання [12]. Дані обрані для моделі інституту Макса Планка MPI-CSC-REMO2009 r2i1p1, з кроком регулярної сітки 0,5 градусів, для області 48-49° пн.ш., 22-25° сх.д., яка охоплює регіон Закарпаття. Розглядалися два кліматичних сценарії в рамках репрезентативних траєкторій концентрацій – РТК4.5 та РТК8.5. Через невеликий розмір області дослідження та близькість спостережних постів один до одного, очікуваний кліматичний режим та розподіл посух розглядалися по окремих вузлах сітки, які наближені до існуючих метеорологічних або гідрологічних станцій.

3. РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ЇХ АНАЛІЗ

3.1 Прогнозований режим температури та опадів

В табл. 1 наведені основні відомості щодо очікуваної приземної температури та опадів в період, що розглядається, за двома кліматичними сценаріями по чотирьох точках. Як можна бачити, прогнозована середня річна температура за досліджуваний період коливатиметься від 6,7 до 10,9 °C за умов реалізації сценарію РТК4.5 та від 6,9 до 11,1 °C за умов реалізації сценарію РТК8.5, тобто в жорсткому сценарії передбачається більш висока середньорічна температура повітря. Але щодо окремих показників найхолоднішого (січень) та найтеплішого (липень) місяців року, тут ситуація інакша. Якщо за умов реалізації сценарію РТК4.5 прогнозується середня температура січня від $-0,2$ до $-3,5$ °C, то за умов жорсткого сценарію зимова температура очікується значно нижчою, від $-1,4$ до $-4,8$ °C. Температури влітку, навпаки, вище за умов реалізації сценарію РТК8.5 і коливаються в межах 16,8-21,7 °C проти 16,4-21,3 °C за умов сценарію РТК4.5.

Таблиця 1 - Прогностичні температури повітря $T_{сер}$ (°C, середньорічна, середньомісячна за січень та липень) та суми опадів $Q_{сер}$ (мм, середньорічні, середньомісячні за січень (I) та липень (VII)) за період 2020-2059 рр. по кліматичним сценаріям РТК4.5 та РТК8.5

Координати точок (градуси пн.ш.-сх.д.)*	РТК4.5						РТК8.5					
	$T_{сер}$ рік	$T_{сер}$ I	$T_{сер}$ VII	$Q_{сер}$ рік	$Q_{сер}$ I	$Q_{сер}$ VII	$T_{сер}$ рік	$T_{сер}$ I	$T_{сер}$ VII	$Q_{сер}$ рік	$Q_{сер}$ I	$Q_{сер}$ VII
48,25 – 22,25 (У)	10,9	-0,2	21,3	918	77	96	11,1	-1,4	21,7	926	76	90
48,75 – 22,25 (В)	9,4	-1,4	19,4	1078	79	130	9,6	-2,5	19,8	1077	75	118
48,25 – 23,25(М)	9,4	-1,0	19,3	1441	114	166	9,6	-2,3	19,6	1369	111	150
48,25 – 24,25 (Р)	6,7	-3,5	16,4	1060	79	120	6,9	-4,8	16,8	1027	81	113

* застосовані скорочення назв станцій: (У) – Ужгород; (В) – Великий Березний; (М) – Міжгір'я; (Р) – Рахів.

Тобто, за умов жорсткого сценарію в регіоні очікується значна річна амплітуда температури повітря, що свідчить про більш високу ймовірність настання періодів екстремально високих та низьких температур.

Середньорічні суми опадів не мають чіткого переважання в тому чи іншому сценарії. В одній точці (У) річна сума опадів більше за умов сценарію РТК8.5 – 926 проти 918 мм. В інших точках суми опадів незначно більше за умов реалізації сценарію РТК4.5 і коливаються від 1060 до 1441 мм за рік.

В обох сценаріях зимова кількість опадів прогнозується менше, ніж влітку. Але в жорсткому сценарії різниця між сумами опадів в липні та січні по всіх точках є меншою, ніж за умов сценарію РТК4.5: в середньому 32 мм проти майже 41 мм. При цьому різниця між сумами опадів в січні та липні за двома сценаріями є більшою влітку, на фоні більш високих температур.

Тобто, за умов сценарію РТК4.5 на фоні річного підвищення температури очікується більша кількість опадів, ніж в сценарії РТК8.5, за умов якого збільшення річної амплітуди температури повітря супроводжується зменшенням сезонної амплітуди сум опадів на фоні загального змен-

шення їх кількості.

У табл. 2 для порівняння наведені кліматичні дані щодо температури та опадів з Кліматичного кадастру України [13] по чотирьох станціях Закарпаття, географічне положення яких наближено до вузлів розрахункової сітки. Якщо порівняти табл. 1 та 2, можна бачити, що по всіх станціях, окрім Рахіва, очікується підвищення середньорічної температури повітря протягом 2020-2050 рр. на 1,5-1,8 °C. При цьому збільшаться як зимові, так й літні температури. Прогнозовані річні суми опадів також більше, ніж кліматичні показники, по трьох точках за обома сценаріями, причому очікується збільшення як зимових, так й літніх сум опадів. Що стосується району поблизу Рахіва, то тут прогнозується зниження температури взимку та влітку, та відповідне зменшення сум опадів як по сезонах, так і річної кількості.

На рис. 1 для демонстрації динаміки прогностичних температур повітря – середньорічної, середньомісячних за січень та липень, – протягом досліджуваного періоду наведені графіки річного ходу відповідних температур для двох точок розрахункової сітки. В усіх випадках лінія лінійного тренду вказує на підвищення темпера-

Таблиця 2 - Кліматичні характеристики температури та опадів по деяких метеорологічних станціях Закарпаття

Станція	Координати, (пн.ш.-сх.д.)	Висота станції, м	$T_{сер}$ рік	$T_{сер}$ січень	$T_{сер}$ липень	$Q_{сер}$ рік	$Q_{сер}$ січень	$Q_{сер}$ липень
Ужгород	48° 37' – 22° 16'	122	9,7	-2,8	19,9	748	57	86
Великий Березний	48° 53' – 22° 27'	195	8,1	-4,1	18,1	878	60	98
Міжгір'я	48° 31' – 23° 30'	450	6,7	-5,0	16,4	1204	72	146
Рахів	48° 2' – 24° 13'	430	7,3	-4,3	17,0	1197	81	132

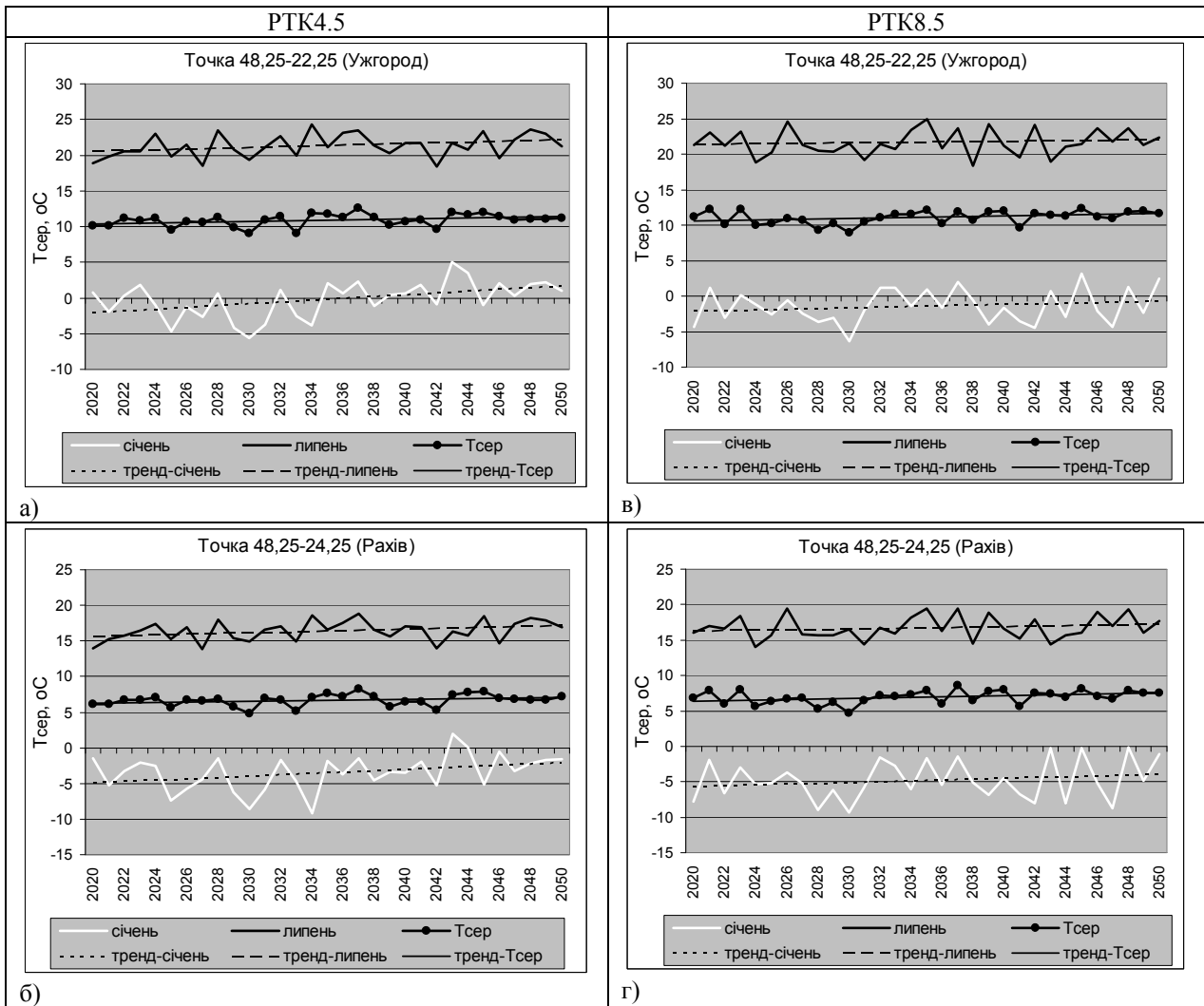


Рис. 1 – Часовий хід прогностичної приземної температури повітря (середньої за рік $T_{сер}$, за січень та липень) за період 2020-2050 рр. по двом точкам розрахункової сітки за кліматичними сценаріями РТК4.5 (а, б) та РТК8.5 (в, г)

тури впродовж періоду, при цьому більш інтенсивне зростання спостерігатиметься взимку, а для сценарію РТК4.5 й влітку.

Згідно побудованих рівнянь лінійних трендів температури отримано, що для двох обраних точок за умов сценарію РТК4.5 підвищення середньорічної температури впродовж 31-го року очікується в межах 0,8-1,0 °C, при цьому січневі температури зростуть на 2,8-3,8 °C, а липневі лише на 1,5-1,7 °C.

За умов сценарію РТК8.5 до 2050 року середньорічна температура підвищиться в середньому на 1,1 °C, але зростання зимових та літніх температур очікується меншим, порівняно з РТК4.5, – у межах 1,4-1,7 °C для січня та 0,6-0,9 °C для липня. Внаслідок різниці темпів зростання температури повітря, відмінності в температурному режимі на кінець прогностичного періоду за двома сценаріями незначні. Така тенденція простежується й за даними глобального кліматичного моделювання, на що вказано раніше в роботі

[8], при цьому значні розбіжності між сценаріями в прогнозованих температурах починаються в більш далекій перспективі на 2050-2080 рр. [7].

На рис. 2 відтворені часові ряди прогностичних сум опадів за період, що розглядається. Можна бачити, що за обома сценаріями тренди річних сум опадів незначні в розрахункових точках. Але формують їх різні тенденції в теплий та холодний періоди.

За умов сценарію РТК4.5 (рис. 2, а, б) влітку (липень) очікується поступове зниження кількості опадів до кінця 2050 р., за трендом майже на 40 мм в Ужгороді та на 26 мм в Рахові впродовж 31-го року. Водночас спостерігатиметься слабка тенденція до збільшення зимових (січень) сум опадів – не більше ніж на 5 мм за 31 рік. Щодо річних сум опадів, прогнозується їх зменшення майже на 59 мм в Ужгороді та очікується без змін у Рахові протягом досліджуваного періоду.

За умов сценарію РТК8.5 (рис. 2, в, г), навпаки, очікується повільне збільшення кількості

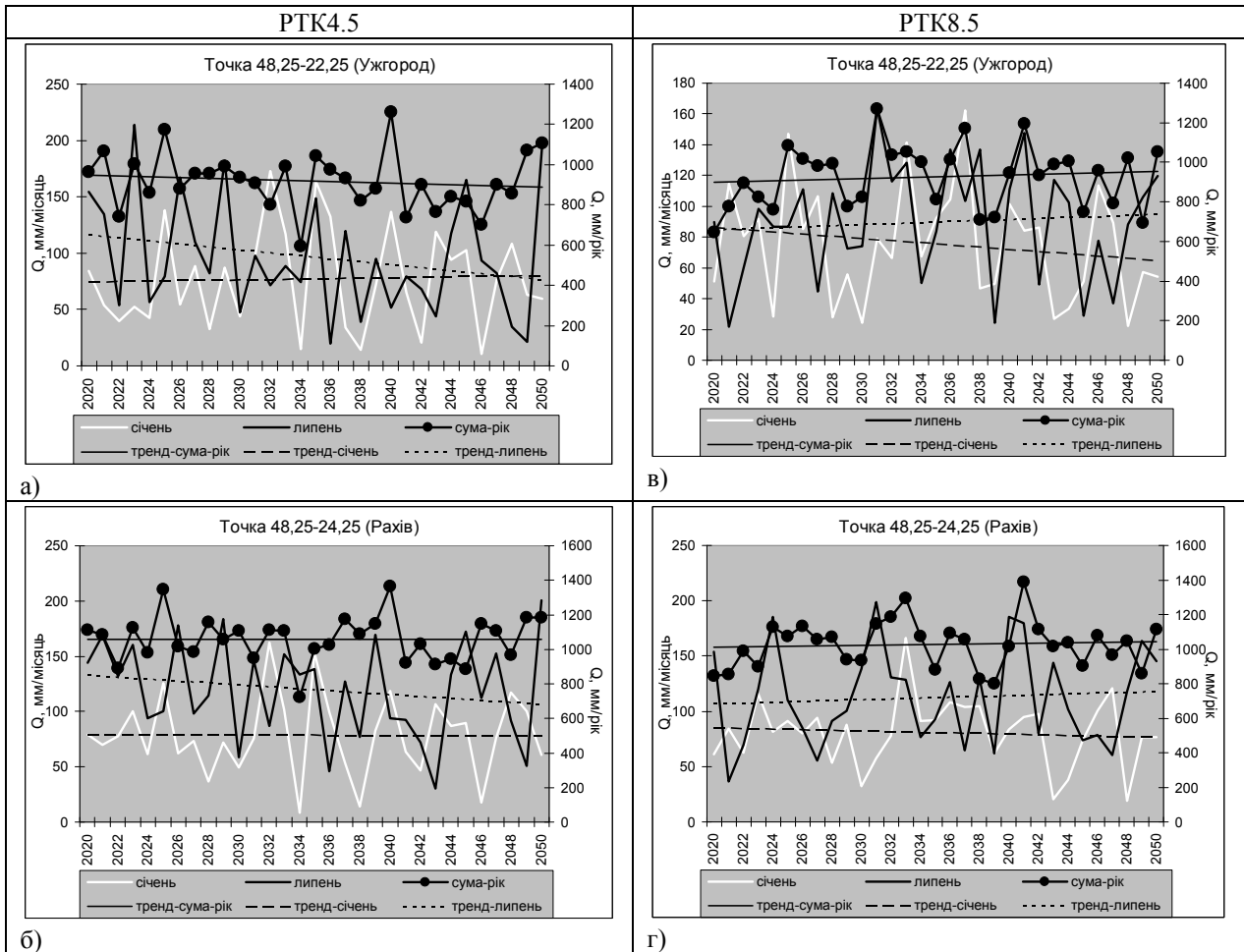


Рис. 2 – Часовий хід прогностичних сум опадів (річних, за січень та липень) за період 2020-2050 рр. по двом точкам розрахункової сітки за кліматичними сценаріями РТК4.5 (а, б) та РТК8.5 (в, г)

опадів влітку та більш відчутне зменшення опадів взимку до кінця прогностичного періоду.

В Ужгороді та Рахові січніві суми опадів можуть зменшитися за трендом на 22 та 9 мм відповідно протягом 31-го року. В липні очікується невелике зростання сум опадів в обох точках в межах 10-11 мм до кінця досліджуваного періоду. Очікується збільшення середньорічних сум опадів на 57 мм в Ужгороді та на 33 мм у Рахові.

Таким чином, прогнозовані опади мають значну розбіжність як між сценаріями, так й сусідніми точками сітки в межах одного сценарію, що відповідає значній просторовій неоднорідності поля опадів в більш теплого кліматі.

3.2 Прогнозований просторово-часовий розподіл посух

Розглянемо, як будуть розподілятися посухи згідно кліматичним сценаріям на території Закарпаття. На рис. 3-4 представлені графіки часового ходу розрахованого індексу посух SPEI для

трьох часових масштабів – 12, 18 та 24 місяці, які характеризують епізоди посушливості, пов'язані з довгоперіодними аномаліями в режимі опадів, що здатні призвести до гідрологічних посух [14, 15]. Індекси SPEI₁₂ та SPEI₂₄ обиралися з розрахованого щомісячного масиву для грудня місяця, індекс SPEI₁₈ – для червня.

За умови реалізації кліматичного сценарію РТК4.5 протягом досліджуваного періоду по двох точках очікується настання 10-11 епізодів посух на масштабі 12 місяців (рис. 3, а, г). Помірна посуха спостерігатиметься у 2022 р., після цього інтенсивність та тривалість посух досить невелика протягом наступних 9-10 років. Починаючи з 2031-2032 рр. кількість посух наростатиме, особливо в точці, наближеній до Ужгорода. Найбільш суворя посуха спостерігатиметься у 2034-2035 рр., коли її інтенсивність досягатиме екстремальних критеріїв. Другий тривалий епізод очікується впродовж 2044-2047 рр., коли інтенсивність посухи коливатиметься від сильної до екстремальної.

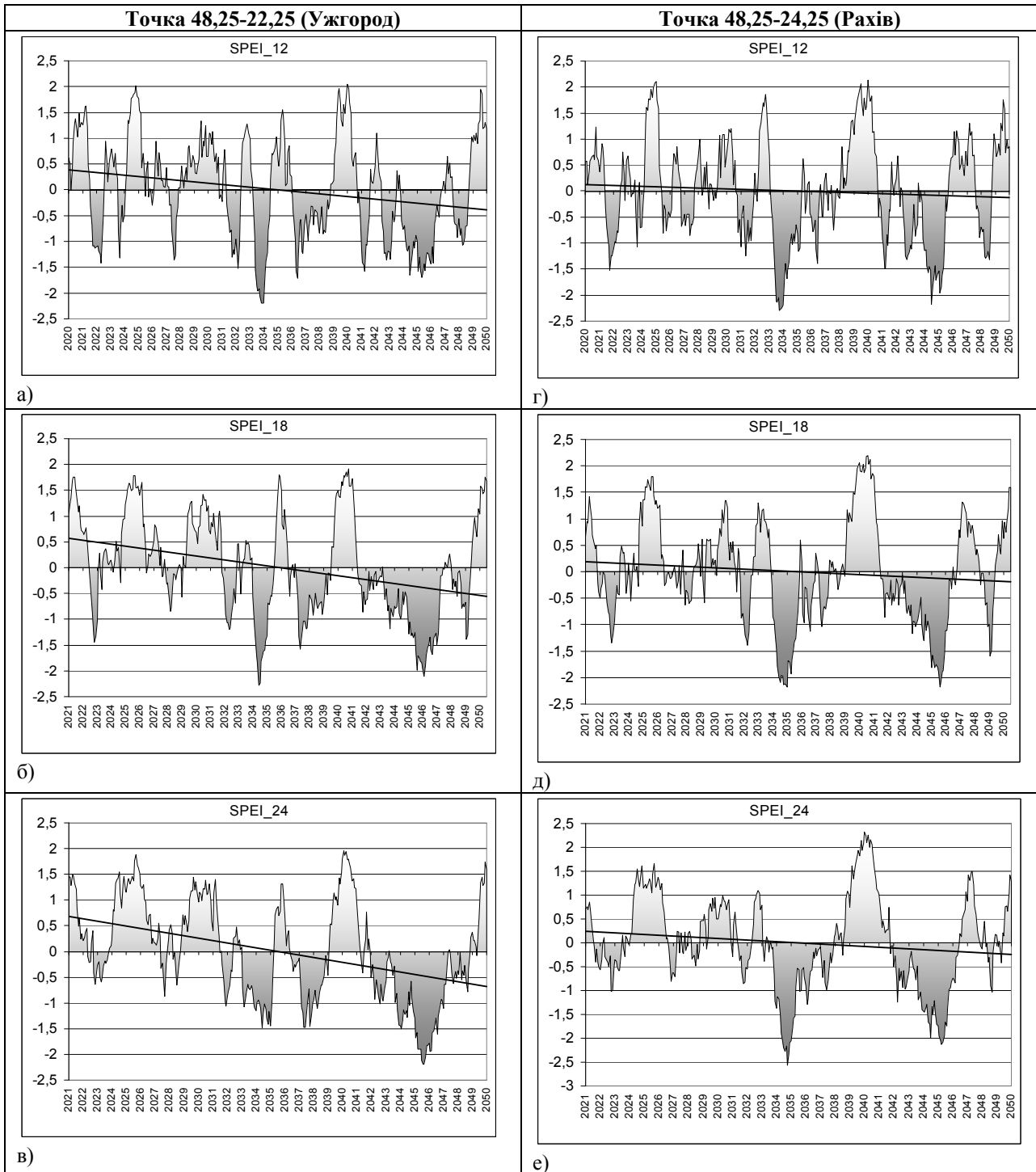


Рис. 3 – Часовий хід індексу SPEI для двох розрахункових точок на масштабах 12, 18 та 24 місяці за період 2021-2050 рр. для кліматичного сценарію РТК4.5

На масштабі 18 місяців (рис. 3, б, д) з 2021 по 2033 рр. епізоди посух будуть нетривалими та мало інтенсивними, при цьому переважатимуть періоди високої зволоженості, яких, принаймні, в районі Ужгорода очікується 3 випадки.

Починаючи з 2034 р. посушливі періоди ставатимуть тривалішими та інтенсивнішими. Відносно коротка екстремальна посуха спостеріга-

тиметься 2034-2035 рр., але у 2042-2047 рр. очікується настання безперервного посушливого періоду, який досягне екстремальної інтенсивності у 2046 р. На масштабі 24 місяці (рис. 3, в, е) простежується аналогічний розподіл посушливих епізодів. З 2020 по 2032 рр. переважатимуть періоди високої зволоженості, що забезпечить відсутність гідрологічних посух. Але, після 2033 р. очі-

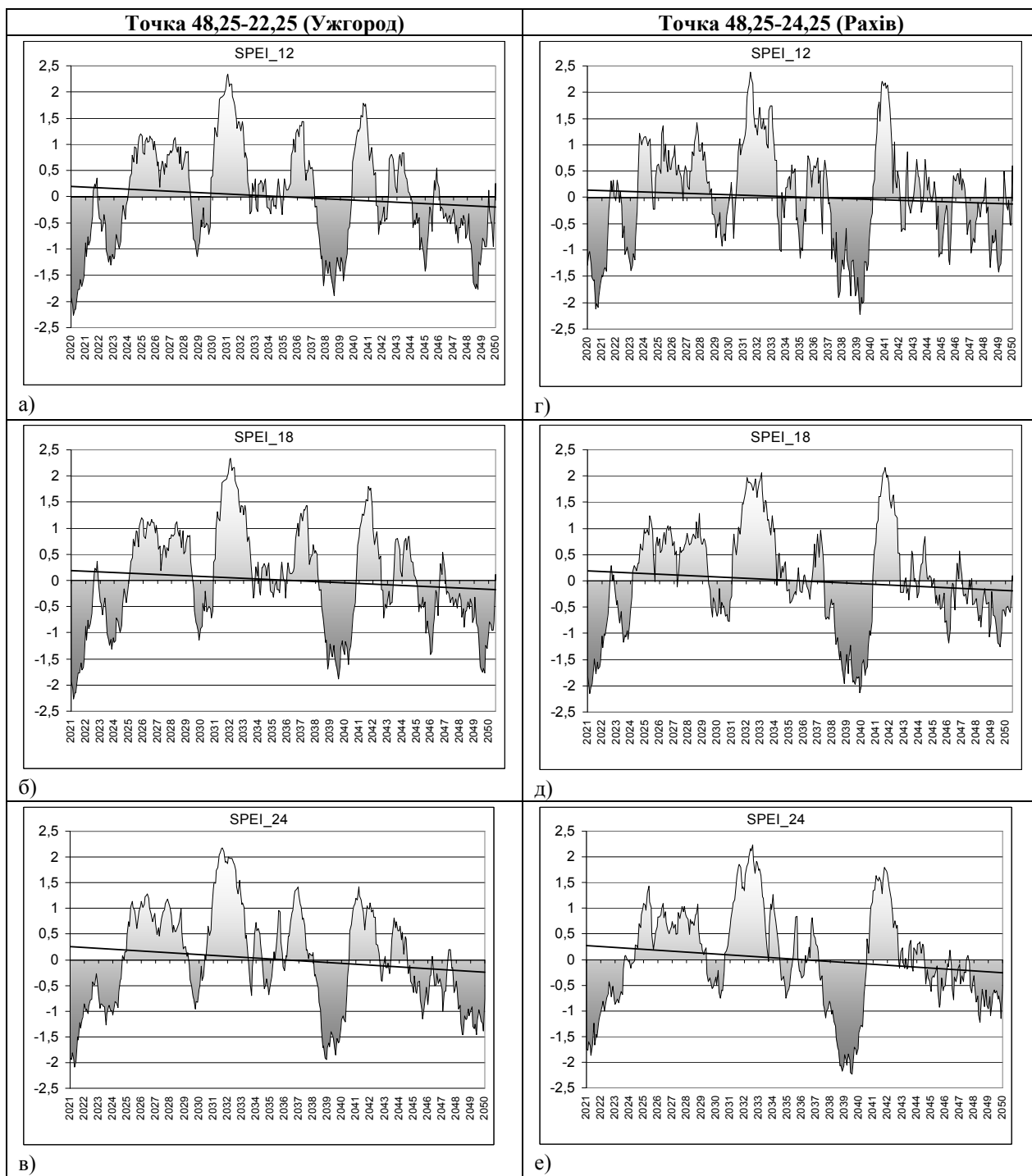


Рис. 4 – Часовий хід індексу SPEI для двох розрахункових точок на масштабах 12, 18 та 24 місяці за період 2021-2050 рр. для кліматичного сценарію РТК8.5

кується настання принаймні двох тривалих та інтенсивних посух, при цьому в районі Ужгорода посуха досягатиме критеріїв екстремальної в посушливому епізоді 2042-2047 рр., а в районі Рахів – в період 2034-2038 рр.

Побудовані лінійні тренди (див. рис. 3) в обох точках на всіх масштабах свідчать про суттєву зміну режиму зволоження регіону протягом 2021-

2050 рр., від переважно вологих умов у першій половині періоду до переважно посушливих у другій.

За сценарієм РТК8.5 часовий розподіл дещо інший (рис. 4). На масштабі 12 місяців прогнозується 6-7 значущих посушливих періодів протягом 31-го року (рис. 4, а, г). Основні епізоди посух очікуються у 2020-2023 та 2037-2040 рр.,

коли посуха буде майже безперервною й досягатиме критеріїв екстремальної. Також посушливим прогнозується період з 2044 по 2050 рр., але посухи будуть від слабких до помірних та чергуватимуться з періодами зволоження, близькими до норми. На масштабі 18 місяців спостерігатиметься п'ять епізодів посух, основні з них припадають на 2021-2024 та 2038-2041 рр., з інтенсивністю посухи від сильної до екстремальної (рис. 4, б, д). Посухи періоду 2045-2050 рр. очікуються переважно слабкі та помірні. Щодо вологих періодів, то найбільш зволеними умови будуть у 2031-2034 та 2041-2043 рр. На масштабі 24 місяці найбільш важливі епізоди посух прогноуються у ті ж періоди, що й на менших масштабах, при цьому чітко виділяється відносно сприятливий щодо умов зволоження період з 2025 по 2037 рр., коли переважатиме високе зволоження, а посушливі епізоди будуть нетривалими та мало інтенсивними (рис. 4, в, е). Безперервні посухи триватимуть у 2021-2024, 2038-2040 та 2044-2050 рр., при цьому перші дві матимуть інтенсивність від сильної до екстремальної. Лінійні тренди вказують на збільшення посушливості по регіону протягом досліджуваного періоду, але з меншою швидкістю, ніж в сценарії РТК4.5.

Якщо зіставити часовий розподіл посух між двома сценаріями, можна бачити, що прогнозовані епізоди посух та високого зволоження майже протилежні один до одного в часі (порівн. рис. 3 та 4), однак перехід лінійних трендів від додатних до від'ємних значень відбувається в одні й ті ж самі роки – 2036-2037 рр., що свідчить про загальну тенденцію зміни кліматичних умов на більш посушливі незалежно від сценарію.

В табл. 3 наведені результати аналізу очікуваної повторюваності посух за 31-річний період на різних часових масштабах для двох кліматичних сценаріїв. Як можна бачити, на всіх масштабах та для обох сценаріїв переважатимуть слабкі посухи, які становлять близько двох третин всіх посушливих років. На масштабі 12 місяців в сценарії РТК4.5 кількість років зі слабкою посухою коливатиметься в межах 8-10, а помірних – 4-5 років. Сильна посуха прогнозується лише в одній точці, але один рік з екстремальною посухою відмічатиметься в усіх точках. За сценарієм РТК8.5 кількість слабких посух буде дещо менше – 7-9 років, але очікується більше помірних та сильних посух – 4-6 та 1-2 роки відповідно. Екстремальні посухи не прогноуються.

Таблиця 3 – Прогнозована кількість років з посухою різної інтенсивності в розрахункових точках за період 2020-2050 рр. за кліматичними сценаріями РТК4.5 та РТК8.5 на масштабах індексу SPEI 12, 18 та 24 місяці

Точка	РТК4.5				РТК8.5				
	Посухи	слабкі	помірні	сильні	екстрем.	слабкі	помірні	сильні	екстрем.
SPEI 12									
48,25 – 22,25	8	5	0	1	9	5	0	0	
48,75 – 22,25	9	4	0	1	9	4	1	0	
48,25 – 23,25	10	4	0	1	7	5	2	0	
48,25 – 24,25	9	4	1	1	7	6	1	0	
SPEI 18									
48,25 – 22,25	10	4	1	0	9	5	1	0	
48,75 – 22,25	11	3	1	1	7	4	2	0	
48,25 – 23,25	10	3	2	0	11	4	1	0	
48,25 – 24,25	11	2	1	1	12	2	1	1	
SPEI 24									
48,25 – 22,25	8	5	1	0	11	2	2	0	
48,75 – 22,25	10	2	3	0	10	4	1	0	
48,25 – 23,25	9	4	2	0	12	4	1	0	
48,25 – 24,25	11	2	1	1	12	2	2	0	

На масштабі 18 місяців за умови реалізації сценарію РТК4.5 кількість слабких посух становить 10-11 років, помірних 2-3 роки, сильних та екстремальних (не всюди) – від 1 до 2 років. В сценарії РТК8.5 розкид повторюваності слабких посух становить від 7 до 12 років, помірних – від 2 до 5 років.

Сильні посухи спостерігатимуться в 1-2 роках, а одна екстремальна посуха очікується лише в одній точці (Рахів).

На масштабі 24 місяці в сценарії РТК4.5 слабкі посухи прогноуються в 8-11 роках, помірні в 2-5 роках. Спостерігатиметься від 1 до 3 років з сильною посухою, і одна екстремальна посуха в точці біля Рахіва. В жорсткому сценарії РТК8.5 кількість слабких посух очікується в межах 10-12 років, помірних посух – в 2-4 роках, сильних посух – від 1 до 2 років.

Таким чином, в сценарії РТК4.5 на більших часових масштабах (18 та 24 місяці) загальна кількість помірних та сильних посух вища, ніж на масштабі 12 місяців, а кількість екстремальних посух так ж сама, що вказує на ймовірність формування гідрологічних посух у зв'язку з тривалою нестачею атмосферних опадів.

В жорсткому сценарії РТК8.5 загальна кількість очікуваних посух на масштабі 12 місяців менша, ніж в сценарії РТК4.5, екстремальні посухи майже не прогноуються в жодному з часових масштабів. На більших масштабах зростатиме кількість років з м'якими посухами та зменшиться кількість з помірними при збереженні відносно невеликої частки років з сильними посухами, що, у цілому, спричинятиме зменшення річкового стоку через нестачу опадів на фоні посиленого випаровування при прогнозованому зростанні температури повітря.

4. ВИСНОВКИ

Виконаний аналіз прогнозованого режиму температури повітря та опадів по території Закарпаття за даними регіонального кліматичного моделювання показав, що в короткостроковій перспективі до 2050 р. очікується загальне підвищення приземної температури повітря, при цьому більш інтенсивне її зростання спостерігатиметься взимку. В жорсткому сценарії РТК8.5 порівняно з РТК4.5 прогноуються більш висока середньорічна температура повітря (в середньому на 0,2 °C) за одночасно високої річної амплітуди, що свідчить про підвищену ймовірність настання періодів екстремально високих та низьких температур.

На фоні річного підвищення температури загальна кількість опадів за обома сценаріями майже не змінюватиметься впродовж досліджуваного періоду. При цьому, за сценарієм РТК4.5 кількість опадів влітку буде знижуватися, а за сценарієм РТК8.5 – повільно збільшуватися, опади взимку матимуть протилежні тенденції в обох сценаріях.

Згідно очікуваних температурно-вологісних умов на розглянутих часових масштабах (12, 18 та 24 місяці) в обох сценаріях переважатимуть слабкі посухи, повторюваність яких коливатиметься в межах 7-11 років. При цьому, зі зростанням часового масштабу в м'якому сценарії РТК4.5 прогноуються більша кількість помірних, сильних та екстремальних посух, ніж в сценарії РТК8.5. Часовий хід посушливих та вологих періодів майже протилежний для двох сценаріїв, але в обох випадках очікується наростання тривалості та інтенсивності епізодів посух після середини 2030-х років.

Отримані результати свідчать про те, що в умовах прогнозованих змін клімату в короткостроковій перспективі слід очікувати зменшення водності та стоку річок Закарпатського регіону, і, як наслідок, настання гідрологічної посухи, з більшою ймовірністю та інтенсивністю за умови реалізації кліматичного сценарію РТК4.5, ніж у випадку сценарію РТК8.5. Виконаний аналіз матиме продовження в дослідженнях по встановленню кількісних зв'язків метеорологічних показників посух з гідрологічними характеристиками водних об'єктів в майбутніх кліматичних умовах.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Клімат України / за ред. В. М. Ліпінського, В. А. Дячука, В. М. Бабіченко. К.: Вид. Раєвського, 2003. 343 с.
2. Бучинский И. Е. Засухи и суховеи. Ленинград: Гидрометеоздат, 1976. 214 с.
3. Семёнова И. Г. Оценка пространственно-временного распределения засух на Украине в вегетационный период. // Труды ГГО им. А. И. Воейкова. 2014. Вып. 571. С. 134-146.
4. Svoboda M, Fuchs B. A. *World Meteorological Organization (WMO) and Global Water Partnership (GWP), 2016: Handbook of Drought Indicators and Indices. Integrated Drought Management Programme (IDMP), Integrated Drought Management Tools and Guidelines Series 2.* Geneva.
5. Vicente-Serrano S. M., Beguería S., López-Moreno J. I. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of Climate*, 2010, 23 (7), pp. 1696–1718.
6. Ovcharuk V., Semenova I., Tonkoshkura V. Hydrological drought in Transcarpathia. *Abstract book of 26th IUGG*

- 2015 General Assembly, 22 June - 2 July, 2015. Prague, the Czech Republic. HW04 Hydrological Change in Statistical Perspective, HW04p-105.
7. IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324 (Eds: Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia A., Bex A., Midgley P. M.).
 8. Семенова І. Г. Просторово-часовий розподіл посух в Україні в умовах майбутньої зміни клімату // Фізична географія та геоморфологія. 2015. Вип. 1 (77). С. 144-151.
 9. Vicente-Serrano S. M., Beguería S., López-Moreno J. I., Angulo M., El Kenawy A. A new global 0.5° gridded dataset (1901 – 2006) of a multiscalar drought index: comparison with current drought index datasets based on the palmer drought severity index. *Journal of Hydrometeorology*, 2010, 11 (4), pp. 1033–1043.
 10. Thornthwaite C. W. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Revew.*, 1948, 38, pp. 55-94.
 11. Abramopoulos F., Rosenzweig C., Choudhury B. Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs): Soil water movement and evapotranspiration. *Journal of Climate*, 1988, 1, pp. 921–941.
 12. Giorgi F., Gutowski W. J., Jr. Regional Dynamical Downscaling and the CORDEX Initiative. *Annual Review of Environment and Resources*, 2015, 40, pp. 467-490. DOI: 10.1146/annurev-environ-102014-021217.
 13. Кліматичний кадастр України: стандартні кліматичні норми за період 1961-1990 рр. Київ: Центральна геофізична обсерваторія, 2006.
 14. Bates B. C., Kundzewicz Z. W., S Wu, Palutikof J. P. (Eds). 2008: *Climate Change and Water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, IPCC Secretariat, Geneva, 210 p.
 15. McEvoy D. J., Huntington J. L., Abatzoglou J. T., Edwards L. M. An evaluation of multiscalar drought indices in Nevada and Eastern California. *Earth Interactions*, 2012, 16, Paper no. 18. DOI 10.1175/2012EI000447.1.
 4. Svoboda M, Fuchs B. A. *World Meteorological Organization (WMO) and Global Water Partnership (GWP), 2016: Handbook of Drought Indicators and Indices*. Integrated Drought Management Programme (IDMP), Integrated Drought Management Tools and Guidelines Series 2. Geneva.
 5. Vicente-Serrano S. M., Beguería S., López-Moreno J. I. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of Climate*, 2010, 23 (7), pp. 1696–1718.
 6. Ovcharuk V., Semenova I., Tonkoshkura V. Hydrological drought in Transcarpathia. *Abstract book of 26th IUGG 2015 General Assembly, 22 June – 2 July, 2015*. Prague, the Czech Republic. HW04 Hydrological Change in Statistical Perspective, HW04p-105.
 7. IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324 (Eds: Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia A., Bex A., Midgley P. M.).
 8. Semenova I. G. Просторово-часовий розподіл посух в Україні в умовах майбутньої зміни клімату [The spatial and temporal distribution of droughts in Ukraine under the future climate changes]. *Фізична географія та геоморфологія - Physical geography and geomorphology*, 2015, no. 1 (77), pp. 144-151.
 9. Vicente-Serrano S. M., Beguería S., López-Moreno J. I., Angulo M., El Kenawy A. A new global 0.5° gridded dataset (1901–2006) of a multiscalar drought index: comparison with current drought index datasets based on the palmer drought severity index. *Journal of Hydrometeorology*, 2010, 11 (4), pp. 1033–1043.
 10. Thornthwaite C. W. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Revew.*, 1948, 38, pp. 55-94.
 11. Abramopoulos F., Rosenzweig C., Choudhury B. Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs): Soil water movement and evapotranspiration. *Journal of Climate*, 1988, 1, pp. 921–941.
 12. Giorgi F., Gutowski W. J., Jr. Regional Dynamical Downscaling and the CORDEX Initiative. *Annual Review of Environment and Resources*, 2015, 40, pp. 467-490. DOI: 10.1146/annurev-environ-102014-021217.
 13. *Climate cadastre of Ukraine: standard climatic norms for the period of 1961 - 1990*. Kyiv: Central geophysical observatory, 2006. (In Ukrainian).
 14. Bates B. C., Kundzewicz Z. W., S Wu, Palutikof J. P. (Eds). 2008: *Climate Change and Water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, IPCC Secretariat, Geneva, 210 p.
 15. McEvoy D. J., Huntington J. L., Abatzoglou J. T., Edwards L. M. An evaluation of multiscalar drought indices in Nevada and Eastern California. *Earth Interactions*, 2012, 16, Paper no. 18. DOI 10.1175/2012EI000447.1.

REFERENCES

AN ASSESSMENT OF SPATIOTEMPORAL DISTRIBUTION OF DROUGHT IN TRANSCARPATHIAN REGION DURING THE NEAREST PERSPECTIVE UNTIL 2050

I. G. Semenova, dr.geogr.sci., ass. professor

Odessa State Environmental University,
Lvivska st.,15, 65016 Odessa, Ukraine, meteo@odeku.edu.ua

The paper describes the features of spatiotemporal distribution of drought at long-time periods

in Transcarpathian region under the projected temperature and precipitation regime in the period of 2020-2050. Analysis of temperature and moisture conditions was produced using the CORDEX climate modeling data for climate scenarios of RCP4.5 and RCP8.5. It is shown that an increase of mean annual air temperature at the stations will occur mainly due to increasing of winter temperatures in both scenarios. The average annual precipitation sum will increase insignificantly, but will be observed the opposite trends in winter and summer precipitation. Evaluation of spatial and temporal distribution of drought using drought index SPEI showed that expected a general increase of the regional aridity during the studied period. Weak droughts will be prevail in both scenarios with amount about 7-11 cases per 31 years. At the same time, under the relatively mild scenario RCP4.5 the droughts are predicted more intensive, and under both scenarios the total number of moderate and severe droughts increases on time scales more than one year. The time course of dry and wet periods almost the opposite between scenarios, but in both scenarios is expected an increase of duration and intensity of drought episodes after mid of 2030s.

Keywords: drought, climate scenario, drought index.

ОЦЕНКА ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗАСУХ В ЗАКАРПАТСКОМ РЕГИОНЕ В КРАТКОСРОЧНОЙ ПЕРСПЕКТИВЕ ДО 2050 ГОДА

И. Г. Семёнова, д-р. геогр. наук, доцент

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, meteo@odeku.edu.ua*

В статье рассмотрены особенности пространственно-временного распределения засух на длительных временных интервалах в Закарпатском регионе в условиях прогнозируемого режима температуры и осадков на период 2020-2050 гг. Анализ температурно-влажностных условий выполнен с использованием данных климатического моделирования проекта CORDEX для климатических сценариев РТК4.5 и РТК8.5. Показано, что рост среднегодовой температуры воздуха на станциях будет происходить преимущественно за счет повышения зимних температур в обоих сценариях. Среднегодовое количество осадков незначительно вырастет, но будут наблюдаться противоположные тенденции в зимних и летних осадках. Оценка пространственно-временного распределения засух с помощью индекса засухи SPEI показала, что ожидается общее увеличение степени засушливости по региону в течение исследуемого периода. При этом, в условиях относительно мягкого сценария РТК4.5 засухи прогнозируются более интенсивными, а по обоим сценариям общее количество умеренных и сильных засух увеличивается на временных масштабах более одного года.

Ключевые слова: засуха, климатический сценарий, индекс засухи.

*Дата першого подання: 06.09.2016
Дата надходження остаточної версії : 18.11.2016
Дата публікації статті : 24. 11. 2016*

УДК 551.501.81 PACS numbers: 93.85.Bc

АЛГОРИТМ ЦИФРОВОГО ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОСАДКОВ В АТМОСФЕРЕ НА ОСНОВЕ РАДАРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Ю. О. Паламарчук, ст. преп.

С. В. Иванов, ст. науч. сотр.

И. Г. Рубан, доц.

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, j_pal@ukr.net*

Рассматривается возможность использования цифровых форматов радарных измерений в численных моделях кратко- и сверхкраткосрочного прогноза погоды. Отмечены преимущества численного подхода перед инерционными схемами, основанными на статистических характеристиках развития конвективных процессов. Представлены ведущие мировые производители метеорологических радаров и программного обеспечения для визуализации измерений. Показана необходимость унифицированного программного обеспечения для цифровой обработки сигналов и последующего его использования на этапах препроцессинга, фильтрации, усвоения и собственно численных расчетов. Описана информационная модель кодировки и управления радарными наблюдениями, основанная на формате HDF5. Рассматриваемая информационная модель является Европейским стандартом второго поколения для формата обмена данными метеорологических радаров различных производителей. Приведены результаты обработки измерений одного радара и сети нескольких радаров с перекрывающимся покрытием.

Ключевые слова: осадки, метеорологический радар, цифровой сигнал.

1. ВВЕДЕНИЕ

Исследование мезомасштабных процессов вышло на передовой рубеж наук об атмосфере после того, как были созданы новые возможности отслеживания локальных и региональных метеорологических явлений с использованием дистанционных методов зондирования с высоким разрешением. Переход на цифровую обработку сигналов позволил получить количественные оценки влагосодержания в атмосфере, энергии фазовых переходов, доступной потенциальной энергии, которые способствовали формированию новых представлений в мезометеорологии. В частности, уточнена роль нелинейных взаимодействий, имеющих место в мезомасштабном диапазоне изменчивости, в общей энергетике атмосферы [1, 2, 3]. В центре внимания находятся мезомасштабные и конвективные процессы, развивающиеся как во фронтальных зонах, так и в областях внутримассовой конвекции. На долю этих процессов приходится значительная часть общего баланса энергии атмосферы, потоков тепла и влаги. Однако знания о таких процессах остаются все еще несовершенными, а доступной подробной информации о них из наблюдений недостаточно. Поэтому в отличие от моделирования и численного прогноза крупномасштабных процессов, сверхкраткосрочный прогноз (*very short-range forecast and nowcasting*) осадков и конвекции, особенно экс-

тремальных эпизодов, связан с определенными технологическими трудностями. Ряд оперативных прогностических центров применяют гибридную систему, в которой численный прогноз используется в качестве фонового состояния, которое уточняется за счет данных дистанционного зондирования (радаров и спутников) [4]. Ключевыми составляющими такого прогноза служат инерционные схемы, основанные на статистических характеристиках развития конвективной облачности и формирования осадков. Они не требуют значительных компьютерных ресурсов и ограничиваются использованием нескольких основных параметров, таких как координаты центра конвекции, размер, интенсивность отражения сигнала и направление смещения конвективной ячейки [5].

При отслеживании ячеек (центров) на последовательных изображениях радара рассматривается эволюция дискретных объектов. Каждый алгоритм наблюдения за ячейками имеет две основных составляющих: алгоритм выявления (*detection algorithm*) и алгоритм согласования (*matching algorithm*). В первой части дискретные объекты (обычно сопредельные регионы с высоким значением отражения на двумерных изображениях или в трехмерных сканированных объемах) идентифицируются на сканированиях и их характеристики хранятся в базе данных определенной структуры. Как правило, такими характеристиками выступают координаты центра,

область, наибольшие значения эхо (echo-tops), интегрированная по вертикали жидкость в пределах ячейки (cell-based vertically integrated liquid), и др. Во второй части алгоритма, части согласования, указанные характеристики используются для выявления идентичных ячеек на последующих изображениях. Обычно определение области поиска ячейки опирается на предыдущие скорости ячейки. Главным преимуществом данного метода является то, что характеристики ячейки могут быть получены из последовательности их изображений. Таким образом, становится возможным статистическое исследование ячеек осадков. Кроме того, интенсивные конвективные ячейки часто демонстрируют динамическое поведение, которое значительно отличается от большой области с осадками, которая окружает такие ячейки. Поэтому отслеживание ячеек можно ожидать более успешным при развитии ситуаций с интенсивными конвективными процессами.

Такой подход представляется достаточно эффективным и экономичным для прогноза отдельных интенсивных конвективных образований, но имеет определенные ограничения при прогнозе по обширной области и множественной структуре конвективных ячеек. В частности, он не позволяет обеспечивать в реальном времени детальной метеорологической информацией гидрорологические модели в задачах заблаговременного оповещения о наводнениях. Кроме того, потенциальные возможности инерционно-статистических схем исчерпаны и дальнейшее их развитие не представляется перспективным.

2. ТИПЫ И ПРОИЗВОДИТЕЛИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ РАДАРОВ

Возможность получения информации с высоким разрешением по пространству и во времени является неоспоримым преимуществом дистанционного зондирования атмосферы. Так, метеорологические радары измеряют количественные характеристики отражательной способности атмосферы и радиальной составляющей скорости ветра с дискретностью 5-15 минут и шагом 100-500 м вдоль луча. Это позволяет пересчитывать радиолокационные характеристики по известным соотношениям во влажосодержание и, при необходимости, вводить непосредственно в блок усвоения данных атмосферных моделей.

На сегодняшний день ведущими производителями метеорологических радаров и погодных радарных систем считаются следующие корпорации:

1) SELEX-Gematronik (Германия, <http://www.gematronik.com>, <http://www.selex-si.de>), продукция которой обеспечивает полный технологический цикл проведения, обработки и визуализации метеорологических радарных наблюдений. Она выпускает доплеровские радары METEOR с би-(дуальной) поляризацией, работающие в трех основных частотных полосах C-, S- и X-, идентифицирующие морось, дождь, град и снег в атмосфере. Использование узкополосной апертуры антенны технологических систем Magnetron и Klystron позволяют добиваться получения сигнала от последовательных импульсов без наложения помех. Благодаря этому достигается высокая скорость трехмерного зондирования атмосферы и точность информации в цифровом формате. Оборудование поставляется вместе с программным обеспечением (ПО) обработки и визуализации данных Rainbow®.

2) GAMIC MBH (Германия, <https://www.gamic.com>) выпускает широкий спектр метеорологических погодных радаров и систем радарных данных. Перечень продуктов включает X-, C- и S – полосовые стационарные, переносные и мобильные моно- и би-(дуально) поляризованные доплеровские радары, цифровые приемники, контроллеры и процессоры обработки сигналов, а также интерфейс FROG-MURAN визуализации наблюдений на терминалах рабочих станций.

3) Advanced Design Corporation (ADC) (США, <http://doprad.com>) специализируется на производстве когерентных доплеровских радаров и разработке интерфейсов для представления результатов на телевидении в режиме online.

4) BARON SERVICES, INC (США, <http://www.baronweather.com>) производит доплеровские радары, работающие в S-, C- и X-частотных полосах, с возможностью включения компонентов для удовлетворения дополнительных требований потребителей. Радары Baron поставляются вместе с запатентованными пакетами визуализации 2D OmniWxTrac® и 3D VIPIR® и интерфейсом для отслеживания в режиме on-line траекторий движущихся штормовых систем и отдельных компонентов, таких как торнадо, град, порывы ветра на линии фронта, интенсивные осадки и т. п.

5) METEK GMBH (Германия, <http://metek.de>) специализируется на доплеровских лидарах, содарах (ветровые профиломеры) и микроволновых радарах вертикального зондирования. Такие системы позволяют получать вертикальные профили характеристик осадков высокого качества без помех, связанных с ветром, аэрозолями и загрязнением.

6) Vaisala (Финляндия, <http://www.vaisala.com>) выпускает C-полосовые доплеровские радары двух

типов: с одно- и би-(дуальной)-поляризацией. Инструментальная часть поддерживается программным обеспечением IRIS, разработанным для точной оценки количества и типа осадков, мониторинга и раннего предупреждения экстремальных осадков. Особенности этого пакета визуализации являются мультипанельный дисплей для одновременного отображения различных продуктов, синхронное наложение нескольких полей и опция “зум” для уточнения тонких деталей в структуре полей осадков с более высоким разрешением по области. Кроме того, имеется возможность построения вертикальных разрезов и маркировки положения шторма в различные моменты времени для прогностического расчета его траектории и интенсивности.

3. ФОРМАТЫ РАДАРНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В ЧИСЛЕННЫХ МОДЕЛЯХ АТМОСФЕРЫ

В силу определенных коммерческих и технологических причин в численных моделях прогноза погоды невозможно использовать непосредственно пакеты обработки и визуализации отраженного сигнала, разработанные производителями радаров. Поэтому на повестке дня стоит вопрос цифровой обработки радарных данных и их усвоения в моделях атмосферы. Для этого решается ряд технологических проблем, связанных с алгоритмизацией обработки, препроцессинга и унифицированного представления данных в стандартных форматах. Первые шаги в этом направлении были сделаны Европейским метеорологическим сообществом при создании в 1995 году EUMETNET консорциума (<http://www.eumetnet.eu/>). Тогда же в качестве универсального базового принят формат BUFR [6], разработанный в Meteo-France. В нем изначально зарезервирован блок для данных радаров. Новое соглашение в 2009 г. подписано 31 государством, членами и ассоциированными членами консорциума. Одним из результатов соглашения стал проект OPERA (<http://www.eumetnet.eu/opera>), цели которого включают:

- объединение усилий для создания единого информационного пространства и обмена данными;
- развитие, генерация и обмен данными радаров высокого разрешения для создания композиционных продуктов в оперативном режиме.

Дальнейшее развитие численных моделей прогноза погоды, используемых в консорциумах ALADIN (<http://www.cnrm-game-meteo.fr/aladin/>) и HIRLAM (<http://hirlam.org>), и совершенствование

инструментальной и программной базы хранения и работы с растущими в объемах метеорологическими архивами, такими как MARS (<http://www.ecmwf.int/>) в ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasting) (<http://www.ecmwf.int/>), привело к созданию формата ODIM (Operational Data Informational Model) HDF [7]. На сегодняшний день модели консорциумов ALADIN и HIRLAM предоставляют возможность обработки данных в обоих форматах (BUFR и HDF).

Одним из этапов реализации стал проект BALTRAD (2009-2012 гг.) (<http://baltrad.eu/>), проводимый рядом Северных и Восточных стран Европы. Он включал как экспериментальную наблюдательскую часть BALTEX, так и коммуникационную (<http://www.baltex-research.eu/>). Последняя заключалась в разработке архитектуры сети для осуществления обмена и обработки данных метеорологических радаров в режиме реального времени с помощью общих для участников алгоритмов в соответствии с потребностями каждой страны. Разработанная система позволяет получать сегодня точную и своевременную информацию о полях различных типов осадков (дождь, снег, град) и характеристик ветра с высоким пространственным разрешением. В качестве исходных данных в работе использовалась информация упомянутой базы BALTEX.

4. РАБОТА С ДАННЫМИ РАДАРОВ НА ЛОКАЛЬНЫХ ПЛАТФОРМАХ

Форматы BUFR и ODIM HDF представляют собой мощный инструмент для быстрой передачи и компактной работы с большими объемами данных.

Формат иерархических данных HDF (Hierarchical Data Format) создан американским Национальным центром компьютерных технологий NCSA (National Center for Supercomputing Applications) для обмена научными базами данных. В общем, HDF - это формат данных, который описывает сам себя и используется для переноса разных типов данных между различными компьютерами. Библиотека HDF содержит интерфейс для хранения и поиска сжатых и несжатых растровых изображений с палитрами цветов, интерфейс для хранения и поиска n-размерных наборов научных данных вместе с информацией о таких данных как метки, единицы измерения, форматы и масштабы по всем измерениям. Иначе говоря, в HDF используются метаданные о наборах научных данных SDS (Scientific Data Sets), которые включают в себя следующее:

1) систему координат, которая используется для интерпретации или отображения данных; 2) масштабы вдоль каждой оси; 3) метки вдоль каждой оси и для всего набора данных вообще; 4) единицы измерения вдоль каждой оси и для данных; 5) допустимые максимальное и минимальное значения данных; 6) информацию о калибровке данных; 7) информацию о дополнительных или отсутствующих значениях. Версии 3.3 и выше предусматривают работу с форматом JPEG (формат изображений) и поддерживают использование данных формата NetCDF (Network Common Data Form).

Однако полноценное использование форматов BUFR и HDF предусмотрено в сочетании с высокотехнологичными численными моделями, которые, в свою очередь, требуют наличие на вычислительной платформе предварительно установленных многочисленных специализированных пакетов, например, `sqlite`, `grib_api`, `emos`, `slurm`, `hdf`, `python`, `perl`, `metview`, `jasper`, `ecaccess` и др. [8]. Такое решение представляется достаточно громоздким, а чаще всего и невозможным для его реализации в экспресс-задачах количественного описания полей осадков на локальных вычислительных платформах. Поэтому *целью* данной работы стала разработка программного обеспечения, которое позволяет проводить считывание, преобразование на регулярную систему координат, обработку, получение статистических характеристик и визуализацию исходной информации на компьютерах с ограниченными возможностями. За основу для необходимого ПО взят алгоритм обработки данных метеорологических радаров Rack (www.fmi.fi), получаемых в формате HDF5. Следует отметить, что этот формат является частью ODIM HDF формата и на 2016 г. стал основным для архивации данных радаров в модели Harmonie (<https://hirlam.org/trac/wiki/ReleaseNotes/harmonie-40h1.1.beta.5>).

Программный код написан на языке C++ для работы в OS UNIX/Linux и преобразован в Matlab для работы в OS Windows. Он позволяет обрабатывать и воспроизводить трехмерные изображения осадков в атмосфере как с отдельных радаров, так и формировать мозаику из нескольких радаров; выделять и отфильтровывать аномалии, не связанные с атмосферными характеристиками; задавать желаемую цветовую палитру и прозрачность изображений; формировать выходные файлы в текстовом или ином доступном в Matlab формате.

В отдельном блоке ПО собраны функции выявления и удаления аномалий, не связанных с

поляриметрическими данными об облаках с осадками, а обусловленных насекомыми, птицами, самолетами, кораблями, шероховатостью подстилающей поверхности, электромагнитными источниками. Обработка данных в этом блоке реализуется в два этапа. На первом этапе проводится идентификация аномалий, а затем их удаление из исходных данных. Такой подход обеспечивает согласованность данного ПО с другими программами обработки данных и соответствует требованию ODIM [9] по обеспечению пользователя возможностью работать как с исходными, так и с отфильтрованными данными. При идентификации аномалий применялись как гранулированные (пятнистые) детекторы, так и различные пороговые значения отраженного сигнала для биометеоров и самолетов. В расчетах использовались нечеткие функции (`fuzzy function`) [10], отображающие сигнал/шум в виде непрерывных значений истинности от 0.0 (шум) до 1.0 (сигнал). Второй этап, этап удаления аномалий, включает две опции: обнуление значений (замещением кодовым значением) и заполнение пропусков путем интерполяции между соседними значениями с учетом качества последних.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ

После предварительной обработки результаты радарных измерений первоначально могут быть представлены в полярной системе координат (рис. 1). Такой промежуточный этап имеет следующие преимущества. Во-первых, полярные координаты служат выходной системой для радаров. По умолчанию, результат препроцессинга получен с таким же азимутальным разрешением, что и исходные данные измерений. Это позволяет исключить ошибку интерполяции, сохранить исходный объем данных, достигнуть максимального быстродействия при представлении конечных метеорологических продуктов в различных географических проекциях, минимизировать изменения исходного кода при добавлении новых алгоритмов. В числе последних следует отметить использование в системе ODIM таких дополнительных аргументов, как количество элементов по дальности, количество импульсов, разделение элементов по дальности и интенсивности. При зондировании конвективной облачности актуальной проблемой является выделение в исходном объеме данных областей максимальной интенсивности отражения, определение вершины и нижней границы конвективного облака.

Представление результатов в декартовой системе координат имеет более наглядный вид

(рис. 2, 3) и, кроме того, позволяет рассчитывать статистические характеристики трехмерного поля осадков и потоки скрытого тепла и влаги.

Использование числовой *RGB (Red-Green-Blue)* палитры дает возможность получать цветное изображение и настраивать различные границы для значений отражательной способности (табл. 1).

Разработанный пакет включает возможности присвоения пикселю следующих значений: максимального, среднего, средневзвешенного с учетом расстояния до радара, с учетом максимального или взвешенного качества. В дополнение к рассчитанному значению программа выдает ста-

стистические характеристики отклонений. Таким образом, программа состоит из трех этапов: инициализации, создания интегрального массива и расчетов, визуализации. На этапе инициализации создается общая сетка с географической привязкой местоположения радаров и особенностей индикаторов кругового обзора. Затем выполняется заполнение трехмерной сетки данными зондирования с учетом заданных параметров интерполяции и осреднения, а также собственно расчеты и сопутствующие статистические характеристики. В завершении результаты визуализируются в соответствии с выбранной цветовой гаммой и характеристиками фильтрации.

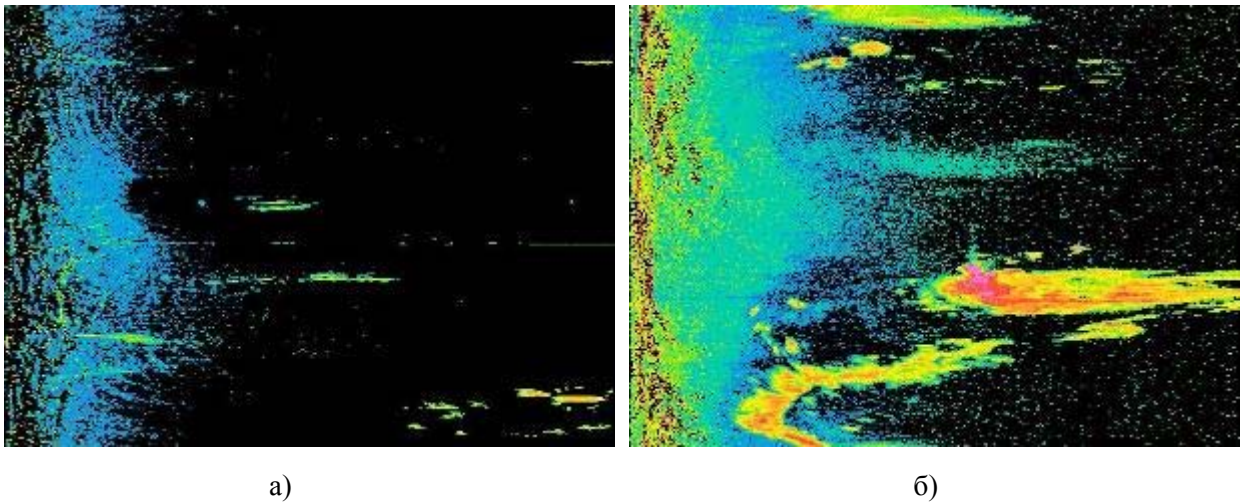


Рис. 1 - Результаты создания полярных изображений в RGB цветах по каждому из 2 радаров (а – ANJ, Anjalankoski, 60°54' с.ш., 27°6' в.д.; б – IKA, Ikaalinen, 61°34' с.ш., 23°4' в.д.), 11.30 UTC 08 августа 2010 года.

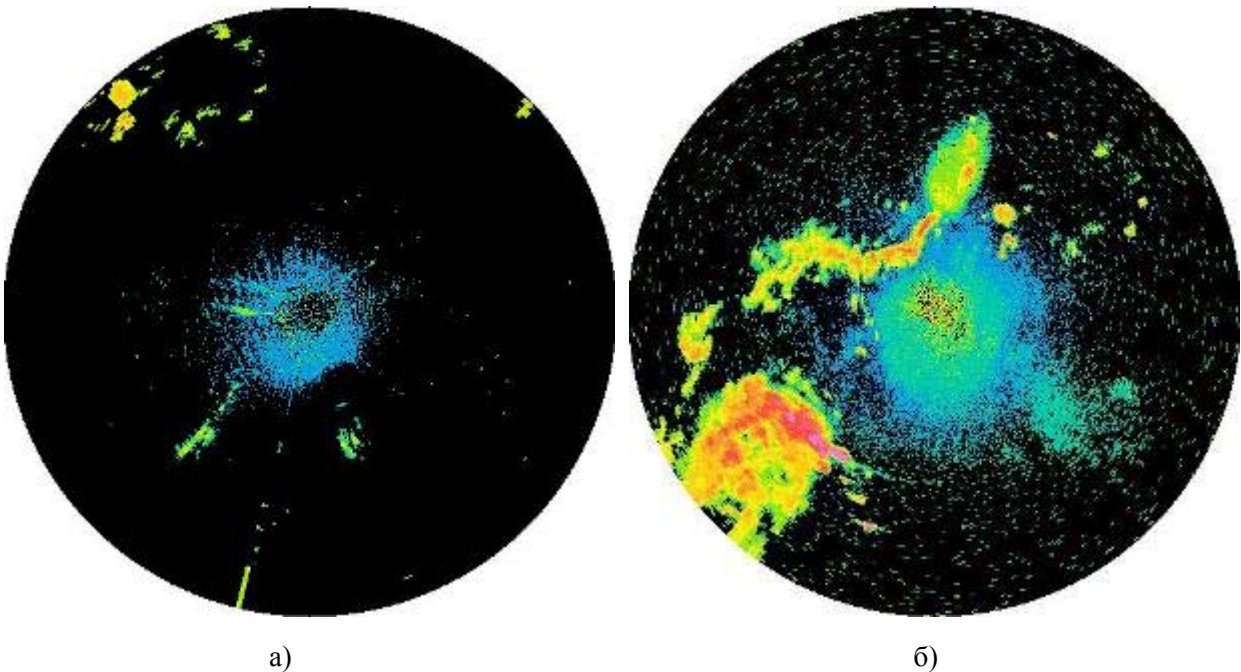


Рис. 2 - Результаты создания декартовых изображений в RGB цветах по каждому из 2 радаров (а – ANJ, Anjalankoski, 60°54' с.ш., 27°6' в.д.; б – IKA, Ikaalinen, 61°34' с.ш., 23°4' в.д.), 11.30 UTC 08 августа 2010 года.

Таблица 1 - Предельные значения отражения и их соответствующее обозначение в палитре цветов RGB

Интенсивность отражения, dBZ	Часть красного цвета	Часть зеленого цвета	Часть синего цвета
-32.0	0	0	0
-24.0	60	140	200
-16.0	10	155	225
Насекомые – -8.0	5	205	170
Морось – 0.0	140	230	20
Слабый дождь – 8.0	240	240	20
Дождь – 16.0	255	205	20
Умеренный дождь – 24.0	255	150	50
Интенсивный дождь – 32.0	255	80	60
Град – 40.0	250	120	255
60.0	255	255	255

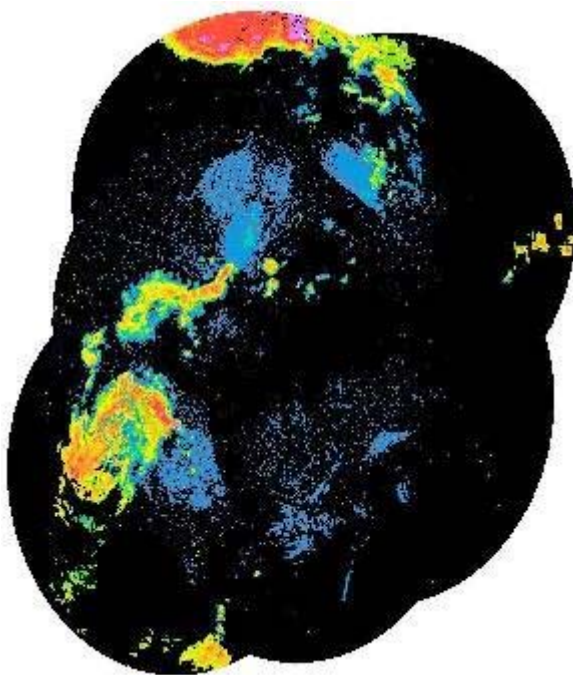


Рис. 3 - Композиционное изображение данных 6-ти радаров в декартовых координатах по каждому из 6 радаров на момент времени 11.30 UTC 08 августа 2010 года.

Имплементация алгоритма в пакете Matlab позволяет создавать композицию на основе выбора только тех радаров, зона покрытия которых охватывает заданную географическую область (рис. 3).

В дополнение к основным задачам обработки и визуализации дистанционных измерений программный код может выполнять преобразование переменных “gain”, “offset”, “undetected” и “nodata” из ODIM HDF5 формата записи данных в другие типы, например, char, float, double [6]. Предусмотрена также возможность дальнейшей разработки кода для поддержки

чтения и записи данных в формате BUFR.

При необходимости представления выходной информации в текстовом формате результаты обработки радарных данных, сопутствующие продукты и непосредственно процесс обработки могут быть по требованию запротоколированы в форматах веб-страниц (html), в текстовых файлах метаданных (txt), графических форматах (svg, png), файлах географических обозначений (kml).

ВЫВОДЫ

Разработан и реализован на локальной вычислительной платформе алгоритм считывания и предварительной обработки (препроцессинга) исходной информации радарных измерений в формате HDF. Программный код выполняет преобразование координат из сферической системы в декартовую на регулярную модельную сетку при одновременном просеивании для сокращения объема данных и удаления излишней информации, проводит расчеты статистических характеристик влагосодержания в атмосфере и визуализацию полей отражательной способности над регионом покрытия. Пакет осуществляет обработку данных как от одного радара, так и с сети радаров и строит мозаику поля влажности. Расчеты могут выполняться в операционных системах UNIX/Linux и Windows. Представленный программный модуль является предварительным этапом в системе усвоения радарных данных в численных атмосферных моделях высокого разрешения.

REFERENCES

1. Ivanov S., Palamarchuk J. Fine-scale precipitation structure of a cold front and the problem of the representativeness error. *Advances in Geosciences*, 2007, vol. 10, pp. 3–8, doi:10.5194/adgeo-10-3-2007.
2. Ivanov S., Palamarchuk J., Pyshniak D. Upscale feedbacks through microphysics fields at nesting domains of the MM5 model. *Atmospheric Research*, 2009, vol. 94, Iss. 4, pp. 726–735, doi:10.1016/j.atmosres.2009.03.006.
3. Ivanov S., Palamarchuk J. Heat and energy fluxes in the convective cell behind a cold front. *Advances in Geosciences*, 2010, vol. 25, pp. 71–77, doi:10.5194/adgeo-25-71-2010.
4. Steinheimer M., Haiden T. Improved nowcasting of precipitation based on convective analysis fields. *Advances in Geosciences*, 2007, vol. 10, pp. 125–131, doi:10.5194/adgeo-10-125-2007.
5. Mecklenburg S., Joss J., Schmid W. Improving the nowcasting of precipitation in an Alpine region with an enhanced radar echo tracking algorithm. *J. Hydrol.*, 2000, vol. 239, pp. 46–68, [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00352-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00352-8).
6. Paulitsch H., Fuchsberger J. FM94-BUFR encoding and decoding software library. *API Documentation. OPERA document*. 2012, 78 p. http://www.eumetnet.eu/sites/default/files/bufr_sw_apidoc.pdf
7. Michelson D.B., Holleman I., Hohti H., Salomonsen M. HDF5 information model and implementation for weather radar data. *COST 717 working document WDF_02_200204_1, version 1.2*. 2003.
8. Urban B. BUFR format and graphical format for polar volume data submitted to and composites produced by the OPERA Odyssey. 2012, 14 p. http://www.eumetnet.eu/sites/default/files/ODIM-bufr-polar-and-compo-and-graphic_0.pdf
9. Michelson D.B., Lewandowski R., Szewczykowski M., Beekhuis H. EUMETNET OPERA weather radar information model for implementation with the HDF5 file format, version 2.1. *Opera working document WD_2008_03, EUMETNET OPERA*, 2011, 36 p. https://www.eol.ucar.edu/system/files/OPERA_2008_03_WP2.1b_ODIM_H5_v2.1.pdf
10. Mustafa Demirci. Fuzzy functions and their applications. *Journal of Mathematical Analysis and Applications*, 2000, vol. 252, pp. 495–517, doi:10.1006/jmaa.2000.7185.

THE DIGITIZING ALGORITHM FOR PRECIPITATION IN THE ATMOSPHERE ON THE BASE OF RADAR MEASUREMENTS

Yu. O. Palamarchuk, Assis. Prof.

S. V. Ivanov, S.R.F.

I. G. Ruban, Assoc. Prof.

*Odessa State Environmental University, 15,
Lvovskaya St., 65016 Odessa, Ukraine, j_pal@ukr.net*

There is an increasing demand for automated high-quality very-short-range forecasts and nowcasts of precipitation on small scales and at high update frequencies. Current prediction systems use different methods of determining precipitation such as area tracking, individual cell tracking and numerical models. All approaches are based on radar measurements. World-leading manufactories of meteorological radars and attendant visualization software are introduced in the paper. Advantages of the numerical modelling against inertial schemes designed on statistical characteristics of convective processes are outlined. On this way, radar data assimilation systems as a necessary part of numerical models are intensively developed. In response to it, the use of digital formats for processing of radar measurements in numerical algorithms became important. In the focus of this work is the developing of a unified code for digital processing of radar signals at the preprocessing, filtration, assimilation and numerical integration steps. The proposed code also includes thinning, screening or superobbing radar data before exploring them for the assimilation procedures. The informational model manages radar data flows in the metadata and binary array forms. The model constitutes an official second-generation European standard exchange format for weather radar datasets from different manufactories. Results of radar measurement processing are presented for both, the single radar and radar overlying network.

Keywords: precipitation, meteorological radar, digital signal.

АЛГОРИТМ ЦИФРОВОГО ПРЕДСТАВЛЕННЯ ОПАДІВ В АТМОСФЕРІ НА ОСНОВІ РАДАРНИХ ВИМІРЮВАНЬ

Ю. О. Паламарчук, старш. викл.
С. В. Іванов, старш. наук. співроб.
І. Г. Рубан, доц.

*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, j_pal@ukr.net*

Розглядається можливість використання цифрових форматів радарних вимірювань в чисельних моделях коротко- і надкороткострокового прогнозу погоди. Відзначено переваги такого підходу перед інерційними схемами, заснованими на статистичних характеристиках розвитку конвективних процесів. Представлені провідні світові виробники метеорологічних радарів і програмного забезпечення для візуалізації вимірювань. Показана необхідність уніфікованого програмного забезпечення для цифрової обробки сигналів для наступного їхнього включення на етапах попередньої обробки, фільтрації, засвоєння і власне чисельних розрахунків. Описана інформаційна модель кодування і управління радарними спостереженнями, яка базується на форматі HDF5. Розглянута інформаційна модель являється Європейським стандартом другого покоління для формату обміну даними метеорологічних радарів різних виробників. Наведені результати обробки вимірювань одного радара і мережі декількох радарів, покриття яких перекриваються.

Ключові слова: опади, метеорологічний радар, цифровий сигнал.

Дата першого подання: 04. 11. 2016

Дата надходження остаточної версії: 22. 11. 2016

Дата публікації статті: 24. 11. 2016

УДК : 551.51

О СТРУКТУРЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК НИЖНЕГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ ПРИ НАЛИЧИИ НИЗКОЙ ОБЛАЧНОСТИ

О. Н. Грушевский, канд. геогр. наук, нач. каф. военной подготовки
А. Е. Ешану, зав. научно-исследовательской лаборатории каф. военной подготовки
Н. М. Мищенко, канд. геогр. наук, доц. каф. метеорологии и климатологии

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, ogrush@ukr.net*

На примере погодных условий, приведших к нарушению движения воздушных судов в международном аэропорту «Одесса», в статье рассмотрена пространственно-временная структура динамических характеристик нижнего слоя атмосферы при формировании низкой облачности и её деградации. Комплексное использование данных модели GFS с высоким разрешением и данных фактических наблюдений за нижней границей облачности позволило получить выводы о характере циркуляционных условий в процессе её эволюции.

В частности, использование временных рядов данных позволило установить, что вихрь скорости и его характеристики не оказывают значимого влияния на формирование низкой облачности в отличие от дивергенции и её вертикального градиента. Полученные выводы подтверждены построением пространственных вертикальных разрезов через области с минимальными значениями нижней границы облачности.

Ключевые слова: низкая облачность, динамические характеристики, адвекция, дивергенция, вихрь скорости, эволюция облачности.

1. ВВЕДЕНИЕ

Вопрос увеличения точности прогнозирования характеристик низкой облачности не является новым, но его актуальность длительное время остается стабильно высокой. Объяснением этому является постоянное развитие авиации, для деятельности которой низкая облачность является одним из важнейших факторов летно-метеорологической обстановки. В последние десятилетия отмечается определенное снижение интереса авиационных метеорологов к указанной теме. Наиболее вероятной причиной этого представляется оснащение ряда аэропортов инструментальными системами автоматической посадки, использующимися как средство наведения (например, ILS, PAR, RMS), и системами автоматического управления или приземления (например, FCS / FGS).

Однако при более детальном рассмотрении проблема не выглядит полностью решенной. В качестве примера рассмотрим государственное предприятие «Международный аэропорт «Борисполь», являющееся крупнейшим и единственным аэропортом Украины, обеспечивающим дальнемагистральные рейсы.

Напомним, что категоризованные минимумы ICAO для обеспечения полётов в сложных метеоусловиях подразумевают, что посадочная система должна обеспечивать полуавтоматическое снижение до высоты 60 м (CAT I), автоматическое снижение до высоты предпосадочного

выравнивания (CAT II), автоматическое снижение и предпосадочное выравнивание (CAT III A), автоматическое снижение, выравнивание и парирование сноса (CAT III B), автоматическое снижение, выравнивание, посадку и руление по ВПП (CAT III C).

Комиссией Госавиаслужбы по сертификации и регистрации аэродромов и допуска к эксплуатации постоянных взлетно-посадочных площадок установлено, что аэропорт «Борисполь» способен обеспечить бесперебойную круглосуточную эксплуатацию по III A категории посадки ICAO с курсом 36П и I категории с курсом 18П [1].

Приведенные характеристики свидетельствуют о том, что даже в наиболее технически оснащенном аэропорту Украины возможность «слепой посадки» в полной мере нереализуема. Кроме того, указанные выше системы автоматической посадки, строго говоря, выполняют лишь вертикальное наведение, выводя воздушное судно по курсу на торец ВПП, а выравнивание и посадка выполняются вручную.

Осуществление же приземления без визуального контакта летчика с ВПП, исключительно в режиме «слепой посадки», для всех аэропортов Украины является пока нереализуемым. Таким образом, установление визуального контакта с ВПП на уровне не ниже высоты принятия решения (отождествляемой с высотой нижней границы облачности) на сегодняшний день является обязательным элементом безопасной посадки, в

противном случае осуществляется уход воздушного судна на второй круг, в зону ожидания или на запасной аэродром.

Другие аэропорты Украины имеют сертификаты соответствия аэродромного комплекса I категории посадки ИКАО (например, международный аэропорт «Одесса», международный аэропорт «Львов» им. Даниила Галицкого) или II категории посадки (международный аэропорт «Киев» (Жуляны)). Подавляющее большинство военных аэродромов Украины имеют посадочные минимумы $100 \times 1,0$, что еще больше актуализирует вопрос увеличения точности прогноза низкой облачности.

Таким образом, целью данного исследования является определение возможности идентификации и пространственно-временной эволюции облакосодержащего слоя в поле динамических характеристик атмосферы.

2. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

Необходимо отметить, что количество исследований, связанных с диагнозом и прогнозом конвективной облачности, несравнимо больше посвященных низкой облачности. Соответственно, количество параметров и критериев, при помощи которых осуществляется прогноз конвективной облачности, также больше. Это легко видеть либо на сайтах, специализирующихся на предоставлении и обработке данных температурно-ветрового зондирования атмосферы [например, 2], либо ознакомившись с перечнем количественных характеристик атмосферы, предлагаемых специализированным программным обеспечением (например, RAOB) или на специализированных сайтах [3].

Сильно обобщая исследования, имеющие отношение к условиям образования и развития низкой облачности, попытаемся выделить наиболее значимые результаты. В [4-13] описаны общие условия развития низкой облачности и характерное для них распределение метеовеличин в нижней тропосфере, которое формируется под действием синоптических процессов в условиях сравнительно однородной подстилающей поверхности.

В ряде работ проведена типизация процессов, ведущих к образованию и развитию низкой облачности, из которых можно выделить анализ [14], базирующийся на количественных характеристиках атмосферы, а также рассмотрены временные разрезы поля температуры, точки росы, ветра, турбулентности и упорядоченных вертикальных движений в периоды с низкой облачно-

стью для каждой из групп процессов. В результате было выявлено, что повышение точности прогноза низкой облачности связано с разделением признаков и приемов по выделенным группам процессов, с учетом наиболее информативных.

Общей чертой большинства работ является то, что полученные выводы имеют отношение к одному пункту, что существенно обедняет значимость полученных результатов и не дает возможность дополнить анализ условий развития явления в данном пункте анализом условий его развития над некоторой территорией. Для конвективной облачности подобное исследование (с позиций гидродинамической неустойчивости) было проведено в [15], и дало возможность прийти к выводу о том, что характеристики облачности определяются не локальными значениями параметров в зоне её расположения, а средними их значениями в зоне шириной несколько сот километров.

Сравнительно редки случаи использования в научных публикациях дифференциальных характеристик поля скорости ветра для исследования низкой облачности, при этом чаще всего оценивают величину дивергенции. В частности, в исследовании [16], посвященном улучшению методов прогнозирования на авиабазе ВВС США Ванденберг (штат Калифорния), рассматривался вопрос динамического взаимодействия средних уровней атмосферы и пограничного слоя и влияние этого взаимодействия на эволюцию слоистообразной облачности над морем, а также проводился сбор статистических данных об очагах конвергенции и дивергенции (без учета их интенсивности) у земной поверхности в сроки наблюдения, характеризовавшиеся наличием низкой облачности. При этом анализировалось количество случаев конвергенции и дивергенции в сопоставлении с направлением ветра и высотой нижней границы облачности (далее – НГО). Американскими исследователями [17] изучалось влияние дивергенции на суточный ход характеристик слоистообразной облачности вдоль побережья Калифорнии в июне 1996 г. В результате установлено, что структура поля дивергенции играет важную роль в их эволюции.

Подводя итог, отметим, что в большинстве работ внимание уделяется описанию количественных характеристик адвекции, обуславливающей формирование низкой облачности. Динамическая же структура атмосферы при этом является недостаточно освещенным вопросом, что приводит к дефициту количественных критериев прогноза низкой облачности, учитываю-

щих особенности циркуляционных механизмов в зоне её формирования. Имеющиеся зарубежные исследования по указанной тематике хотя и частично проливают свет на этот вопрос, но носят преимущественно региональный характер.

3. ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА И МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для проведения исследования в качестве исходных использовались данные численной модели GFS (глобальная версия). В частности, производился отбор данных зональной и меридиональной составляющих скорости ветра у земли и на основных изобарических поверхностях (1000, 925, 850 и 700 гПа) с горизонтальным разрешением регулярной сетки точек (РСТ) $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. Источником данных являлся оперативный сервер NOMADS Национальной метеорологической службы США. За основные сроки 00, 06, 12, 18 СГВ использовались данные объективного анализа соответствующих прогонов модели, за промежуточные сроки 03, 09, 15, 21 СГВ – прогностические данные от прогонов модели за 00, 06, 12, 18 СГВ соответственно (рис. 1).

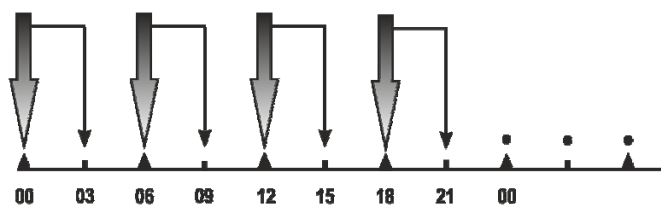


Рис. 1 – Схема получения исходных данных с американского сервера NOMADS в масштабе 1 суток.

Большими стрелками показана периодичность обновления данных модели GFS (анализ), тонкими стрелками показаны сроки, в которые использовались прогностические данные.

Расчет и визуализация дифференциальных характеристик поля скорости (вертикальной составляющей вихря скорости Ω_z и дивергенции D) проводились с помощью алгоритмов и графических процедур АРМ синоптика (версия 7.20 от 04. 05. 2015 г.), любезно предоставленных разработчиком В. В. Михайловским и модифицированных авторами для настоящего исследования.

Для получения представления о пространственно-временной структуре динамических характеристик нижнего (от уровня земли до уровня 700 гПа) слоя атмосферы при формировании низкой облачности рассмотрен случай выхода на территорию Украины циклона с юго-запада в период с 05. 01. 2016 г. по 09. 01. 2016 г. При этом главное внимание уделялось тем проме-

жуткам времени, в течение которых значения НГО находились ниже отметки 100 м. Выбор этого значения объясняется тем, что именно с данной высотой НГО связаны наиболее существенные ограничения на посадку воздушных судов. Именно по этой причине 07. 01. 2016 г. в «Международном аэропорту Одесса» не смогли в соответствии с расписанием совершить посадку три самолета: первый из которых – регистрационный код UR-GAS – был отправлен в аэропорт «Борисполь», второй – авиакомпании LOT – вернулся в аэропорт вылета («Варшавский международный аэропорт им. Фредерика Шопена»), третий – регистрационный код TNY7MU – был отправлен в зону ожидания.

В качестве динамических характеристик атмосферы, используемых для анализа, помимо вихря скорости Ω_z и дивергенции D , рассмотрим также их вертикальный градиент ($d\Omega_z/dz$ и dD/dz) и локальную производную ($\partial\Omega_z/\partial t$ и $\partial D/\partial t$). Этот набор параметров рассчитывался каждые 3 часа, с 00 СГВ 05. 01. 2016 г. по 09. 01. 2016 г., на уровне земли и на изобарических поверхностях 925, 850 и 700 гПа, что позволило сформировать их временные ряды на указанных высотах.

4. ОПИСАНИЕ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ временного хода нижней границы облачности, представленный на рис. 2, показывает, что в течение указанного периода наблюдались три отрезка времени (38 - 40 ч, 46 - 51 ч и 59 - 70 ч), в течение которых НГО опускалась ниже отметки 100 м.

Для проведения дальнейших расчетов целесообразно ограничиться временным отрезком до 81 часа, когда рост НГО становится устойчивым, а её значения не представляют практического значения для деятельности авиации. Поскольку дискретность наблюдений за НГО не совпадает с временной дискретностью параметров, выбранных в качестве динамических характеристик, приведем временной ряд НГО к требуемой периодичности (3 часа).

Воспользовавшись методом скользящего среднего и реализуя его с помощью встроенного алгоритма программного обеспечения Origin Laboratory 8.0 (функция Smooth), получим ряд (рис. 3) НГО, отвечающий указанной периодичности.

Для определения характеристик, находящихся в наиболее тесной связи с эволюцией НГО, рассчитаем циклическую корреляцию между соответствующими по времени значениями НГО

и исследуемыми величинами, принимая их изменения во времени как периодические функции. Анализ полученных графиков циклической корреляции для характеристик вихря скорости, представленных на рис. 4, свидетельствует, что корреляционная связь близкая к значимой наблюдается между значениями НГО и вертикальной составляющей вихря скорости на изобариче-

ской поверхности 925 гПа (рис. 4, а). Характерно, что момент времени, когда корреляционная связь приближается к значимой ($r > 0,5$), совпадает с моментом понижения НГО ниже 100 м.

Два другие характеристики вихря скорости ($d\Omega_z/dz$ и $\partial\Omega_z/\partial t$) не демонстрируют значимой корреляционной связи ни на одном из рассматриваемых уровней (рис. 4 б, в).

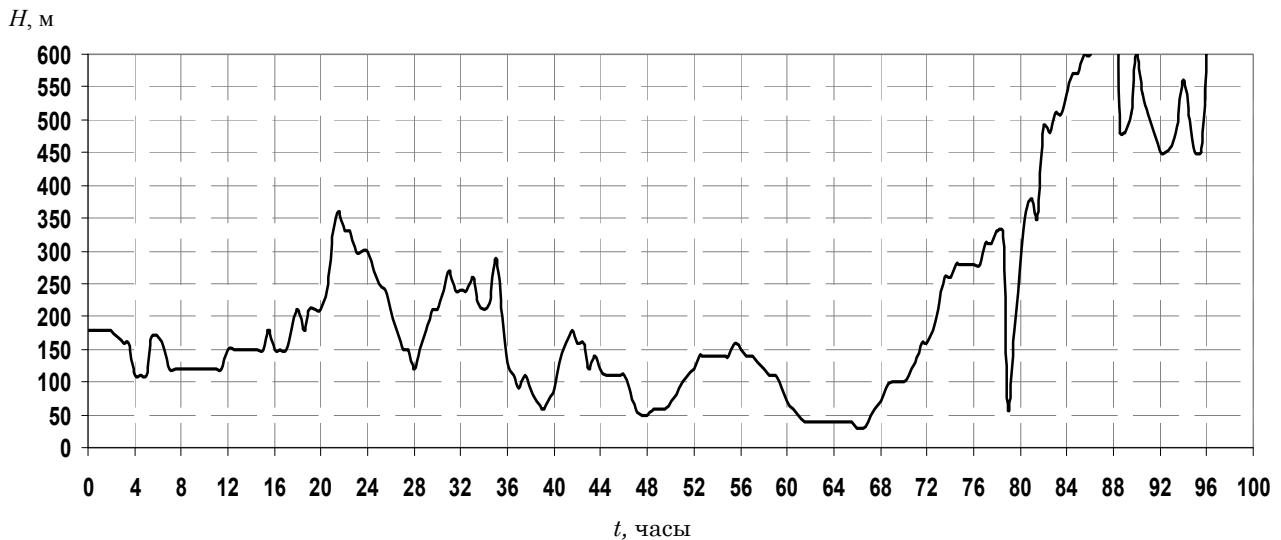


Рис. 2 – Временной ход НГО (с разделением в 0,5 ч) в период с 05. 01. 2016 г. по 09. 01. 2016 г. по данным аэродрома Одесса. Отметка 0 ч соответствует сроку 00 СГВ 05. 01. 2016 г., соответственно отметки 24, 48 и 72 ч показывают границы суток по СГВ в течение рассматриваемого периода.

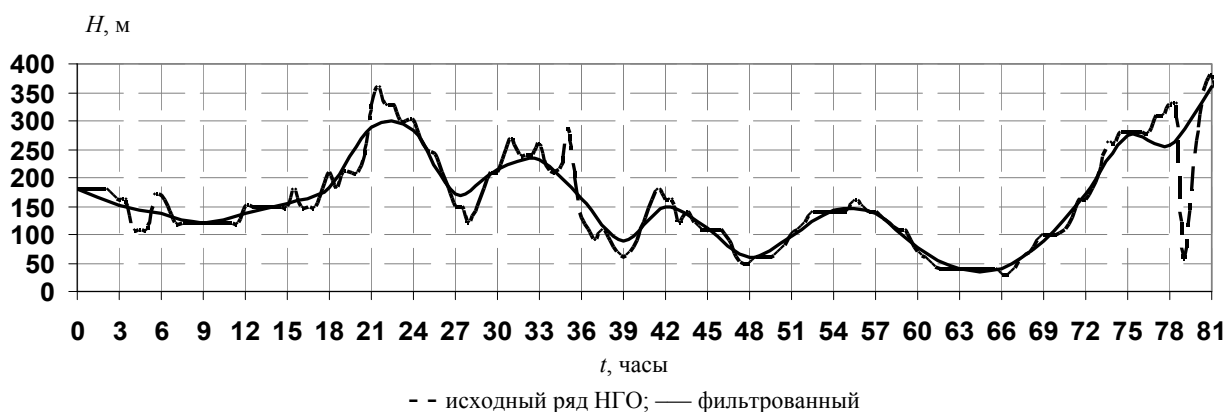


Рис. 3 – Фактический и сглаженный ($n = 6$, где n окно скользящего) ряды НГО на ст. Одесса (узел РСТ с координатами $46^{\circ}30'$ с.ш., $30^{\circ}30'$ в.д.) в период с 00 СГВ 06. 01. 16 по 09 СГВ 08. 01. 16.

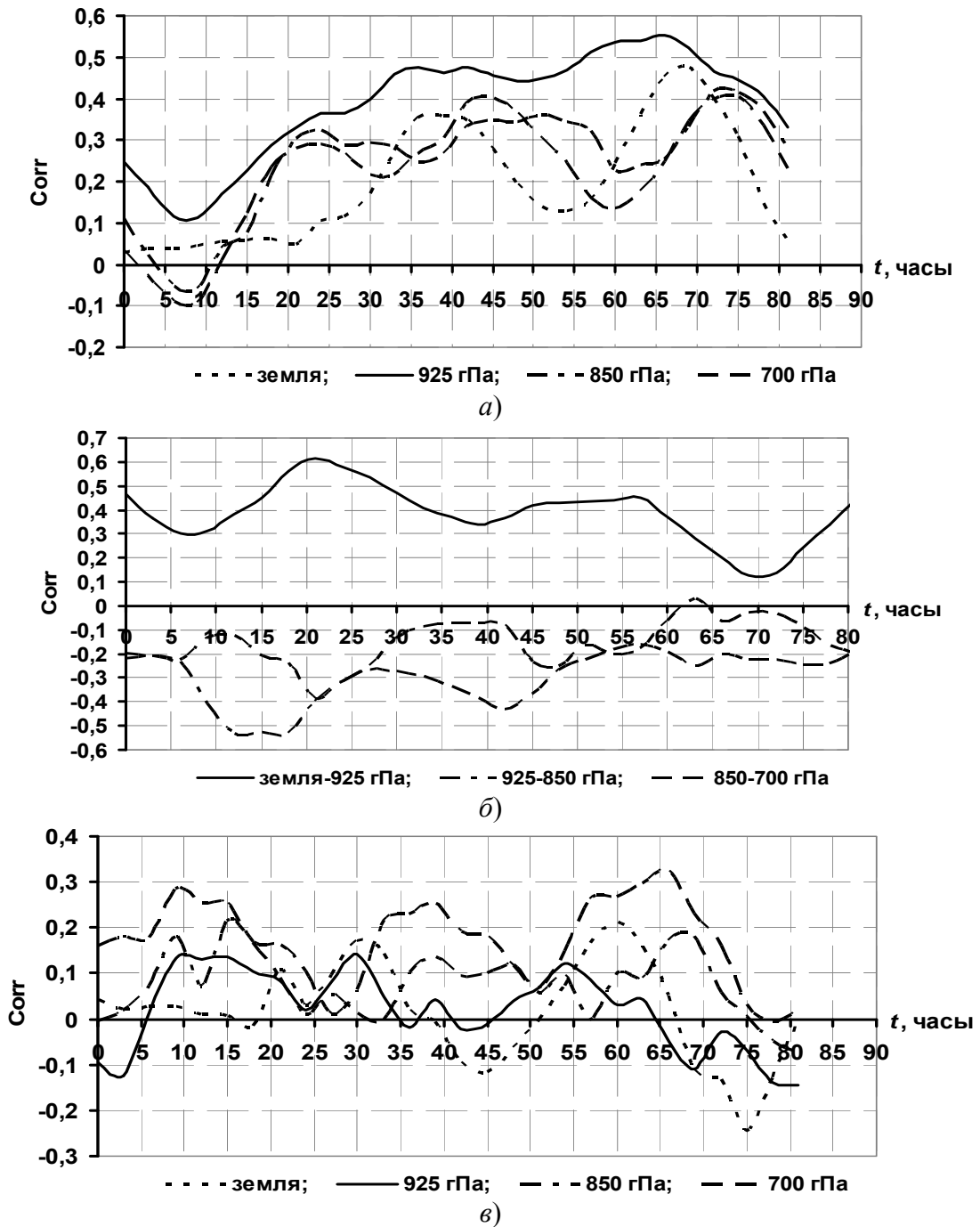


Рис. 4 – Корреляционная зависимость между временным ходом НГО и вихрем скорости (а), его вертикальным градиентом (б) и локальной производной (в) на указанных уровнях.

Отдавая отчет о достаточно слабой корреляционной связи НГО с характеристиками вихря скорости, все же остановимся на анализе отрезка времени, в течение которого было нарушено расписание движения воздушных судов из-за понижения нижней границы облачности.

На рис. 5 представлен временной ход вихря скорости на уровне земли и изобарической поверхности 925 гПа в течение временного интервала от 60 до 72 часов (от 12 СГВ 07. 01. 16 до 00 СГВ 08. 01. 16) из которого видно, что моменту

понижения НГО соответствует уменьшение циклонической завихренности на уровне 925 гПа и его повышение у поверхности земли (период с 60 до 63 часов), что обуславливает смену знака вертикального градиента вихря с положительной на отрицательную (с 63 до 68 часов). Периоду повышения НГО соответствует обратный процесс – уменьшение завихренности у земли и её увеличение на уровне 925 гПа (с 68 часов).

Таким образом, положительная корреляционная связь на уровне 925 гПа говорит о том, что

уменьшение значений завихренности на данной изобарической поверхности с одновременным её увеличением у земли соответствует понижению НГО или, другими словами, понижению НГО сопровождается изменением знака градиента вертикальной составляющей вихря скорости в слое облакообразования.

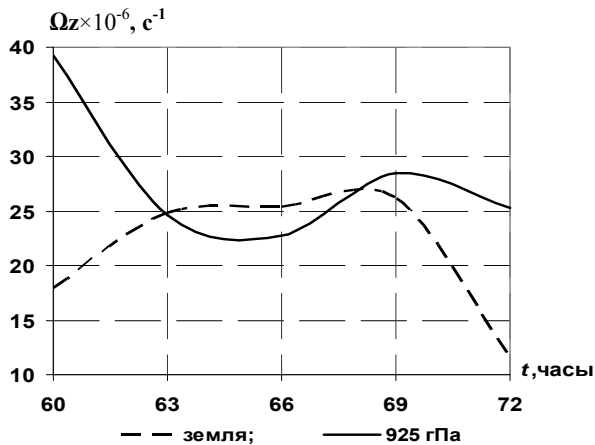


Рис. 5 – Временной ход вертикальной составляющей вихря скорости Ω_z на уровнях земли и 925 гПа в период понижения НГО ниже отметки 100 м.

Корреляционная связь между НГО и характеристиками дивергенции существенно отличается от связи с характеристиками завихренности. В частности, из рис. 6 видно, что в периоды максимального понижения НГО наблюдается значимая ($-0,8 < r < -0,6$) обратная корреляционная связь между дивергенцией у поверхности земли и НГО. Одновременно в этот же период (с 60 до 70 ч) на уровне 850 гПа прослеживается пик слабой положительной корреляционной связи, который говорит о наличии дефицита массы на этом уровне. Соответственно, процесс понижения НГО сопровождается формированием динамических условий, благоприятствующих активному поступлению воздуха в слой облакообразования от поверхности земли и его растеканию выше слоя облакообразования. Дивергенция на уровне 700 гПа значимой корреляционной связи с НГО на протяжении рассматриваемого периода не показывает.

Обратимся к графику временного хода дивергенции (рис. 7), исключив при этом из рассмотрения первый промежуток времени (38 - 40 ч) в силу его непродолжительности.

Видно, что периодам понижения НГО соответствует формирование профицита массы у земли (отрицательные значения дивергенции уменьшаются) и её дефицита (положительные значения дивергенции растут) на уровне

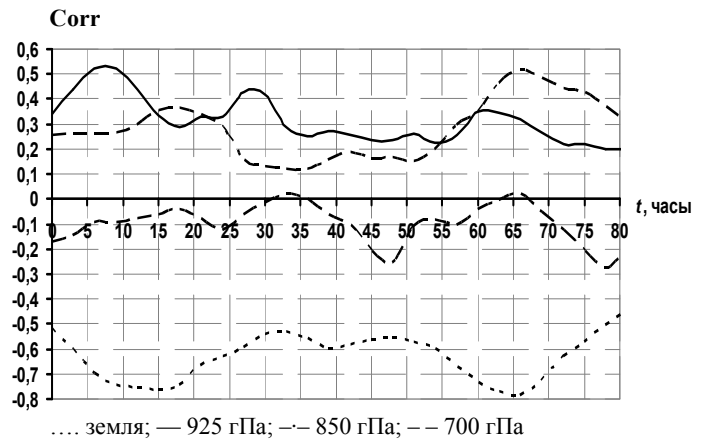


Рис. 6 – Корреляционная зависимость между временным ходом НГО и дивергенцией (для уровня земли $|T_{эмп}| > |t_{кр}|(0,05; 24)$, где $T_{эмп} = r_{xy} \cdot \frac{\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r_{xy}^2}}$, $n = 26$ – объем выборки; r_{xy} – коэффициент корреляции).

925 гПа. Такая динамика обеспечивает приток воздуха от поверхности земли к слою облакообразования и его последующий отток с временным сдвигом ≈ 3 часа на уровне близком к поверхности 925 гПа или, что наиболее вероятно, под задерживающим слоем. В то же время, изменение дивергенции на уровне поверхности 850 гПа, аналогичны её изменениям у поверхности земли. При этом, во время максимальных понижений НГО, наблюдаются её большие, чем на уровне земли, но меньшие, чем на уровне 925 гПа, значения.

Характерно, что временным промежуткам с минимальными значениями НГО соответствуют наибольшие пики отрицательной дивергенции, указывающие на её значительные градиенты в подоблачном слое, и, как следствие, на преобладающее поступление воздуха в слой облакообразования от поверхности земли.

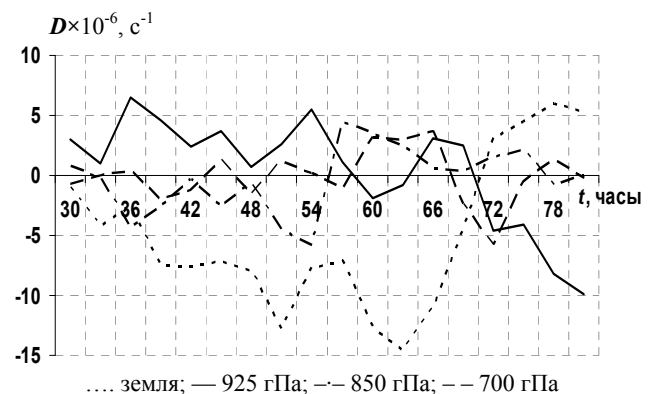


Рис. 7 – Временной ход дивергенции на ст. Одесса (узел РСТ с координатами 46°30' с. ш., 30°30' в. д.) в период с 06 СГВ 06. 01. 16 до 06 СГВ 08. 01. 16

Переходя к анализу влияния вертикального градиента дивергенции на эволюцию низкой облачности и отмечая значимую корреляционную связь между этими двумя характеристиками ($r > 0,6$) на протяжении периода максимального понижения НГО (рис. 8) в слое от земли до уровня 925 гПа, остановимся на следующем.

Сравнивая на рис. 9 временной ход вертикального градиента дивергенции в слое земля-925 гПа и 925-850 гПа, несложно увидеть, что периоды понижения НГО ниже отметки 100 м (38-40 ч, 46-51 ч и 59-70 ч) характеризуются наличием разнонаправленных пиков с неким временным смещением.

А именно, при понижении НГО увеличению положительных значений вертикального градиента дивергенции в слое земля -925 гПа соответ-

ствует уменьшение его отрицательных значений в слое 925-850 гПа.

В то же время, в слое 925 - 850 гПа с уже указанным временным сдвигом в 3 часа происходит уменьшение вертикального градиента дивергенции – на уровне 850 гПа формируется либо избыток массы, либо её меньший, чем на уровне 925 гПа, дефицит.

Процесс повышения НГО сопровождается обратным процессом, что позволяет динамику процессов понижения и повышения НГО представить в виде схемы (рис. 10).

Локальные изменения дивергенции (рис. 11) значимого влияния на изменения НГО ни на одном из рассматриваемых уровней не оказывают.

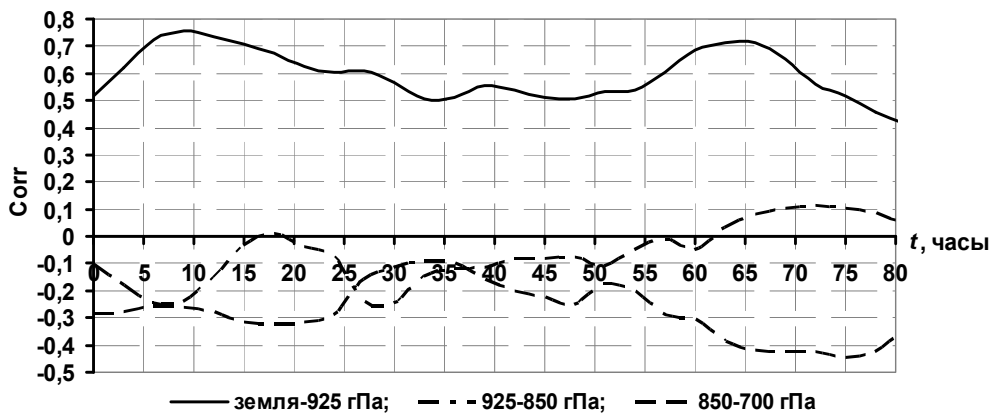


Рис. 8 – Корреляционная зависимость между временным ходом НГО и вертикальным градиентом дивергенции для указанных слоев (для слоя земля-925 гПа $|T_{эмп}| > |t_{кр}|(0,05; 24)$, где $T_{эмп} = r_{xy} \cdot \frac{\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r_{xy}^2}}$, $n = 26$ – объем выборки; r_{xy} – коэффициент корреляции).

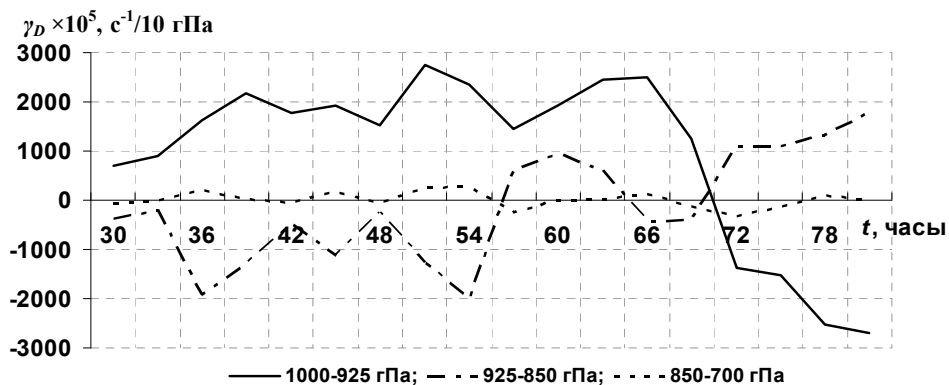


Рис. 9 – Временной ход вертикального градиента дивергенции на ст. Одесса (узел РСТ с координатами 46°30' с. ш., 30°30' в. д.) в период с 06 СГВ 06. 01. 16 до 06 СГВ 08. 01. 16.

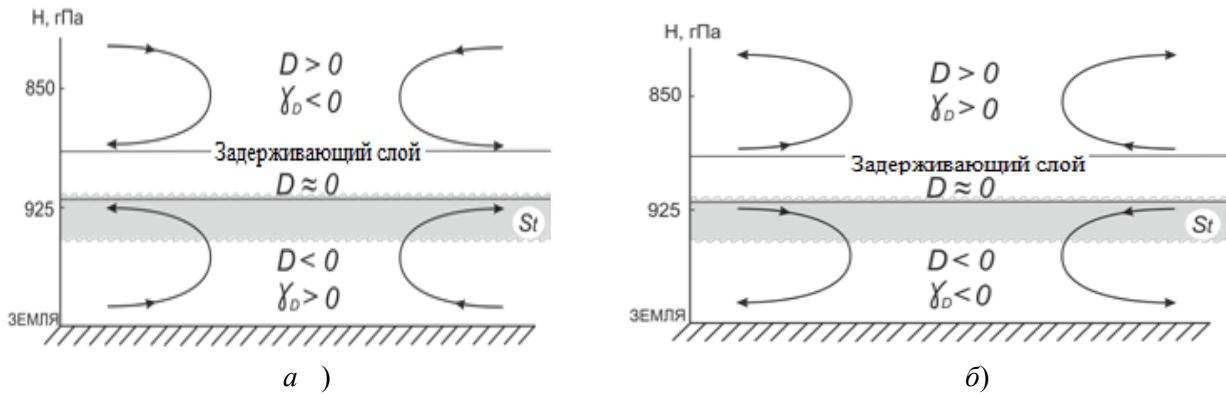


Рис. 10 – Схема влияния дивергенции D и её вертикального градиента γ_D на процессы понижения (а) и повышения (б) НГО.

Для проверки правильности наших выводов о влиянии дивергенции на эволюцию НГО, построим поле значений нижней границы облачности за сроки 12 и 15 СГВ 07. 01. 2016 (рис. 12). Если полученные по временным рядам результаты верны, то пространственная структура поля дивергенции в зоне, характеризующейся минимальными значениями НГО, должна быть идентичной той, которая наблюдалась в моменты максимального понижения НГО.

Вертикальные разрезы дивергенции, представленные на рис. 13, через зону со значениями НГО менее 100 м за указанные сроки (соответственно вдоль кривых AB и $A'B'$) показывают наличие очагов с отрицательными значениями

у поверхности земли и их постепенное ослабление до уровня 925 гПа, а также области с её положительными значениями выше уровня 850 гПа.

Область, соответствующая значениям дивергенции близким к нулевым, вероятнее всего, идентифицирует задерживающий слой, под которым находится слой облакообразования.

Характерно, что отрезкам с наименьшей высотой нижней границы задерживающего слоя соответствуют участки с наибольшим вертикальным градиентом дивергенции, что подтверждает полученные выше заключения.

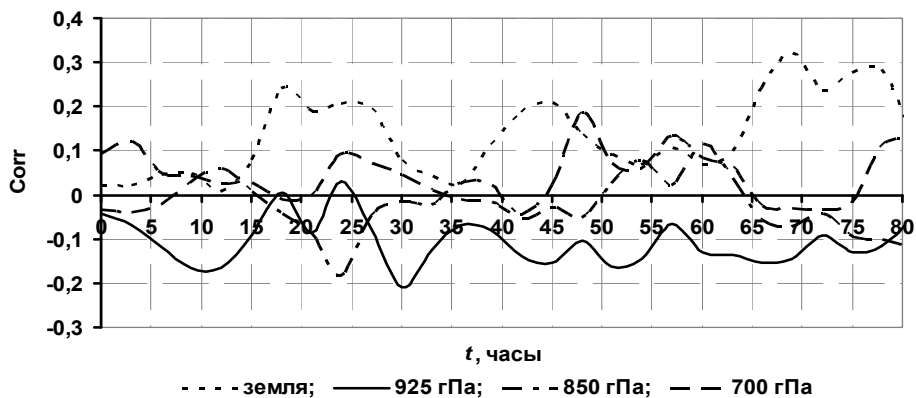


Рис. 11 – Корреляционная зависимость между временным ходом НГО и локальной производной на указанных уровнях.

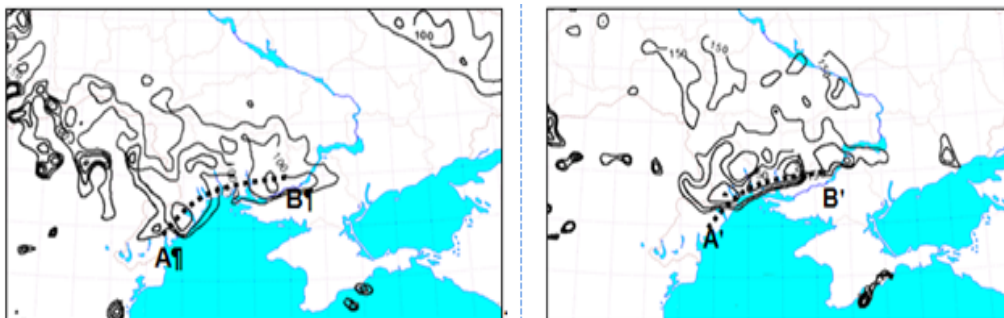


Рис. 12 – Поле нижней границы облачности ($H_n \leq 150$ м) за 12 (а) и 15 (б) СГВ 07. 01. 2016 (пунктиром (кривые AB и $A'B'$) показаны линии, вдоль которых построены вертикальные разрезы дивергенции)

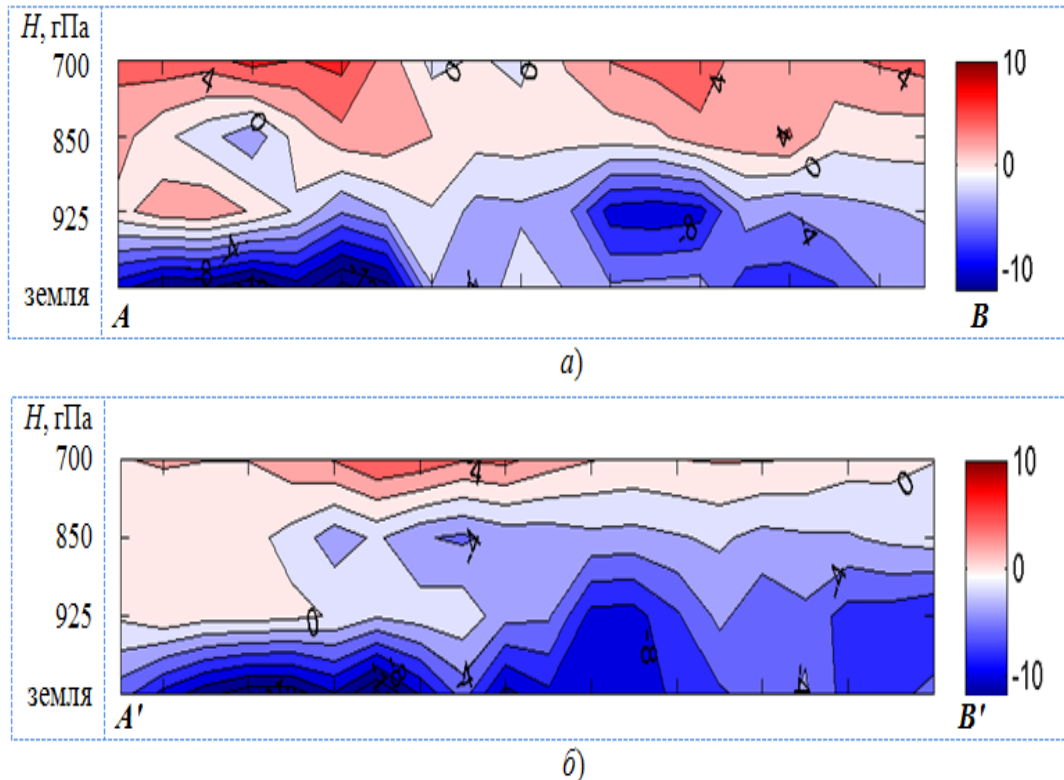


Рис. 13 – Вертикальные разрезы дивергенции $D \times 10^{-6}, \text{c}^{-1}$ вдоль кривых AB (а) и $A'B'$ (б) за сроки 12 и 15 СВБ 07. 01. 2016 соответственно.

5. ВЫВОДЫ

Таким образом, проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы:

- вертикальная составляющая вихря скорости, его вертикальный градиент и локальная производная не оказывают значимого влияния на изменение нижней границы низкой облачности, при этом в момент её наибольшего понижения в подоблачном слое наблюдаются отрицательные значения вертикального градиента вихря;

- понижение нижней границы облачности сопровождается уменьшением отрицательных значений дивергенции у поверхности земли с одновременным увеличением её положительных значений на уровнях 925 и 850 гПа. Первое обуславливает приток воздуха от земли к облакосо-державшему слою, второе – его отток с дальнейшим растеканием под задерживающим слоем или в нем;

- понижение НГО сопровождается увеличением положительных значений вертикального градиента дивергенции ниже слоя облакообразования и уменьшением его отрицательных значений (с временным лагом 3 - 4 часа) выше указанного слоя, повышение НГО – обратным

процессом с сохранением временного лага;

- локальная производная дивергенции в нижнем слое атмосферы не оказывает значимого влияния на эволюцию НГО;

- пространственные вертикальные разрезы поля дивергенции через области с минимальными значениями НГО подтверждают необходимость поступления воздуха в слой облакообразования от поверхности земли и его оттоке (растекании) выше слоя облакообразования для формирования низкой облачности.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы статьи выражают благодарность к. геогр. н. Пишняку Д. В. и аспиранту Institute of Pharmacology and Toxicology, University of Wuerzburg Грушевскому Е. О. за оказанную практическую помощь и консультации по обработке массивов данных и визуализации результатов расчетов, а также начальнику АМСГ Одесса Драган А. Н. за любезно предоставленные данные о фактической погоде, использованные в статье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Комиссия экспертов подтвердила высшую категорию аэродрома «Борисполь» и повысила уровень пожарной защиты // Международный аэропорт «Борисполь». URL: <http://kbp.aero.ru/about/press-center/news/2014/666/> (дата обращения 22 мая).
2. Аэрологическая диаграмма / орг. «StopDesign». URL: http://meteo.paraplan.net/forecast/aerological_diagram.html (accessed 5 May).
3. Atmospheric Soundings. *University of Wyoming, College of Engineering and Applied Science, the Department of Atmospheric Science*. URL: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (accessed 13 April).
4. Абрамович К. Г., Хргиан А. Х. Организация исследования условий возникновения облачности нижнего яруса // Труды ЦИП. 1959. Вып. 80. С. 3-9.
5. Абрамович К. Г. Об условиях образования облачности нижнего яруса // Труды ЦИП. 1959. Вып. 80. С. 10-41.
6. Гоголева Е. И. Изменения дефицита точки росы перед появлением и рассеиванием облачности высотой ниже 600 м // Труды ЦИП. 1959. Вып. 80. С. 42-57.
7. Колоколова Г. В. Определение уровня переноса при прогнозе низкой облачности // Труды ЦИП. 1959. Вып. 80. С. 58-63.
8. Арраго Л. Р., Швец М. Е. К теории образования и эволюции неконвективной облачности // Труды ЦИП. 1961. Вып. 121. С. 53-58.
9. Абрамович К. Г. Некоторые особенности распределения метеорологических элементов в нижней части тропосферы в облачные и безоблачные дни // Труды ЦИП. 1964. Вып. 136. С. 3-11.
10. Рубинштейн М. В. Прогноз облачности высотой 100 м и менее на 3-6 час. с помощью диаграмм рассеяния // Труды ЦИП. 1966. Вып. 157. С. 5-11.
11. Абрамович К. Г., Глазунов В. Г. Условия формирования и эволюции нижних облаков на Украине в ноябре – декабре 1962 г. // Труды ЦИП. 1966. Вып. 157. С. 25-44.
12. Абрамович К. Г. Некоторые особенности переноса в нижних слоях атмосферы и их роль в формировании стратификации при нижней облачности // Труды ГМЦ. 1967. Вып. 7. С. 50-62.
13. *Clouds and Precipitation. Handbook of Weather Forecasting*. United Kingdom Meteorological Office. Bracknell: Meteorological Office, 1975. Chapter 19. 161 p.
14. Абрамович К. Г. К характеристике атмосферных процессов в дни с нижней облачностью // Труды ЦИП. 1964. Вып. 136. С. 12-26.
15. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н. Спектры повторяемости осадков на территории европейской части бывшего СССР в зависимости от интенсивности фронтальных зон и конвективной неустойчивости сеточного масштаба // *Метеорология и гидрология*. 2006. № 4. С. 5-18.
16. Wells L. A. Marine Layer Stratus Study. *Pure and Applied Geophysics*, 2007, vol. 164, pp. 1397-1421.
17. Koračin D., Dorman C. E. Marine Atmospheric Boundary Layer Divergence and Clouds along California in June 1996. *Monthly Weather Review*, 2001, vol. 129, pp. 2040-2056.

REFERENCES

1. Komissiya ekspertov podtverdila vysshuyu kategoriyu aerodroma «Borispol» i povysila uroven' pozharnoy zashchity [The commission of experts confirmed the highest Boryspil airport category and increased the level of fire protection]. *Mezhdunarodnyy aeroport «Borispol» - Boryspil International Airport*. URL: <http://kbp.aero.ru/about/press-center/news/2014/666/> (accessed 22 May).
2. Aerologicheskaya diagramma [Aerological diagram]. *Organizatsiya «StopDesign» - StopDesign organization*. URL: http://meteo.paraplan.net/forecast/aerological_diagram.html (accessed 5 May).
3. Atmospheric Soundings. *University of Wyoming, College of Engineering and Applied Science, the Department of Atmospheric Science*. URL: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (accessed 13 April).
4. Abramovich K. G., Khrigian A. Kh. Organizatsiya issledovaniya usloviy vzniknoveniya oblachnosti nizhnego yarusa [The organization of the study of the onset conditions of the low-level cloudiness]. *Trudy CIP – Proceedings of the Central Forecasting Institute*, 1959, issue 80, pp. 3-9.
5. Abramovich K. G. Ob usloviyakh obrazovaniya oblachnosti nizhnego yarusa [On the formation conditions of the low-level cloudiness]. *Trudy CIP – Proceedings of the Central Forecasting Institute*, 1959, issue 80, pp. 10-41.
6. Gogoleva E. I. Izmeneniya defitsita tochki rosy pered poyavleniem i rasseivaniem oblachnosti vysotoy nizhe 600 m [Dew-point deficit changes before the onset and dissipation of the clouds with bases below 600 m]. *Trudy CIP – Proceedings of the Central Forecasting Institute*, 1959, issue 80, pp. 42-57.
7. Kolokolova G. V. Opredelenie urovnya perenosa pri prognoze nizkoy oblachnosti [Determination of the transfer level in forecasting low cloudiness]. *Trudy CIP – Proceedings of the Central Forecasting Institute*, 1959, issue 80, pp. 58-63.
8. Arrago L. R., Shvets M. E. K teorii obrazovaniya i evolyutsii nekonvektivnoy oblachnosti [Towards the theory of the formation and evolution of the non-convective clouds]. *Trudy CIP – Proceedings of the Central Forecasting Institute*, 1961, issue 121, pp. 53-58.
9. Abramovich K. G. Nekotorye osobennosti raspredeleniya meteorologicheskikh elementov v nizhney chasti troposfery v oblachnye i bezoblachnye dni [Some features of the distribution of meteorological elements at the bottom of the troposphere during the cloud and cloudless days]. *Trudy CIP – Proceedings of the Central Forecasting Institute*, 1964, issue 136, pp. 3-11.
10. Rubinshteyn M. V. Prognoz oblachnosti vysotoy 100 m i menee na 3-6 chas. s pomoshchyu diagramm rasseyaniya [Prediction of the cloudiness with a base at 100 m and less with the lead time of 3-6 hours by using scattering diagrams]. *Trudy CIP – Proceedings of the Central Forecasting Institute*, 1966, issue 157, pp. 5-11.
11. Abramovich K. G., Glazunov V. G. Usloviya formirovaniya i evolyutsii nizhnikh oblakov na Ukraine v noyabre –

dekabre 1962 g. [Conditions of the formation and evolution of the lower clouds in Ukraine in November - December 1962]. *Trudy CIP – Proceedings of the Central Forecasting Institute*, 1966, issue 157, pp. 25-44.

12. Abramovich K. G. Nekotorye osobennosti perenosa v nizhnich sloyach atmosfery i ich rol v formirovanii stratifikatsii pri nizhney oblachnosti [Some features of the transfer in the lower atmosphere and their role in the formation of stratification in the presence of the lower cloudiness]. *Trudy GMC – Proceedings of the Hydrometeorological Centre*, 1967, issue 7, pp. 50-62.

13. *Clouds and Precipitation. Handbook of Weather Forecasting*. United Kingdom Meteorological Office. Bracknell: Meteorological Office, 1975. Chapter 19. 161 p.

14. Abramovich K. G. *K kharakteristike atmosferykh processov v dni s nizhney oblachnostyu* [On the characterization of the atmospheric processes during the days with the lower clouds]. *Trudy CIP – Proceedings of the Central Forecast-*

ing Institute, 1964, issue 136, pp. 12-26.

15. Shakina N. P., Skriptunova E. N. *Spektry povtoryaemosti osadkov na territorii evropeyskoy chasti byvshego SSSR v zavisimosti ot intensivnosti frontalnykh zon i konvektivnoy neustoychivosti setochnogo masshtaba* [Spectra of the precipitation repeatability in the European part of the former Soviet Union, depending on the intensity of the frontal zones and grid scale convective instability]. *Meteorologiya i gidrologiya – Meteorology and hydrology*, 2006, issue 4, pp. 5-18.

16. Wells L. A. Marine Layer Stratus Study. *Pure and Applied Geophysics*, 2007, vol. 164, pp. 1397-1421.

17. Koračin D., Dorman C. E. Marine Atmospheric Boundary Layer Divergence and Clouds along California in June 1996. *Monthly Weather Review*, 2001, vol. 129, pp. 2040-2056.

ON STRUCTURE OF DYNAMIC FEATURES OF THE LOWER LAYER OF THE ATMOSPHERE AT LOW CLOUDINESS

O. N. Hrushevskiy, candidate of sciences, associate professor,

O. Ye. Yeshanu, Head of the Research Laboratory of the Department of Military Training

N. M. Mishchenko, candidate of sciences, associate professor

*Odessa State Environmental University,
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, ogrush@ukr.net*

Low cloudiness is one of the most important factors of a flight meteorological situation determining safety of aircrafts landing.

The majority of publications devoted to the problem of stratiform cloudiness focus main attention on either studying of quantitative parameters of heat and moisture advection or typification of synoptic processes leading to its emergence and evolution. Therefore the main goal of the article consists in study of the spatiotemporal structure of dynamic features of the clouds-containing layer.

Using the example of weather conditions causing air traffic disruption at Odessa International Airport, the article studies spatiotemporal structure of dynamic features of the lower layer of the atmosphere at the time of low cloudiness formation and its degradation. Complex usage of GFS model data with high resolution and data of actual observations with regard to cloudiness ceiling ensured obtaining conclusions about the nature of circulation conditions during its evolution.

In particular, usage of time series helped to determine that vorticity and its features do not significantly affect low cloudiness formation unlike divergence and its vertical gradient. The conclusions obtained are confirmed via drafting of spatial vertical cross sections through the regions with minimum cloudiness ceiling.

Quantitative and qualitative assessments of dynamic structure of the lower layer of the atmosphere at the time of low cloudiness formation may be used when developing criteria and parameters for its forecast.

Keywords: low cloudiness, dynamic features, advection, divergence, vorticity, gradient, cloudiness evolution.

ПРО СТРУКТУРУ ДИНАМІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК НИЖНЬОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ ЗА НАЯВНОСТІ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ

О. М. Грушевський, к.геогр.н., доцент, начальник кафедри військової підготовки
О. Є. Єшану, завідувач науково-дослідної лабораторії кафедри військової підготовки
Н. М. Міщенко, к.геогр.н., доцент кафедри метеорології та кліматології

*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, ogrush@ukr.net*

На прикладі погодних умов, що призвели до порушення руху повітряних суден в міжнародному аеропорту «Одеса», в статті розглянуто просторово-часова структура динамічних характеристик нижнього шару атмосфери при формуванні низькою хмарністю і її деградації. Комплексне використання даних моделі GFS з високою-ким дозволом і даних фактичних спостережень за нижньою межею хмарності дозволило отримати висновки про характер циркуляційних умов в процесі її еволюції.

Зокрема, використання часових рядів даних дозволило встановити, що вихор швидкості і його характеристики не надають значного впливу на формування низької хмарності на відміну від дивергенції і її вертикального градієнту. Отримані висновки підтверджені побудовою просторових вертикальних розрізів через області з мінімальними значеннями нижньої межі хмарності.

Ключові слова: низька хмарність, динамічні характеристики, адвекція, дивергенція, вихор швидкості, еволюція хмарності.

Дата першого подання: 05. 10. 2016

Дата надходження остаточної версії : 21. 11. 2016

Дата публікації статті : 24. 11. 2016

ВПЛИВ ЗМІНИ КЛІМАТУ НА КІЛЬКІСТЬ ТА ПЛОЩУ ЛІСОВИХ ПОЖЕЖ У ПІВНІЧНО-ЧОРНОМОРСЬКОМУ РЕГІОНІ УКРАЇНИ

В. О. Балабух¹, канд. геогр. наук, старш. наук. співроб.

С. В. Зібцев², д-р с.-г. наук, проф.,

дир. Регіонального Східноєвроп. Центру моніторингу пожеж

¹ Український гідрометеорологічний інститут ДСНС та НАН України,
пр. Науки, 37, 03028, Київ, Україна, Balabukh@uhmi.org.ua

² Національний університет біоресурсів і природокористування України
вул.Генерала Родімеца, 19, 03041, Київ, Україна

Досліджено вплив кліматичних факторів на кількість та площу лісових пожеж у північно-чорноморському регіоні України на прикладі Херсонської області. Встановлено кількісні зв'язки рівня ступеню пожежонебезпеки в регіоні із термічним режимом, режимом зволоження та вітром; доведено визначальний вплив температури повітря на ступінь природної пожежної небезпеки в регіоні. Дослідження показали, що цей вплив найбільше позначається на площі пожеж і значно менше на їх кількості. Приведено оцінку зміни цих кліматичних факторів у період з 1961 по 2010 рр., їх значущості і достовірності та впливу цих змін на кількість і площу лісових пожеж у регіоні. Показано можливі зміни кліматичних характеристик та екстремальних погодних умов Херсонської області в 2021-2050 рр. відносно сучасного кліматичного періоду (1981-2010 рр.) для сценарію розвитку суспільства SRES A1B та їх вплив на лісові пожежі.

Ключові слова: зміна клімату, лісові пожежі, північно-чорноморський регіон

1. ВСТУП

Метеорологічні умови є основним фактором, що визначає пожежну небезпеку і регламент роботи протипожежних служб лісових господарств. Температура повітря та ґрунту, вологість повітря, кількість опадів, швидкість вітру впливають на умови виникнення пожежі, швидкість та особливості її розвитку, стратегію і тактику її гасіння. В Україні для оцінки пожежної небезпеки за умов погоди обраховують комплексний показник, що враховує температуру повітря, точку роси та кількість днів після дощу, на основі якого визначають клас пожежної небезпеки за умовами погоди.

Протягом останніх десятиріч метеорологічні умови як на нашій планеті, так і в Україні, суттєво змінюються. Багато із зареєстрованих змін кліматичної системи, за даними Міжурядової групи експертів зі зміни (МГЕЗК), є нетиповими або безпрецедентними за останні десятиріччя чи навіть тисячоліття [7]. Вони мають переважно негативні наслідки і будуть посилюватись у майбутньому. Такі зміни не лише становлять загрозу для життя та здоров'я людей, а й зумовлюють значні та незворотні зміни в лісових і болотних екосистемах [1-7].

Встановлено що підвищення температури повітря, яке супроводжується дефіцитом вологи, негативно впливає на лісові масиви,

особливо на ріст дерев, збільшення їхньої захворюваності і приводить до висихання лісів у помірних широтах що значною мірою впливає на зростання пожежної небезпеки [1,2,5]. На підвищення ймовірності виникнення лісових пожеж впливає також збільшення тривалості теплого періоду та зростання грозової активності [2,5]. Найбільше потерпають від пожеж соснові ліси які мають підвищену схильність до загорання із-за наявності смолистих речовин та низького вологовмісту. В Україні, за даними [5,9], найбільш вразливими до лісових пожеж є південні області України, де зосереджена основна маса штучно посаджених лісів

Очікується, що до кінця XXI століття на території Східної Європи ризик пожежної небезпеки збільшиться, особливо в південних регіонах, зросте і ризик виникнення лісових і торф'яних пожеж, що зумовлено не лише підвищенням температури повітря, зростанням посушливості, а й збільшенням тривалості теплого періоду [1-7].

Оскільки природна пожежна небезпека значною мірою залежить від поєднання різних метеорологічних факторів, то виявлені її часові та просторові зміни мають різний масштаб, та іноді навіть напрям тренду. Тобто для них характерні чітко виражені регіональні риси, зумовлені кліматичними та мікрокліматичними

особливостями території, які потребують дослідження.

Метою цього дослідження є оцінка впливу зміни термічного режиму, режиму зволоження та екстремальних явищ погоди на пожежну небезпеку північно-чорноморського регіону України, на прикладі Херсонської області, у період з 1961 по 2013 рр., їх можливих змін до середини XXI ст. відносно сучасного кліматичного періоду для збалансованого сценарію розвитку суспільства A1B та встановлення частки невизначеності цих змін.

2. МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Дослідження зміни кліматичних умов північно-чорноморського регіону України проводили за щоденними даними мережі гідрометеорологічних спостережень Херсонської області (10 метеорологічних станцій) за період 1961-2013 рр. Аномалії визначали як відхилення значень величини від норми, за яку прийнято багаторічне середнє за базовий період (1961-1990 рр.). Середні за рік значення стосуються календарного року, середні дані за зимовий сезон включають грудень попереднього року. Число днів з екстремальними явищами погоди, зумовленими температурою та опадами, визначали за добовими даними мережі спостережень. Для аналізу впливу кліматичних умов на пожежну небезпеку у Херсонській області використовували дані Херсонського обласного управління лісового та мисливського господарства про кількість лісових пожеж за рік та їх площу за 1996 – 2013 рр.

Статистичну оцінку зміни в часі метеорологічних величин, повторюваності та інтенсивності екстремальних погодних умов здійснювали за допомогою аналізу часових рядів та регресійного аналізу: визначалася форма та напрям тренду часового ряду та оцінювалася його статистична значущість (p).

Оскільки основною причиною швидкої зміни клімату є антропогенна діяльність людини та викиди парникових газів, оцінка можливої зміни кліматичної системи здійснюється з урахуванням розвитку людства. МГЕЗК запропонувала 40 сценаріїв, які охоплюють широкий діапазон можливих викидів парникових газів [2]. Ці сценарії об'єднані у 4 групи відповідно до чотирьох можливих варіантів зміни ситуації в майбутньому – A1, A2, B1, B2. В даній роботі представлені проєкції зміни клімату для сценарію A1B, який належить до першої групи і передбачає зростання кількості населення до

середини XXI ст. з подальшим зменшенням, кількість викидів – середня між сценаріями B1 і A2 та збалансоване використання викопних та відновлюваних джерел енергії. За своїми характеристиками сценарій SRES A1B відповідає сценарію RCP6.0 запропонованому у П'ятій Оціночній доповіді МГЕЗК [2,7]. Кліматичні прогнози, що відповідають сценаріям, прийнято називати «сценарними проєкціями», оскільки вони орієнтовані на певний сценарій впливу на кліматичну систему і тому являються його проєкцією. На відміну від прогнозів, що базуються на фактичних даних, сценарні прогнози є умовними, оскільки невідомо за яким сценарієм буде розвиватись людство.

Обчислення проєкцій зміни кліматичних характеристик та екстремальних погодних умов північно-чорноморського регіону України на період 2021-2050 рр. відносно сучасного кліматичного періоду (1981-2010 рр.) здійснювали за даними регіональної кліматичної моделі REMO, ініційованої розрахунком глобальної моделі ECHAM5. Ця модель має найменші абсолютні та середньоквадратичні похибки як для температури, так і для опадів в Україні і може використовуватись для аналізу та оцінки можливої зміни клімату в регіоні. Розрахункові дані отримані в рамках Європейського проекту FP-6 ENSEMBLES з роздільною здатністю 25 км [8]. Оцінку очікуваної зміни середніх та середніх екстремальних багаторічних значень кліматичних характеристик у 2021-2050 рр. щодо 1981-2010 рр. здійснювали за критерієм Стьюдента (t -критерій), який дозволяє виявити різницю середніх значень параметрів двох періодів. Для оцінки частки невизначеності зміни метеорологічної величини чи показника використовували критерії рекомендовані МГЕЗК [7].

3. АНАЛІЗ ОДЕРЖАНИХ РЕЗУЛЬТАТІВ

Протягом останніх десятиріч в Україні відмічається тенденція до суттєвого збільшення кількості лісових пожеж та їх площі, що значною мірою зумовлено зміною клімату. Так за останні 30 років (1981-2010 рр.) річна кількість лісових пожеж в країні зросла у 2,6 рази. Північно-чорноморський регіон України належить до територій що є найбільш вразливими. Лише у 2007 р. у Херсонській області та АР Крим 95 % лісів були пройдені лісовими пожежами різної інтенсивності [9].

Аналіз зв'язку погодних умов та пожежонебезпечності лісів північно-чорноморського

регіону України, зокрема Херсонської області, підтвердив наявність безпосереднього впливу кліматичних факторів на кількість та площу лісових пожеж в регіоні (табл. 1, 2). Проведені дослідження показали, що вони значною мірою залежать від термічного режиму, режиму зволоження та вітру, при цьому вплив температури повітря є визначальним. Встановлено, що найбільше він позначається на площі пожеж і значно менше на їх кількості (табл. 1, 2).

Протягом 1996-2013 рр. у Херсонській області за рік спостерігалось у середньому біля 200 випадків лісових пожеж. Виявлено що їх кількість найбільше залежить від температури повітря у жовтні та вересні ($r = 0,60-0,45$): чим вищою є середня, мінімальна та максимальна температура повітря у цей період, тим більша кількість пожеж може виникнути в регіоні (табл. 1). При цьому, як свідчать дані регресійного аналізу, збільшення середньої за місяць температури повітря на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ зумовлює зростання річної кількості лісових пожеж майже на 20 %. Як видно із таблиці 1 на збільшення повторюваності лісових пожеж також суттєво впливає ($r = 0,4$) максимальна тривалість спекотного періоду, кількість днів без опадів, середня швидкість вітру та кількість днів з грозою. Чим більшого значення набувають ці фактори, тим більш ймовірним є переростання загорання підстилки у повноцінну лісову пожежу. Встановлено що збільшення на 10 днів кількості днів без дощу може привести до росту річної

кількості пожеж майже на 20 %. Їх кількість може також зрости на 13 % при збільшенні на 10 днів максимальної тривалості періоду з $T_{\text{макс}}$ за добу $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ і вище та кількості днів з грозою, зростанні на 5 м/с максимальної за добу швидкості вітру.

Наявність достатньої кількості вологи в атмосфері, особливо влітку, сприяє зменшенню повторюваності лісових пожеж. Як видно із таблиці 1, чим більше опадів випадає влітку, особливо у липні, та й в цілому за рік та менший вологовміст має атмосфера, тим менша кількість пожеж відмічається у північно-чорноморському регіоні України. Для кількості опадів характерна велика неоднорідність і мінливість у часі. За рекомендацією Всесвітньої метеорологічної організації суттєвою вважається їх зміна на 20 % і більше. Як показав аналіз, зростання на 20 % кількості опадів за рік, зокрема протягом пожежонебезпечного періоду, може привести до зменшення кількості лісових пожеж в регіоні на 18 та 11 %, відповідно, а збільшення середньої за рік відносної вологості на 10 % може зумовити зменшення кількості пожеж майже на 40 % (табл. 1).

На відміну від кількості пожеж, їх площа на півночі Чорноморського регіону, як видно із таблиці 2, найбільше залежить від максимальної тривалості спекотного періоду, кількості днів зі спекою та атмосферною посухою ($r = 0,76-0,60$). У період 1996-2013 рр. середня за рік

Таблиця 1 – Залежність кількості лісових пожеж (y) за рік від метеорологічних умов(x) у Херсонській області

Метеорологічний параметр	Кореляція			Регресія
	$r(x,y)$	t	p	
середня температура жовтня	0,60	3,0	0,008	$y = 42,1x - 257$
максимальна температура жовтня	0,59	2,9	0,010	$y = 36,9x - 367$
мінімальна температура жовтня	0,55	2,7	0,017	$y = 39,1x - 67$
мінімальна температура вересня	0,58	2,8	0,012	$y = 45,5x - 354$
середня температура вересня	0,53	2,5	0,022	$y = 37,4x - 438$
максимальна температура вересня	0,45	2,0	0,061	$y = 24,9x - 355$
кількість днів без опадів	0,44	1,9	0,079	$y = 4,1x - 104,3$
макс. тривал. періоду з $^1T_{\text{макс}} \geq 25\text{ }^{\circ}\text{C}$	0,40	1,8	0,096	$y = 2,5x + 187$
число днів з грозою	0,40	1,8	0,096	$y = 2,5x + 100$
максимальна за добу швидкість вітру	0,39	1,7	0,113	$y = 5,1x + 142$
середня за рік температура	0,25	1,0	0,312	$y = 34,3x - 167$
середня за літо температура	0,23	0,9	0,367	$y = 21,9x - 293$
кількість опадів у липні	-0,40	-1,7	0,104	$y = -1,4x + 270$
кількість опадів за рік	-0,40	-1,8	0,098	$y = -0,4x + 397$
середня за рік відносна волога	-0,41	-1,8	0,092	$y = -7,9x + 709$
кількість опадів за літо	-0,47	-2,1	0,051	$y = -0,9x + 328$

$^1T_{\text{макс}}$ – максимальна за добу приземна температура повітря; $r(x,y)$ - коефіцієнт кореляції; t - коефіцієнт Стюдента; p – значимість коефіцієнту кореляції

Таблиця 2 – Залежність середньої за рік площі лісової пожежі (y) від метеорологічних умов (x) у Херсонській області

Метеорологічний параметр	Кореляція			Рівняння регресії
	$r(x,y)$	t	значимість, p	
максимальна тривалість періоду з $T_{\max} \geq 25$ °C	0,76	4,7	0,000	$y = 0,2x - 7,3$
кількість днів з $T_{\max} \geq 30$ °C	0,68	3,7	0,002	$y = 0,25x - 6,0$
кількість днів з $T_{\max} \geq 25$ °C	0,60	3,0	0,008	$y = 0,2x - 13,2$
середня за літо максимальна температура	0,61	3,1	0,007	$y = 2,5x - 67$
середня за літо температура	0,59	2,9	0,011	$y = 2,9x - 62$
середня за літо мінімальна температура	0,52	2,5	0,026	$y = 3,1x - 51$
середня температура жовтня	0,58	2,8	0,012	$y = 2,0x - 19$
мінімальна температура жовтня	0,55	2,7	0,017	$y = 2,0x - 10,7$
максимальна температура жовтня	0,55	2,6	0,018	$y = 1,7x - 23,7$
кількість днів з атмосферною посухою ($T_{\max} \geq 25$ °C і $U \leq 50$ %)	0,60	3,0	0,008	$y = 0,4x - 2,9$
середня за рік максимальна температура	0,55	2,6	0,019	$y = 3,4x - 50$
середня за рік температура	0,51	2,4	0,030	$y = 3,5x - 35$
середня за рік мінімальна температура	0,44	1,9	0,070	$y = 3,0x - 17$
середня за весну максимальна температура	0,50	2,3	0,034	$y = 2,6x - 37$
середня за весну температура	0,45	2,0	0,062	$y = 2,8x - 29$
кількість днів з туманом	-0,39	-1,7	0,109	$y = -0,24x + 12$
кількість опадів за літо	-0,41	-1,8	0,094	$y = -0,04x + 8,4$
кількість опадів у липні	-0,41	-1,8	0,088	$y = -0,07x + 6,4$
середня за рік відносна волога	-0,58	-2,9	0,011	$y = -0,6x + 39$

* T_{\max} – максимальна за добу приземна температура повітря, ** U – відносна вологість. $r(x,y)$ – коефіцієнт кореляції; t – коефіцієнт Стьюдента;

площа лісової пожежі на Херсонщині становила 3,1 га. Встановлено, що збільшення на 10 днів тривалості посухи та максимальної тривалості періоду з $T_{\max} \geq 25$ °C призводить до зростання середньої площі пожежі на 130 та 65 %, відповідно. Ріст на 10 днів кількості спекотних днів, коли максимальна за добу температура повітря перевищує 25 і 30 °C, може зумовити збільшення площі пожежі відповідно на 60 і 80 %.

Як видно із таблиці 2, на площу лісової пожежі також суттєво впливає середня, мінімальна та максимальна температура повітря літа, весни та в цілому за рік ($r = 0,61-0,45$). Так, ріст середньої за рік та літо температури повітря на 1 °C може зумовити збільшення середньої площі пожежі майже на 110 та 90 % відповідно. Як і кількість пожеж, їх площа у Херсонській області також залежить від температури повітря у жовтні, проте цей вплив дещо менший. Наявність достатньої кількості вологи в атмосфері сприяє також зменшенню середньої площі пожежі, яка суттєво залежить від величини відносної вологості, кількості опадів за літо (особливо у липні) та кількості днів з туманом. Встановлено, що збільшення на 20 % кількості опадів за рік та літо може зменшити середню площу пожежі на 32 та 20 % відповідно.

Протягом останніх десятиріч клімат у північно-чорноморському регіоні України суттєво змінюється. Аналіз зміни величини середньої за рік приземної температури повітря та її аномалії відносно кліматичної норми в Херсонській області у 1961-2013 рр. показав, що їх значення протягом вказаного періоду дуже ймовірно збільшувались 0,3 °C / 10 років (рис. 1, табл. 3). Середня за рік температура повітря в області у сучасний кліматичний період (1981-2013 рр.) суттєво підвищилась відносно кліматичної норми (1961-1990 рр.). Цей ріст не викликає сумнівів ($p = 0,002$), становить 0,8 °C і відповідає тим тенденціям, що спостерігались у цей період у середньому в Україні. Додатний тренд температури повітря в Херсонській області відмічається в усі сезони. Встановлено, що найбільший внесок у зміну річної температури в регіоні має літній сезон: практично не викликає сумнівів підвищення середньої за літо температури повітря на 1,3 °C у сучасний кліматичний період щодо кліматичної норми. При цьому найсуттєвіше підвищилась температура повітря у липні та серпні (1,5 та 1,4 °C відповідно).

Дуже ймовірне підвищення температури весною (0,9 °C) з максимумом у березні (1,3 °C) та ймовірне взимку і восени (0,7 та 0,5 °C, відповідно).

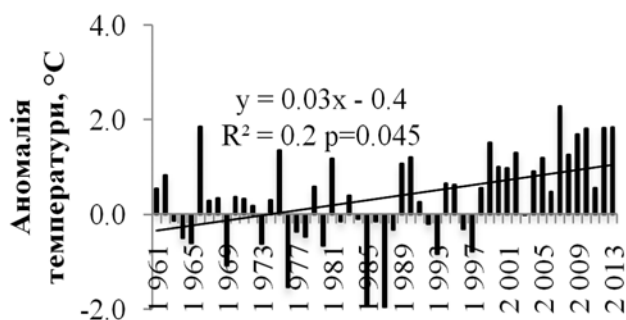


Рис. 1 – Зміна середньої за рік аномалії температури повітря у Херсонській області

Проте у листопаді та грудні зміна температури повітря на Херсонщині малоімовірна (рис. 1, табл. 3). Ріст середньої за рік та місяць приземної температури повітря у Херсонській області зумовлений збільшенням максимальної та мінімальної температури повітря впродовж усього року. Ці зміни практично не викликають сумнівів. За останні двадцять три роки середня за рік максимальна і мінімальна температура в регіоні виросли на 0,8 та 0,7 °C відносно кліматичної норми (рис. 2). До того ж найбільший їх ріст відмічається влітку – 1,4 та 1,2 °C, відповідно, з максимумом у липні (1,8 та 1,3 °C). Суттєво виросла максимальна температура на Херсонщині і весною – 0,8 °C, особливо у березні – 1,2 °C. На відміну від максимальної температури, для мінімальної характерне значне її підвищення взимку –0,8 °C. Несуттєво змінилась максимальна температура восени і мінімальна весною (0,3 та 0,4 °C, відповідно). Встановлено, що значне зростання максимальної і, особливо, мінімальної температури повітря у холодний період року зумовило зменшення кількості морозних днів ($T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$) та дуже ймовірно збільшення кількості днів без морозу в холодний період (майже на тиждень за десять років).

Ймовірно зменшилась також кількість днів з мінімальною температурою нижче -10°C , проте зміна числа днів з температурою нижче -15°C – дуже малоімовірна (табл. 4).

Практично не викликає сумнівів, що підвищення температури повітря на Херсонщині зумовило також збільшення майже на тиждень тривалості теплої періоду, періоду вегетації морозостійких і, особливо, теплолюбивих культур, кількості літніх днів. Ріст максимальної температури, зумовив збільшення числа спекотних днів, коли максимальна температура повітря перевищувала 20, 25 і 30 °C. При цьому найінтенсивніший ріст, характерний для кількості днів з температурою вище 20 та 30 °C (біля 10 днів за 10 років).

Для цих градацій також характерний суттєвий

ріст середньої максимальної за місяць тривалості періоду з такою температурою та кількості таких періодів (табл. 4). Зміна кількості опадів, що випадають в регіоні за рік та сезон дуже малоімовірна. До того ж відмічено деяке їх збільшення восени, особливо у жовтні (майже на 20 %) та зменшення зимою, переважно у грудні та січні (рис. 2). Як показали попередні дослідження, ріст температури повітря у теплий період в Україні супроводжується ростом вологовмісту тропосфери. Такі зміни зумовили зростання конвективно доступної потенційної енергії атмосфери, швидкості висхідних потоків, підвищення рівня конденсації та рівня конвекції і привели до збільшення нестійкості атмосфери та інтенсивності конвекції [1].

Внаслідок таких змін у Херсонській області зросла повторюваність та інтенсивність конвективних явищ погоди, зливова складова опадів. Практично не викликає сумнівів збільшення числа днів з грозою та зливою, хоча кількість днів з градом та шквалом не змінилась протягом останніх трьох десятиріч (рис. 3). Підвищення температури повітря, що супроводжується зменшенням відносної вологості біля земної поверхні, та нерівномірний розподіл опадів, які мають зливовий, локальний характер у теплий період і не забезпечують ефективне накопичення вологи в ґрунті, зумовило збільшення кількості та інтенсивності посушливих явищ і зростання пожежної небезпеки в регіоні (рис. 2, 3). Практично не викликає сумнівів збільшення числа днів з атмосферною посухою на Херсонщині протягом останніх десятиріч (рис. 2). В свою чергу, зростання зливної складової опадів, які є дуже локальними, привели до того, що згідно наявних статистичних даних, в різних частинах регіону одночасно можуть спостерігатися сильні зливи і лісові пожежі. За таких умов, при недостатній кількості метеорологічних станцій неможливо правильно оцінити і спрогнозувати ступінь пожежної небезпеки з використанням прийнятої в Україні методології оцінки і прогнозу природної пожежної небезпеки за метеорологічними умовами.

Як показали дослідження, не для всіх явищ погоди у північно-чорноморському регіоні України характерна тенденція до зростання їх повторюваності та інтенсивності. Так, практично не викликає сумнівів зменшення як середньої, так і максимальної швидкості вітру протягом усього року, що зумовило зменшення кількості явищ погоди пов'язаних з вітром, зокрема хуртовин. Зменшилось також число днів з туманом. Кількість днів з росою на Херсонщині за останні десятиріччя не змінилась (рис. 3).

Таблиця 3 – Оцінка зміни середніх за місяць, сезон, рік значень приземної температури повітря у 1961-1990, 1991-2013 рр.

Місяць, сезон, рік	Середня температура, °С		Зміна T, °С	Значи- мість, p	Ймовірнісна оцінка зміни
	1961-1990	1991-2013			
січень	-2,7	-1,4	1,4	0,097	дуже ймовірно
лютий	-1,8	-1,0	0,8	0,361	приблизно так само ймовірно, як і ні
березень	2,3	3,5	1,2	0,058	дуже ймовірно
квітень	9,7	10,2	0,5	0,284	ймовірно
травень	16,0	16,6	0,6	0,183	ймовірно
червень	20,2	21,1	0,9	0,026	дуже ймовірно
липень	22,4	23,9	1,5	0,000	практично не викликає сумнівів
серпень	21,7	23,1	1,4	0,000	практично не викликає сумнівів
вересень	16,8	17,3	0,4	0,261	ймовірно
жовтень	10,3	11,1	0,9	0,058	дуже ймовірно
листопад	4,8	5,0	0,1	0,832	малоймовірно
грудень	19,6	20,2	0,6	0,731	малоймовірно
зима	5,0	5,9	0,9	0,190	ймовірно
весна	9,3	10,1	0,8	0,034	дуже ймовірно
літо	21,4	22,7	1,3	0,000	практично не викликає сумнівів
осінь	10,6	11,1	0,5	0,133	ймовірно
рік	10,0	10,8	0,8	0,002	практично не викликає сумнівів

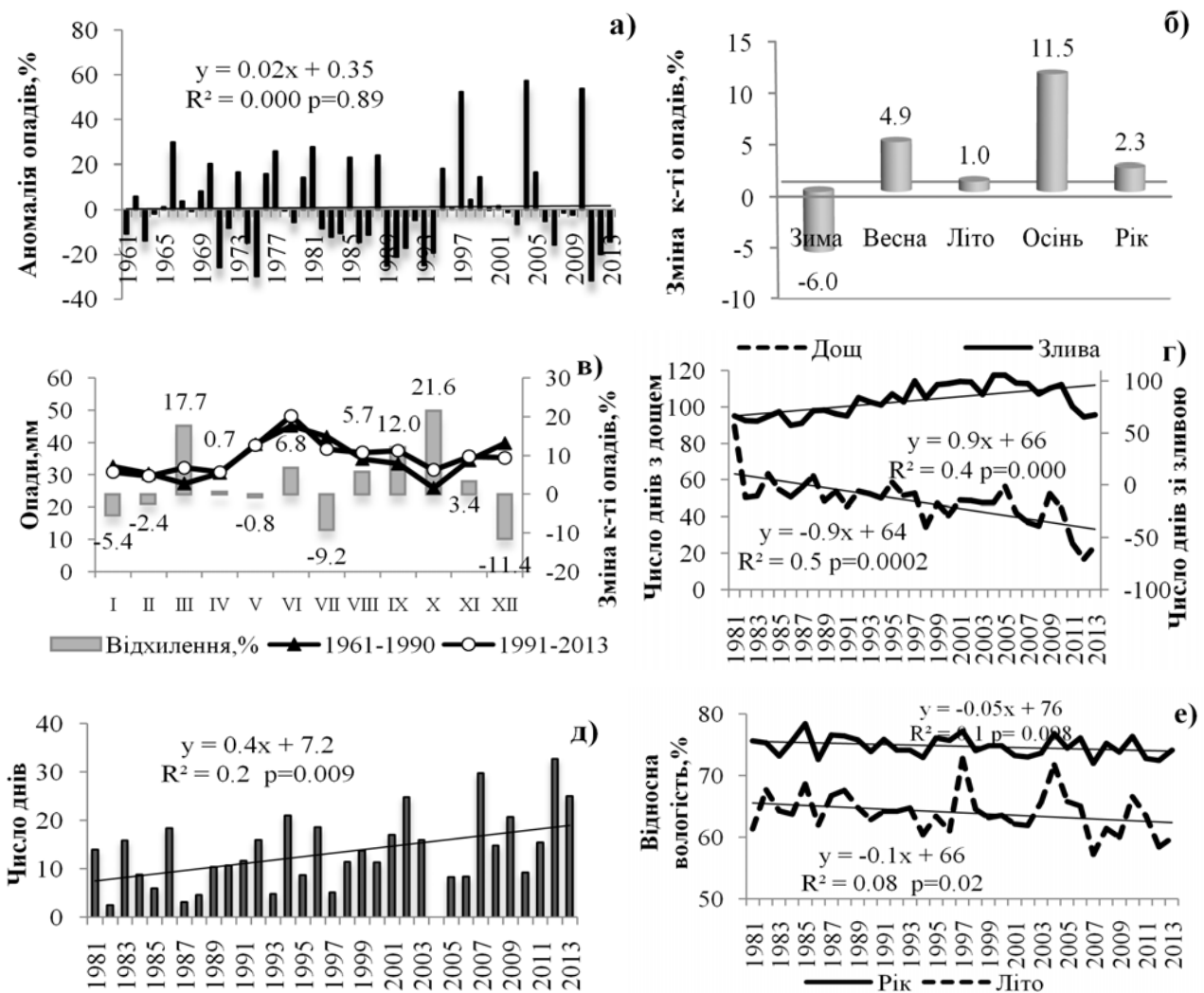


Рис. 2 – Зміна режиму зволоження у Херсонській області: аномалії кількості опадів за рік(а); сезон (б); місяць (в); кількості днів з дощем та зливою (г); атмосферною посухою (д); середньої за добу відносної вологості (е)

Таблиця 4 – Зміна тривалості теплового, літнього, вегетативного періодів та екстремальних погодних умов, пов'язаних з температурою повітря у Херсонській області (1981-2013 рр.)

Параметр	Рівняння тренду	R^2	Значимість, p	Ймовірнісна оцінка зміни
тривалість теплового періоду, $T_{сер} > 0$	$y = 0,8x + 290$	0,169	0,019	дуже ймовірно
тривалість періоду вегетації холоднлюбивих культур, $T_{сер} \geq 5 \text{ }^\circ\text{C}$	$y = 0,9x + 225$	0,241	0,004	практично не викликає сумнівів
тривалість періоду вегетації холоднлюбивих культур, $T_{сер} \geq 10 \text{ }^\circ\text{C}$	$y = 0,7x + 175$	0,269	0,002	практично не викликає сумнівів
тривалість літнього періоду, $T_{сер} \geq 15 \text{ }^\circ\text{C}$	$y = 0,5x + 129$	0,093	0,084	дуже ймовірно
сумарна тривалість спекотного періоду з $T_{макс} \geq 20 \text{ }^\circ\text{C}$	$y = 1,1x + 62,83$	0,395	0,000	практично не викликає сумнівів
сумарна тривалість спекотного періоду з $T_{макс} \geq 25 \text{ }^\circ\text{C}$	$y = 0,9x + 72,9$	0,301	0,001	практично не викликає сумнівів
макс. тривалість періоду з $T_{макс} \geq 25 \text{ }^\circ\text{C}$	$y = 0,3x + 3,2$	0,300	0,009	практично не викликає сумнівів
кількість періодів з $T_{макс} \geq 25 \text{ }^\circ\text{C}$	$y = 0,14x + 2,6$	0,260	0,003	практично не викликає сумнівів
сумарна тривалість спекотного періоду з $T_{макс} \geq 30 \text{ }^\circ\text{C}$	$y = 0,9x + 16$	0,354	0,000	практично не викликає сумнівів
сумарна тривалість морозного періоду з $T_{мін} \leq -10 \text{ }^\circ\text{C}$	$y = -0,26x + 18,5$	0,054	0,190	ймовірно
сумарна тривалість морозного періоду з $T_{мін} \leq -15 \text{ }^\circ\text{C}$	$y = 0,006x + 0,9$	0,001	0,862	малоймовірно
сумарна тривалість морозного періоду $T_{мін} < 0 \text{ }^\circ\text{C}$	$y = -0,8x + 102,0$	0,2	0,016	дуже ймовірно
тривалість безморозного періоду в холодне півріччя, $T_{мін} \geq 0 \text{ }^\circ\text{C}$	$y = 0,54x + 144,2$	0,1	0,094	дуже ймовірно

* $T_{макс}$, ** $T_{сер}$, *** $T_{мін}$ – максимальна, середня та мінімальна за добу приземна температура повітря

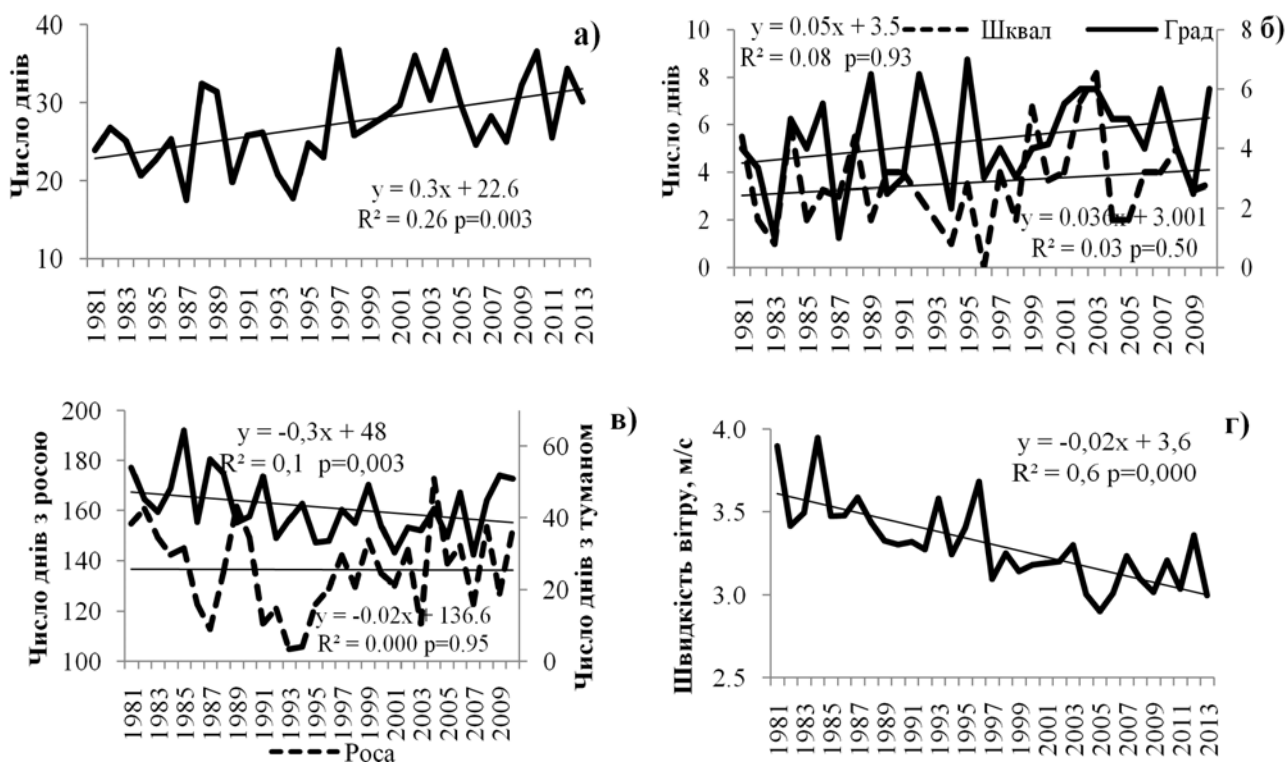


Рис. 3– Зміна повторюваності та інтенсивності атмосферних явищ погоди: кількість днів з грозою (а); градом та шквалом (б); росою та туманом (в); середня за добу швидкість вітру(г)

Проекції зміни кліматичних умов північно-чорноморського регіону України до середини XXI ст.

Проведена оцінка можливої зміни клімату до середини XXI ст. на півночі Чорноморського регіону України показала, що при сценарію SRES A1B у Херсонській області можна очікувати подальше підвищення температури повітря. Практично не викликає сумнівів, що середня, максимальна та мінімальна за рік та сезон приземна температура в регіоні збільшиться порівняно з 1981-2010 рр. Найбільший ріст можливий взимку та восени. При цьому ріст мінімальної температури взимку буде більшим ніж максимальної (1,4 та 1,1 °C, відповідно). Найбільш суттєво може підвищитись екстремальна температура у лютому (мінімальна на 2,1 °C, а максимальна на 1,7 °C). Середня за місяць екстремальна температура повітря восени може вирости на 1,3 °C, влітку – на 0,9 - 1,0 °C, а весною – на 0,6 - 0,7 °C. Найбільші зміни (1,9 та 1,7 °C) можна очікувати у жовтні. Ймовірно до середини XXI ст. збільшиться мінімальна температура і в грудні (на 1,1 °C), хоча протягом останніх двох десятиріч вона не змінювалась, а в деяких районах області відмічалась тенденція до її зниження (табл. 5). Проведений аналіз залежності кількості випадків та площі лісових пожеж від метеорологічних умов у Херсонській області та їх можливих змін до середини XXI ст. показав, що підвищення середньої за рік та за літо температури повітря на 1 °C може зумовити збільшення середньої за рік площі пожежі

майже на 110 % та 95 %, відповідно, до того ж їх кількість може зрости на 20 і 10 % при умові збереження поточної динаміки джерел вогню в регіоні. Як зазначалось вище, на кількість лісових пожеж у регіоні суттєво впливає і температура повітря у жовтні. Очікуване підвищення середньої температури жовтня на 1,9 °C може привести до зростання кількості лісових пожеж майже на 40 %, а їх середня площа може збільшитись в 1,3 рази.

Суттєве підвищення мінімальної і максимальної температури повітря у Херсонській області може привести до значного (майже на два тижні), зменшення числа днів з морозом у холодний період. Практично не викликає сумнівів той факт, що сильних морозів з температурою повітря нижче - 10 °C у середині XXI ст. буде на тиждень менше. Ймовірно зменшиться і кількість днів з морозом - 20 °C та нижче, проте кількість днів з сильними морозами зміниться несуттєво. Періоди з екстремально-холодною температурою відмічатимуться і в середині XXI ст., але їхні негативні наслідки можуть бути більш значними, оскільки хвилі холоду спостерігатимуться на фоні більш високої температури (табл. 6). Такі короткочасні вторгнення холодного повітря можуть завдати значної шкоди лісовим масивам області, оскільки за наявності високої температури повітря, їх вегетативний період у цей час ще продовжуватиметься. Пошкоджені сильним морозом дерева і кущі будуть вразливі до шкідників та інших несприятливих погодних умов і, зрештою, загинуть,

Таблиця 5 – Середні багаторічні значення середньої, мінімальної та максимальної приземної температури повітря за місяць, сезон, рік у 1981-2010 рр. та проекції їх зміни, значимість цих змін (p^*) та можливі значення у 2021-2050 рр.

Місяць, сезон, рік	Середня температура			Мінімальна температура			Максимальна температура					
	1981-2010	відхилення		2021-2050	1981-2010	відхилення		2021-2050	1981-2010	відхилення		2021-2050
		°C	p^*			°C	p^*			°C	p^*	
січень	-1,4	1,2	0,030	-0,2	-4,0	1,2	0,035	-2,8	1,5	1,2	0,027	2,7
лютий	-1,2	1,4	0,028	0,2	-4,1	1,4	0,028	-2,7	2,2	1,3	0,038	3,6
березень	3,1	1,1	0,005	4,2	-0,2	1,1	0,005	0,8	7,2	1,0	0,013	8,3
квітень	9,9	0,6	0,009	10,5	5,3	0,8	0,009	6,1	15,0	0,5	0,077	15,5
травень	16,1	0,8	0,005	16,9	10,8	0,7	0,000	11,5	21,7	0,9	0,016	22,6
червень	20,6	1,0	0,000	21,6	15,4	1,1	0,001	16,5	26,1	1,0	0,011	27,1
липень	23,3	0,9	0,016	24,1	17,7	0,9	0,001	18,6	29,0	0,8	0,085	29,8
серпень	22,6	1,2	0,006	23,9	16,9	1,3	0,000	18,2	28,5	1,2	0,021	29,7
вересень	17,1	1,4	0,001	18,5	12,1	1,5	0,000	13,6	22,6	1,3	0,007	23,9
жовтень	10,8	1,9	0,000	12,8	6,7	2,0	0,014	8,7	15,6	2,0	0,000	17,5
листопад	4,5	1,1	0,013	5,6	1,6	1,0	0,006	2,6	7,9	1,1	0,014	9,0
грудень	0,2	1,7	0,003	1,9	-2,3	1,6	0,001	-0,7	2,9	1,7	0,003	4,7
зима	-0,8	1,4	0,001	0,6	-3,4	1,3	0,000	-2,1	2,2	1,4	0,001	3,6
весна	9,7	0,8	0,000	10,5	5,3	0,8	0,000	6,2	14,6	0,8	0,001	15,4
літо	22,2	1,0	0,000	23,2	16,7	1,1	0,000	17,8	27,9	1,0	0,006	28,9
осінь	10,8	1,5	0,000	12,3	6,8	1,5	0,000	8,3	15,3	1,5	0,000	16,8
рік	10,5	1,0	0,000	11,5	6,3	1,0	0,035	7,4	15,0	1,0	0,000	16,0

створивши сприятливі умови для виникнення і поширення пожеж.

Практично не викликає сумнівів, що на півночі Чорноморського регіону України до середини ХХІ ст. може збільшитись тривалість теплового періоду. Порівняно з сучасним кліматичним періодом він може стати довшим майже на 10 днів. Також практично не викликає сумнівів збільшення тривалості літа (+14,2 дні), тривалості періоду вегетації морозостійких і теплолюбивих культур (+18,9 та +15,4 дні, відповідно). Майже на два тижні в області може вирости і число днів з максимальною температурою повітря вище 20 та 25 °С. Найбільші зміни очікуються у серпні та червні (табл. 6).

Ймовірно, що кількість опадів за рік у Херсонській області збільшиться до середини ХХІ ст, порівняно з 1981-2010 рр. При цьому дуже ймовірно зросте сума опадів за зиму і малоімовірний ріст їх кількості восени. Весною та літом збільшення кількості опадів приблизно так само ймовірно як і ні. До середини ХХІ ст. на Херсонщині можливий суттєвий перерозподіл опадів між місяцями: практично не викликає сумнівів збільшення їх кількості у грудні (51 %) та ймовірно – у квітні, вересні і червні (19,3, 16,5 та 15,9 %, відповідно). Зменшення кількості опадів ймовірно у жовтні (біля 15 %) та малоімовірно у серпні (-7 %). В інші місяці кількість опадів зміниться несуттєво (табл. 6, рис. 4).

Таблиця 6 – Проекція зміни тривалості теплового, літнього, вегетативного періодів та екстремальних погодних умов, пов'язаних з температурою повітря

Параметр	Зміна, число днів	Значимість, <i>p</i>	Ймовірнісна оцінка зміни
тривалість теплового періоду, $T_{cp} \geq 0 \text{ }^\circ\text{C}$	10,1	0,001	практично не викликає сумнівів
тривалість вегетативного періоду, $T_{cp} \geq 5 \text{ }^\circ\text{C}$	18,9	0,000	практично не викликає сумнівів
тривалість періоду активної вегетації, $T_{cp} \geq 10 \text{ }^\circ\text{C}$	15,4	0,000	практично не викликає сумнівів
тривалість літнього періоду, $T_{cp} \geq 15 \text{ }^\circ\text{C}$	14,2	0,000	практично не викликає сумнівів
сумарна тривалість спекотного періоду з $T_{макс} \geq 20 \text{ }^\circ\text{C}$	13,1	0,000	практично не викликає сумнівів
сумарна тривалість спекотного періоду з $T_{макс} \geq 25 \text{ }^\circ\text{C}$	12,6	0,003	практично не викликає сумнівів
кількість днів з морозом у холодний період $T_{мін} < 0 \text{ }^\circ\text{C}$	6,8	0,005	практично не викликає сумнівів
сумарна тривалість морозного періоду з $T_{мін} \leq -10 \text{ }^\circ\text{C}$	1,0	0,009	практично не викликає сумнівів

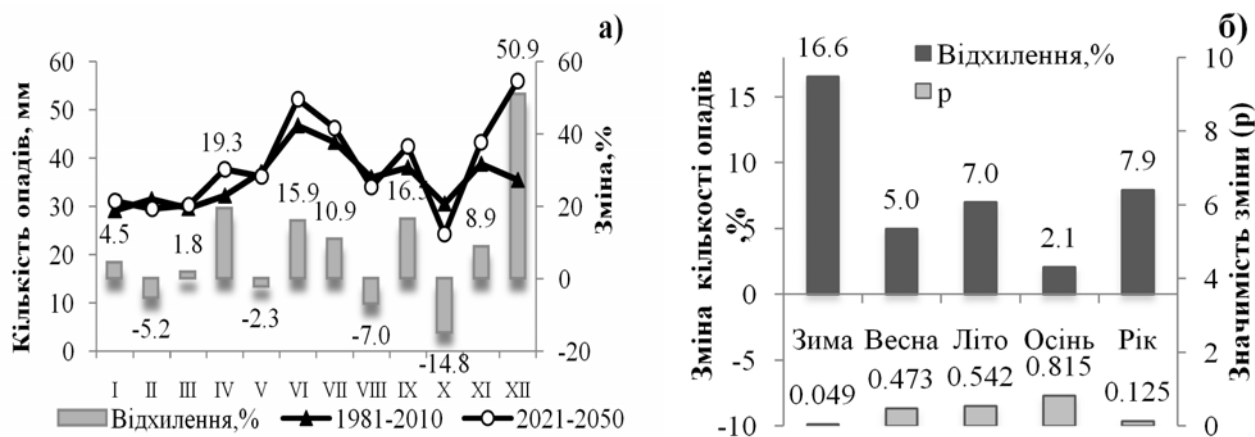


Рис. 4 – Проекції зміни суми опадів у 2021-2050 рр відносно 1981-2010 рр. та значимість цих змін (*p*) : за місяць (а); сезон та рік (б).

Таблиця 7 – Проекції зміни характеристик режиму зволоження та вітру за місяць, сезон, рік у 2021-2050 рр відносно 1981-2010 рр. та значимість цих змін (*p*)

Місяць, сезон, рік	Кількість опадів за місяць		Кількість днів з опадами ≥ 15 мм/добу		Кількість днів з опадами ≤ 3мм/добу		Макс трив.періоду з опадами ≤ 3 мм/добу		Максимальна за добу швидкість вітру	
	зміна		зміна		зміна		зміна		зміна	
	%	<i>p</i>	%	<i>p</i>	%	<i>p</i>	%	<i>p</i>	%	<i>p</i>
січень	4,5	0,705	-0,3	0,627	-1,0	0,049	14,3	0,502	-3,5	0,361
лютий	-5,2	0,608	-41,4	0,165	1,5	0,394	4,9	0,639	-1,0	0,772
березень	1,8	0,880	52,7	0,466	-0,1	0,982	0,7	0,949	-0,4	0,914
квітень	19,3	0,170	230,7	0,013	-1,4	0,432	-4,1	0,702	0,8	0,804
травень	-2,3	0,840	17,5	0,768	0,6	0,783	12,5	0,270	-1,6	0,559
червень	15,9	0,330	90,3	0,116	-0,6	0,889	-12,9	0,318	-4,0	0,098
липень	10,9	0,622	9,2	0,655	-1,2	0,387	28,2	0,094	-1,8	0,439
серпень	-7,0	0,742	-9,9	0,738	0,8	0,681	-18,6	0,168	2,6	0,281
вересень	16,5	0,387	8,4	0,854	-2,3	0,110	15,2	0,268	2,2	0,419
жовтень	-14,8	0,312	-18,0	0,439	2,5	0,185	-1,8	0,893	-8,7	0,005
листопад	8,9	0,536	32,8	0,465	-1,1	0,784	14,0	0,288	5,7	0,128
грудень	50,9	0,001	283,8	0,013	-7,8	0,001	-11,8	0,311	6,3	0,104
зима	16,6	0,049	46,0	0,269	-2,6	0,048	1,8	0,775	0,5	0,816
весна	5,0	0,473	64,0	0,042	-0,3	0,787	2,5	0,690	-0,4	0,823
літо	7,0	0,542	24,1	0,349	-0,3	0,931	-3,8	0,641	-1,1	0,435
осінь	2,1	0,815	6,6	0,869	-0,3	0,909	8,4	0,335	-0,3	0,871
рік	7,9	0,125	28,4	0,078	-0,8	0,280	2,3	0,443	-2,2	0,770

До середини XXI століття у Херсонській області можна очікувати збільшення інтенсивності опадів – число днів з сильними опадами 15 мм за добу і більше дуже ймовірно зросте майже на 30%. Кількість днів без опадів та з незначною кількістю опадів (≤3 мм за добу) до середини XXI століття на Херсонщині дуже ймовірно зменшиться, переважно за рахунок зимових місяців, проте максимальна тривалість бездощового періоду зросте. Дуже ймовірно збільшення максимальної тривалості бездощового періоду у липні, ймовірно у травні, вересні та жовтні. До того ж можна очікувати що у серпні, квітні та грудні він, ймовірно, зменшиться (табл. 7).

Зміна максимальної за добу швидкості вітру протягом року та сезону малоімовірна до середини XXI ст. При цьому практично не викликає сумнівів зменшення швидкості вітру у жовтні та дуже ймовірно у червні. Посилення максимальної за добу швидкості вітру ймовірно у листопаді, грудні та серпні. В інші місяці зміна швидкості вітру на Херсонщині буде несуттєвою (табл. 7).

4. ВИСНОВКИ

Протягом останніх десятиріч у Херсонській області суттєво змінився стан кліматичної системи: термічний режим, режим зволоження, вітру, повторюваність екстремальних і небезпечних явищ

погоди. До середини XXI ст. при збалансованому розвитку суспільства (сценарій A1B) в області можна очікувати подальше підвищення як середньої, так і максимальної та мінімальної температури протягом усього року, при цьому найбільші зміни можливі зимою та восени. Значний ріст температури повітря у перехідні сезони може зумовити збільшення тривалості теплового періоду та літнього сезону. Суттєво може збільшитись тривалість періоду вегетації морозостійких та теплолюбивих культур. Цей ріст буде відбуватись в основному за рахунок продовження періоду активної вегетації восени, хоча розвиток рослин може починатись також раніше. Суттєве підвищення як мінімальної так і максимальної температури у теплий період може привести до збільшення інтенсивності конвективних процесів і як наслідок до зростання кількості та інтенсивності гроз. У Херсонській області також можна очікувати збільшення числа спекотних днів з температурою більше 20 та 25 °C та тривалості спекотного періоду. Оскільки ці процеси супроводжуватимуться ростом тривалості бездощового періоду, то такі зміни суттєво вплинуть на зростання пожежної небезпеки – кількість пожеж та їх площа до середини XXI ст на Херсонщині може суттєво збільшитись.

Перспектива подальшого дослідження полягає в оцінці ризиків природної пожежної небезпеки усіх

регіонів України щодо зміни клімату при різних кліматичних сценаріях.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Изменение климата, 2007г.:Обобщающий доклад. Вклад рабочих групп I, II и III в Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата / под ред. Пачаури Р. К., Райзингер А. и др. Швейцария: МГЭИК, 2007. 104 с.
2. Леса и изменение климата в Восточной Европе и Центральной Азии / под ред. проф. Чаба Матиаша. Рим, 2010. 209 с.
3. Мохов И. И., Чернокульский А. В., Школьник И. М. Региональные модельные оценки пожароопасности при глобальных изменениях климата // Доклады Академии Наук, 2006, Т. 411А, № 6, С. 1-5.
4. Пятое национальное сообщение Украины по вопросам изменения климата подготовленное на выполнение статей 4 и 12 Рамочной конвенции ООН об изменении климата и статьи 7 Киотского протокола. Киев, 2009. 367 с. URL: http://unfccc.int/resource/docs/natc/ukr_nc5.pdf
5. Ходаков В. Е., Жарикова М. В. Лесные пожары: методы исследования. Херсон: Гринь Д.С., 2011. 470 с.
6. Шестое национальное сообщение Украины по вопросам изменения климата подготовленное на выполнение статей 4 и 12 Рамочной конвенции ООН об изменении климата и статьи 7 Киотского протокола. Киев, 2012. 342 с. URL: http://unfccc.int/files/national_reports
7. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. IPCC Working Group I Contribution to AR5: Approved Summary for Policymakers*. URL: <http://www.climate2013.org/spm>.
8. *ENSEMBLES Final Report: Ensembles data archives*. URL: <http://ensembles-eu.metoffice.com>
9. Zibtsev S. Ukraine forest fire report 2010. *International Forest Fire News (IFFN)*, 2010, no. 40, pp. 61–75.

REFERENCES

1. Pachauri R. K., Rayzinger A., etc. (Eds). *Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Switzerland: IPCC, 2007. 104 p. (In Russian)
2. Chaba Matiasha (Ed.). *Lesy i izmenenie klimata v Vostochnoy Evrope i Tsentral'noy Azii* [Forest and Climate Change in Eastern Europe and Central Asia]. Rim, 2010. 209 p.
3. Mokhov I. I., Chernokul'skiy A. V., Shkol'nik I. M. Regional model assessments of fire risk at the global climate. *Doklady Akademii Nauk – Acad. of Science Reports*, 2006, vol. 411A, no. 6, pp. 1-5. (In Russian)
4. *Ukraine's Fifth National Communication on Climate Change prepared for execution of articles 4 and 12 of the UN Framework Convention on Climate Change and Article 7 of the Kyoto Protocol*. Kiev, 2009. 367 p. (In Russian). URL: http://unfccc.int/resource/docs/natc/ukr_nc5.pdf
5. Hodakov V. E., Zharikova M. V. *Lesnye pozhary: metody issledovaniya* [Kherson National Technical University]. Kherson: Grin' D.S., 2011. 470 p.
6. *Ukraine's Sixth National Communication on Climate Change prepared for execution of articles 4 and 12 of the UN Framework Convention on Climate Change and Article 7 of the Kyoto Protocol*. Kiev, 2012. 342 p. (In Russian). URL: http://unfccc.int/files/national_reports
7. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. IPCC Working Group I Contribution to AR5: Approved Summary for Policymakers*. URL: <http://www.climate2013.org/spm>.
8. *ENSEMBLES Final Report: Ensembles data archives*. URL: <http://ensembles-eu.metoffice.com>
9. Zibtsev S. Ukraine forest fire report 2010. *International Forest Fire News (IFFN)*, 2010, no. 40, pp. 61–75.

IMPACT OF CLIMATE CHANGE ON QUANTITY AND AREA OF FOREST FIRES IN THE NORTHERN PART OF THE BLACK SEA REGION OF UKRAINE

V. O. Balabukh¹, Cand. Sci.

S. V. Zibtsev², Prof., Head of Regional Eastern European Fire Monitoring Center

¹Ukrainian Hydrometeorological Institute, Prospekt Nauky 37, 03028 Kyiv, Ukraine, Balabukh@uhmi.org.ua

²National University of Life and Environmental Sciences of Ukraine, General Rodimtsev str., 19, 03041, Kyiv, Ukraine,

The aim of this study consists in assessment of impact of change of thermal regime, air moisture and weather phenomena on quantity and area of forest fires in the northern part of the Black Sea Region of Ukraine, their possible changes and consequences by the middle of XXI century with regard to modern climatic period for SRESA1B scenario and setting of some proportion of uncertainty of these changes.

The study of regional peculiarities of climate change was performed on the basis of daily meteorological observations over the period of 1961-2013 in the context of Kherson region. To assess impact of weather conditions on fire safety data on number of forest fires and their area in the region over 1996-2013 (about 4 000 cases of fire) were used. The study was carried out using regression and correlation analysis. Calculation projections of climate characteristics' change resulting in forest fires was performed for the period of 2021-2050 with relation to modern climatic period (1981-2010) using the data of regional climate model REMO with resolution of 25 km initiated by ECHAM5 global model calculation.

It was found that number and area of forest fires in the northern part of the Black Sea Region

of Ukraine is largely dependent on thermal regime, moisture and wind regime. Influence of temperature appears to be decisive and affects area of fires rather than their number. For example, increase of annual / summer average air temperature by 1°C can lead to increase of average area of fire almost by 110% and 90% respectively and increase of number of days with atmospheric drought and heat (maximum temperature above 30°C) by 10 days can cause increase of average area of fires by 130% and 80%. At the same time air temperature in September and October has a significant impact on number of fires: increase of monthly average air temperature by 1°C can lead to increase of number of fires by 20%.

Climate change analysis conducted in Kherson oblast resulted in finding that over the recent decades the region faced a significant change of thermal regime, moisture and wind regime, recurrence of weather phenomena affecting number and area of forest fires. These changes led to increase of fire risks in the region. Evaluation of possible changes of these characteristics by the middle of the XXI century showed that the under SRES A1B scenario the region might expect further increase of temperature throughout the year, growth of number of hot days and duration of sultry period. Since these processes are accompanied by increase of duration of dry period these changes will significantly affect fire risk increase – number of forest fires and their area by the middle of the XXI century in Kherson region may significantly grow.

Obtained results can be used to develop plans for adaptation to climate change.

Key words: climate change, forest fires, northern part of the Black Sea Region

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА КОЛИЧЕСТВО И ПЛОЩАДЬ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ В СЕВЕРО-ЧОРНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ УКРАИНЫ

В. А. Балабух¹, канд. геогр. наук, ст. науч. сотр.,
зав. отделом синоптической метеорологии

С. В. Зибцев², д-р с.-г. наук, проф.,
дир. Регион. Восточноевропейского центра мониторинга пожаров

¹ Украинский гидрометеорологический институт ГСЧС и НАН Украины,
пр. Наук, 37, 03028, Киев, Украина, Balabukh@uhmi.org.ua

² Национальный университет биоресурсов и природопользования Украины,
ул. Генерала Родимцева, 19, 03041, Киев, Украина

Исследовано влияние климатических факторов на количество и площадь лесных пожаров на севере черноморского региона Украины, на примере Херсонской области. Установлена зависимость количества и площади лесных пожаров от показателей термического режима, режима увлажнения и ветра, при этом доказано что влияние температуры воздуха является определяющим. Исследования показали что это влияние наиболее распространяется на площадь пожаров и менее на их количество. Приведена оценка изменения этих климатических факторов в период с 1961 по 2010 гг., их значимости и достоверности, влияния этих изменений на количество и площадь лесных пожаров в регионе. Определены возможные изменения климатических характеристик и экстремальных погодных условий в Херсонской области к 2021-2050 гг. относительно современного климатического периода (1981-2010 гг.) для сценария SRES A1B и их влияние на лесные пожары.

Ключевые слова: изменения климата; лесные пожары; северо-черноморский регион

Дата першого подання: 03. 10. 2016

Дата надходження остаточної версії: 11. 11. 2016

Дата публікації статті: 24. 11. 2016

УДК 635.5:633.16

**ФОТОСИНТЕТИЧНА ПРОДУКТИВНІСТЬ ЯРОГО ЯЧМЕНЮ
В УМОВАХ ЗМІН КЛІМАТУ****А. М. Польовий**, д-р геогр. наук, акад. АНВШ України, проф.**Л. Ю. Божко**, канд. геогр. наук, доц.**О. А. Барсукова**, канд. геогр. наук, доц.*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, apolevoy@te.net.ua*

Досліджено вплив змін клімату на фотосинтетичну продуктивність ярого ячменю в усіх природно-кліматичних зонах України за два періоди: з 2001 по 2030 рр. та з 2031 по 2050 рр. Виконано аналіз динаміки показників фотосинтетичної продуктивності посівів ярого ячменю на матеріалах середніх багаторічних спостережень за період з 1986 по 2005 рр. на прикладі чотирьох агрокліматичних зон: Полісся, Західний Лісостеп, Східний Лісостеп та Степ. Зроблені розрахунки показників фотосинтетичної продуктивності ячменю за моделлю, розробленою А. М. Польовим. Для оцінки можливих змін клімату було використано 2 сценарії: «помірний» - *A1B* та «жорсткий» - *A2*.

Ключові слова: фотосинтетична продуктивність, асимілююча поверхня, фотосинтетичний потенціал, чиста продуктивність фотосинтезу, урожай.

1. ВСТУП

Урожай сільськогосподарських культур створюють наявність біологічних властивостей рослин, сукупність технологічних заходів вирощування рослин, особливості ґрунтового покриву та погодних умов і клімату, соціальна значущість продукції та її економічне значення.

Ярий ячмінь вирощують в Україні як продовольчу, кормову та технічну культуру. Проте за обсягом використання його продукції в народному господарстві він є, насамперед, однією з цінних зернофуражних культур, частка якої в балансі концентрованих кормів є значною.

Ячмінь є важливою продовольчою культурою. Із зерна скловидного крупнозерного дворядного ячменю виробляють перлову та ячмінну крупу, у складі якої міститься 9 — 11 % білка, 82 — 85 % крохмалю. За розмірами посівних площ серед зернових культур в Україні ярий ячмінь займає друге місце після озимої пшениці. Середній урожай ярого ячменю по території України коливається від 25 до 30 ц/га.

Урожайність ярого ячменю залежить від багатьох факторів, серед яких найважливішими є світло, тепло, волога, мінеральне живлення тощо. Зміни клімату, які особливо відчутні в останнє десятиліття, спричиняють зміну агрокліматичних умов вирощування ярого ячменю, які, в свою чергу, спричиняють зміну темпів розвитку культури, показників формування її продуктивності, яка значною мірою визначає рівень врожайності.

2. МАТЕРІАЛИ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Фотосинтетична діяльність рослин залежить головним чином від надходження сонячної радіації, як первинного джерела усіх біологічних і фізичних процесів, які відбуваються в рослинах. За даними [1- 5] роль сонячної радіації в житті рослин багатостороння і визначається вона не тільки закономірностями зміни елементів фотосинтетичної діяльності рослин в залежності один від одного, але і під впливом змін агрокліматичних та агротехнічних заходів, густоти рослин, норм і термінів зрошення та норм і термінів живлення. Тому головною метою даного дослідження було дослідити вплив зміни кліматичних умов майбутнього на фотосинтетичну продуктивність посівів ярого ячменю, основними показниками якої є розміри асимілюючої поверхні та фотосинтетичний потенціал посівів, кількісні показники приростів рослинної біомаси на одиницю площі, чиста продуктивність фотосинтезу та урожай зерна. Детальний аналіз динаміки показників фотосинтетичної продуктивності посівів ярого ячменю виконувався на матеріалах середніх багаторічних спостережень за період з 1986 по 2005 рр. у відповідності з агрокліматичним довідником України [6] на прикладі чотирьох агрокліматичних зон: Полісся, Західний Лісостеп, Східний Лісостеп та Степ. По цих же зонах України виконувались розрахунки показників фотосинтетичної продуктивності ячменю за моделлю, розробленою А.М. Польовим. Для оцінки можливих змін клімату було використано 2 сценарії: «помірний» - *A1B*, який передбачає

рівновагу між усіма джерелами енергії, та «жорсткий» - *A2*, який передбачає невизначеності стосовно визначальних факторів і базується на використанні різних концепцій моделювання, які застосовують аналогічні припущення стосовно визначальних факторів [7, 8]. Розрахунки виконувались за два проміжки часу з 2011 по 2030 рр. (перший розрахунковий період) та 2031 – 2050 рр. (другий розрахунковий період).

Одним із найпростіших методів відображення можливих змін у кліматичному режимі будь-якої метеорологічної величини є порівняння з минулими даними, зокрема, середніми багаторічними величинами за базовий період. В даному дослідженні за базовий береться період з 1986 по 2005 рр.

Слід зазначити, що вплив зміни клімату на формування продуктивності ярого ячменю розглядався за умов сучасної агротехніки та сучасних сортів культури. Для дослідження впливу кліматичних змін на формування продуктивності ярого ячменю на фоні зміни кліматичних умов нами розглядалися такі варіанти:

- базовий (середні багаторічні);
- кліматичні умови періоду;
- кліматичні умови періоду + збільшення CO_2 в атмосфері до 470 ppm.

Важливу роль у формуванні урожаїв сільськогосподарських культур відіграє максимальна площа листя та тривалість її роботи. Одним із показників фотосинтетичної діяльності є розмір асимілюючої площі, який виражається в m^2/m^2 . На величину фотосинтетичної роботи листя впливають агрометеорологічні умови вегетації, густина посівів, своєчасність внесення добрив, надходження сумарної радіації. За високої агротехніки вирощування рослин розміри асимілюючої поверхні в значній мірі залежать переважно від надходження сонячної енергії, термічного режиму повітря і ґрунту, мінерального живлення.

3. РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Використовуючи сценарії можливих змін клімату *A2* та *A1B* були розраховані основні показники фотосинтетичної продуктивності посівів ячменю за вказаними вище варіантами – середні багаторічні (базовий період), за варіантом «Клімат» та за варіантом «Клімат + CO_2 » за обидва розрахункові періоди, тобто за 2011 – 2030 рр. та 2031 – 2050 рр. представлені в табл. 1.

Середні багаторічні значення фотосинтезуючої поверхні відзначались найбільшими в Схід-

ному Лісостепу і становили $1,95 \text{ m}^2/\text{m}^2$, в Поліссі і в Західному Лісостепу – $1,87 \text{ m}^2/\text{m}^2$, найменшими в Степу – $1,7 \text{ m}^2/\text{m}^2$.

Із табл. 1 видно, що очікувані зміни фотосинтетичної продуктивності будуть різними як за різними сценаріями, так і по окремих природно – кліматичних зонах.

Як показують розрахунки за обома сценаріями, показники фотосинтетичної діяльності посівів ярого ячменю підвищаться в обидва розрахункові періоди в порівнянні з середніми багаторічними значеннями, окрім показників у варіанті «Клімат» за сценарієм *A1B*, де вони очікуватимуться нижчими в Поліссі і Східному Лісостепу в перший розрахунковий період.

Крім того, наростання площі асимілюючої поверхні в усіх зонах буде збільшуватись поступово в перший період в усіх варіантах і продовжиться в другий розрахунковий період у варіанті «Клімат», потім спостерігатиметься подальше зростання у варіанті «Клімат + CO_2 » за винятком Західного Лісостепу. В цій зоні збільшення асимілюючої поверхні за обома сценаріями буде очікуватись в перший розрахунковий період за варіантом «Клімат» до $2,87$ та $3,49 \text{ m}^2/\text{m}^2$, за варіантом «Клімат + CO_2 » до $3,85$ – $3,14 \text{ m}^2/\text{m}^2$, і буде зменшуватись в другий розрахунковий період до $2,79$ та $3,06 \text{ m}^2/\text{m}^2$ за сценарієм *A2*, та до $2,23$ – $2,43 \text{ m}^2/\text{m}^2$ за сценарієм *A1B*.

В Поліссі і в Степу за сценарієм *A2* значне збільшення площі листя в період максимального розвитку буде спостерігати в другий розрахунковий період у варіанті «Клімат + CO_2 » і становитиме відповідно $2,97$ та $3,48 \text{ m}^2/\text{m}^2$. За сценарієм *A1B* найбільша площа листя спостерігатиметься в другий період (2031 – 2050 рр.) в Східному Лісостепу і Степу і становитиме у варіанті «Клімат» відповідно $2,83$ та $3,17 \text{ m}^2/\text{m}^2$, а у варіанті «Клімат + CO_2 » – $3,10$ – $3,48 \text{ m}^2/\text{m}^2$ відповідно.

Як видно із наведених даних, збільшення площі листя ярого ячменю в обох варіантах по території України буде нерівномірним, найбільший приріст спостерігатиметься в Західному Лісостепу і в Степу, найменший – у Поліссі.

Впродовж вегетаційного періоду динаміка наростання площі листя за обома сценаріями в усіх природно – кліматичних зонах була однаковою, але кількісні її показники відрізнятяться. Для прикладу на рис. 1 та 2 наводиться динаміка наростання асимілюючої поверхні в зонах найбільших очікуваних змін – в Західному Лісостепу та в Степу.

Таблиця 1 – Порівняння середніх багаторічних показників фотосинтетичної продуктивності ярого ячменю з розрахованими за сценаріями зміни клімату *A2* та *A1B*

Розрахунковий період	Варіант	Площа листя, м ² /м ²	Чиста продуктивність фотосинтезу, г/м ²	Фотосинтетичний потенціал, м ² /м ²	Урожай, ц/га
1	2	3	4	5	6
За сценарієм <i>A2</i>					
Полісся					
1986-2005 рр.	Базовий	1,87	71	87	25
2011-2030 рр.	Клімат	2,22	69	112	31
	Клімат+CO ₂	2,43	71	121	35
2031-2050 рр.	Клімат	2,71	74	133	40
	Клімат+CO ₂	2,97	76	145	45
Західний Лісостеп					
1986-2005 рр.	Базовий	1,87	76	86	27
2011-2030 рр.	Клімат	3,49	71	173	50
	Клімат+CO ₂	3,85	72	189	56
2031-2050 рр.	Клімат	2,79	74	132	38
	Клімат+CO ₂	3,06	76	144	43
Східний Лісостеп					
1986-2005 рр.	Базовий	1,95	67	91	25
2011-2030 рр.	Клімат	3,35	66	172	45
	Клімат+CO ₂	3,69	68	187	51
2031-2050 рр.	Клімат	2,08	72	100	31
	Клімат+CO ₂	2,26	75	107	34
Степ					
1986-2005 рр.	Базовий	1,7	80	74	25
2011-2030 рр.	Клімат	2,63	83	122	42
	Клімат+CO ₂	2,86	85	131	46
2031-2050 рр.	Клімат	3,17	81	140	47
	Клімат+CO ₂	3,48	83	152	53
За сценарієм <i>A1B</i>					
Полісся					
1986-2005 рр.	Базовий	1,87	71	86	25
2011-2030 рр.	Клімат	1,82	73	83	26
	Клімат+CO ₂	1,97	75	90	29
2031-2050 рр.	Клімат	2,02	69	95	27
	Клімат+CO ₂	2,21	71	103	30
Західний Лісостеп					
1986-2005 рр.	Базовий	1,87	76	87	27
2011-2030 рр.	Клімат	2,87	80	127	42
	Клімат+CO ₂	3,14	85	137	46
2031-2050 рр.	Клімат	2,23	73	105	31
	Клімат+CO ₂	2,43	76	113	34
Східний Лісостеп					
1986-2005 рр.	Базовий	1,95	67	91	25
2011-2030 рр.	Клімат	1,85	76	85	27
	Клімат+CO ₂	2,00	78	92	30
2031-2050 рр.	Клімат	2,83	70	131	39
	Клімат+CO ₂	3,10	72	143	44
Степ					
1986-2005 рр.	Базовий	1,70	80	74	25
2011-2030 рр.	Клімат	2,63	83	122	42
	Клімат+CO ₂	2,88	85	131	46
2031-2050 рр.	Клімат	3,17	81	140	47
	Клімат+CO ₂	3,48	83	152	53

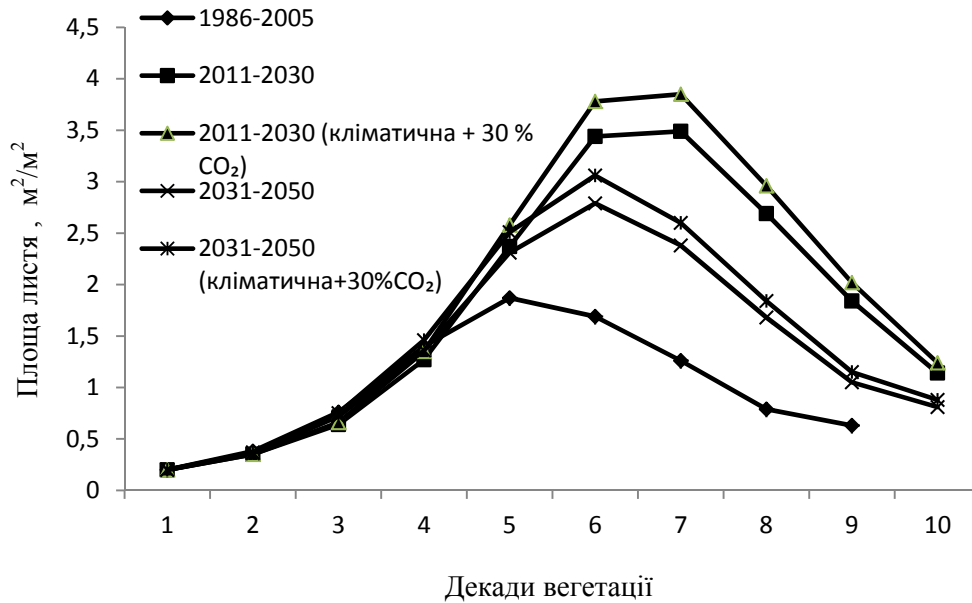


Рис. 1 – Динаміка площі листя ярого ячменю в Західному Лісостепу за середньо багаторічними даними (1986-2005 рр.) та за сценаріями зміни клімату А1В (2011-2030 рр.) і (2031-2050 рр.).

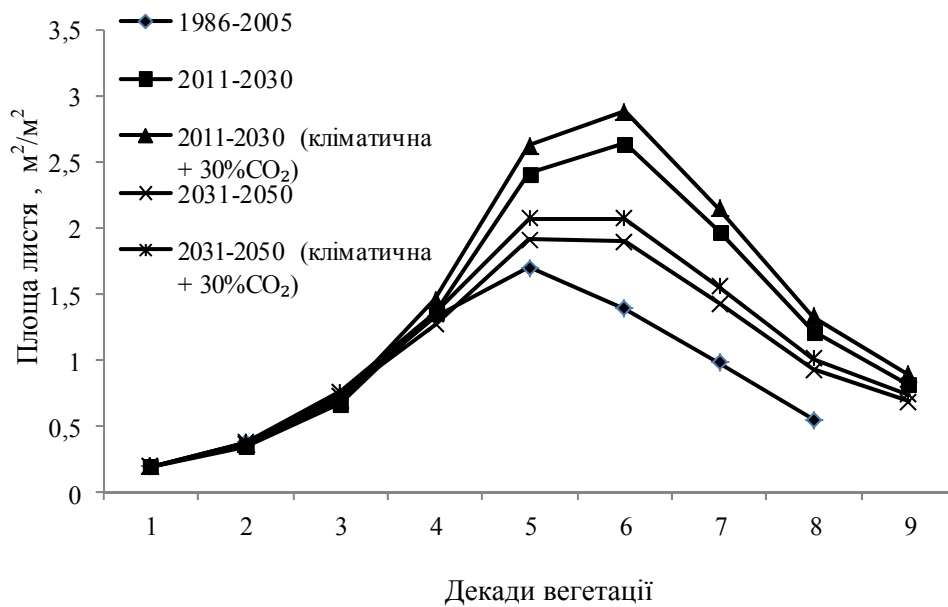


Рис. 2 – Динаміка площі листя ярого ячменю в Степу за середньо багаторічними даними (1986-2005 рр.) та за сценаріями зміни клімату А1В (2011-2030 рр.) і (2031-2050 рр.).

Найбільш інтенсивне наростання площі листя за обома сценаріями буде спостерігатись починаючи з четвертої і закінчуючи сьомою декадою вегетації. Але в Західному Лісостепу в другий розрахунковий період у варіантах «Клімат» та «Клімат + CO₂» це наростання буде вищим, ніж в Степу.

Збільшення площі листя сприятиме збільшенню фотосинтетичного потенціалу ярого ячменю. Як видно із табл. 1, збільшення фотосинтетичного потенціалу у порівнянні з серед-

ньою багаторічною величиною буде спостерігатись за обома сценаріями в усіх природно – кліматичних зонах України. В Поліссі та в Степу збільшення фотосинтетичного потенціалу спостерігатиметься поступово в першому розрахунковому періоді у варіанті «Клімат» до 112 м²/м², в другому до 133 м²/м² за сценарієм А2. У цьому ж варіанті за сценарієм А1В буде спостерігатись невелике зменшення фотосинтетичного потенціалу до 83 м²/м² в перший розрахунковий період та збільшення до

95 м²/м² - в другий. При підвищенні вмісту CO₂ збільшення його становитиме 121 – 145 м²/м² за сценарієм A2, та 90 та 103 м²/м² за сценарієм A1B. Така ж динаміка зміни фотосинтетичного потенціалу спостерігатиметься і в Східному Степу за сценарієм A1B. По іншому відбуватиметься зміна величини фотосинтетичного потенціалу в зоні Західного Лісостепу. За обома сценаріями змін клімату в цій зоні найбільший приріст фотосинтетичного потенціалу ярого ячменю спостерігатиметься в усіх варіантах в перший розрахунковий період. Причому, приріст його за сценарієм A2 буде вищим і становитиме за варіантами 173 та 189 м²/м² відповідно, тоді як за сценарієм A1B він становитиме 127 та 137 м²/м². В другий розрахунковий період значення фотосинтетичного потенціалу буде 132 та 144 м²/м² за сценарієм A2, і 105 та 113 м²/м² за сценарієм A1B. Такі відмінності добре видні на рис. 3 (а, б). В умовах збільшення CO₂ фотосинтетичний потенціал ярого ячменю найбільше зростає в За-

хідному та Східному Лісостепу на 120 та 105 % відповідно, найменше зростання спостерігатиметься в Поліссі – 39 % в порівнянні з базовим. Чиста продуктивність фотосинтезу в середньому багаторічному по території України мала найменше значення в Східному Лісостепу і фотосинтетичний потенціал.

Чиста продуктивність фотосинтезу в середньому багаторічному по території України мала найменше значення в Східному Лісостепу і становила 67 г/м², найбільше – 80 г/м² в Степу. Порівняння значень чистої продуктивності фотосинтезу, отриманих за сценаріями A2 та A1B показало, що в Поліссі та Східному Лісостепу за сценарієм A2 чиста продуктивність у варіантах «Клімат» та «Клімат + CO₂» в перший розрахунковий період майже залишиться на рівні середніх багаторічних значень. В Західному Лісостепу вона зменшиться на 4-5 г/м² в обидва розрахункові періоди в порівнянні з середніми багаторічними значеннями.

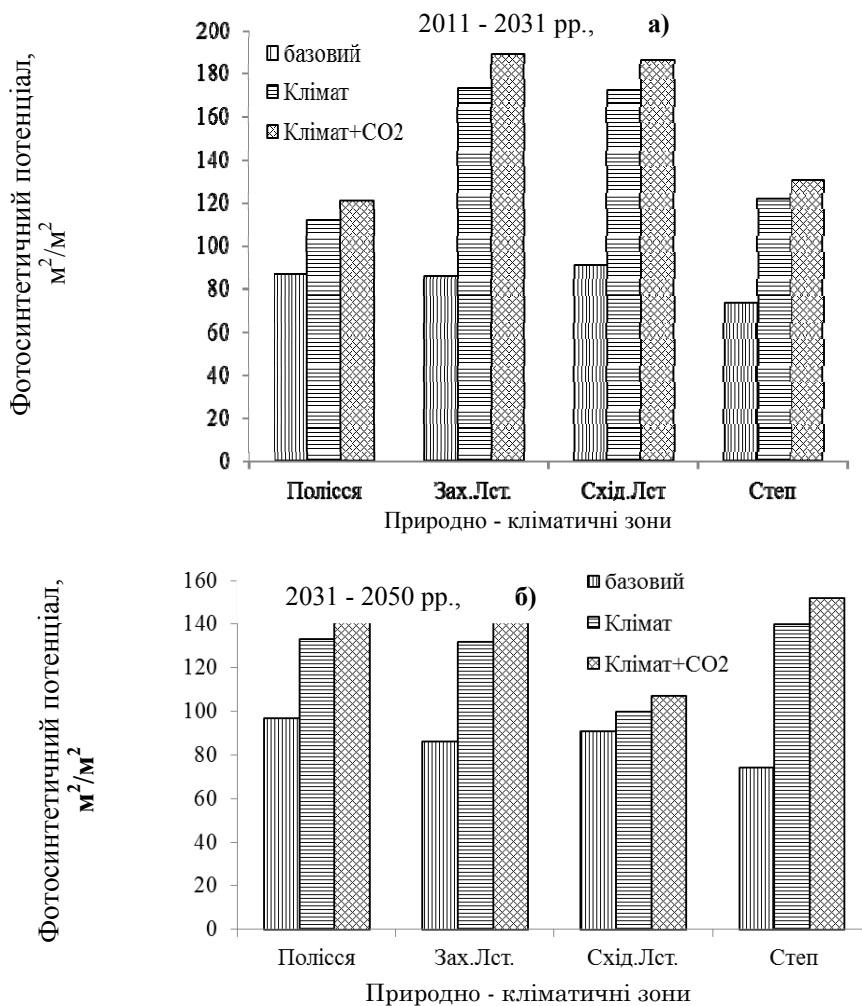


Рис. 3 – Порівняльна характеристика фотосинтетичного потенціалу по природно – кліматичних зонах за сценарієм A2. 1 – базовий період; 2 – варіант «клімат»; 3 – варіант «клімат + CO₂».

Тільки в Степу значення чистої продуктивності зросте в обидва розрахункові періоди до 81 – 85 г/м². За сценарієм А1В в усіх природно – кліматичних зонах України чиста продуктивність фотосинтезу збільшуватиметься в обидва розрахункові періоди на 2 – 3 г/м². І тільки в зоні Західного Лісостепу в перший розрахунковий період у варіанті «Клімат + CO₂» збільшення її буде становити до 80 г/м², тобто на 9 г/м² буде вище середньої багаторічної величини.

На рис. 4 та 5 представлена динаміка чистої продуктивності ярого ячменю впродовж вегетаційного періоду за сценарієм А2 та А1В.

Збільшення асимілюючої поверхні та фотосинтетичного потенціалу за обома сценаріями сприятиме збільшенню сухої біомаси рослин в усі періоди в кожній зоні, але темпи зростання будуть різними. Так, суха біомаса ярого ячменю в перший період (2011-2030 рр.) збільшиться в Поліссі та Східному Лісостепу на 3 – 6 %, тобто буде майже на рівні середнього багаторічного значення. В Західному Лісостепу це збільшення становитиме – 52 %, в Степу – 56 % в порівнянні з базовим періодом.

Підвищення вмісту CO₂ в перший період сприятиме збільшенню сухої біомаси рослин в Поліссі на 14 %, Західному Лісостепу – на 70 %, Східному Лісостепу – на 18 %, в Степу – на 74 %.

Збільшення показників фотосинтетичної продуктивності посівів сприятиме збільшенню врожаю зерна.

Середній урожай в базовому періоді становив в Поліссі, Східному Лісостепу та Степу 25 ц/га, в Західному Лісостепу - 27 ц/га.

За сценарієм зміни клімату А2 в перший період врожай зросте в Поліссі – до 31 ц/га, Західному Лісостепу – до 50 ц/га, Східному Лісостепу – до 45 ц/га та в Степу – до 2 ц/га. Найбільший приріст врожаю в цей період буде спостерігатись в Західному Лісостепу. Збільшення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 470 ppm суттєво підвищить рівень показників фотосинтетичної діяльності посівів і, як результат, збільшення врожаю зерна. Очікуваний урожай ярого ячменю становитиме в Поліссі 35 ц/га, а в Західному Лісостепу 56 ц/га, що на 10 ц/га та 29 ц/га більше порівняно з базовим періодом.

В другий період (2031-2050 рр.) збільшення врожаю продовжиться тільки в Поліссі до 40 ц/га, що на 15 ц/га більше, ніж в базовий період: в Західному Лісостепу він становитиме – 38 ц/га, що на 11 ц/га більше ніж в базовий період, але на 12 ц/га менше, ніж в перший період (1986-2005 рр.). Урожай ярого ячменю в Східному Лісостепу зросте в порівнянні з першим періодом незначно до 31 ц/га.

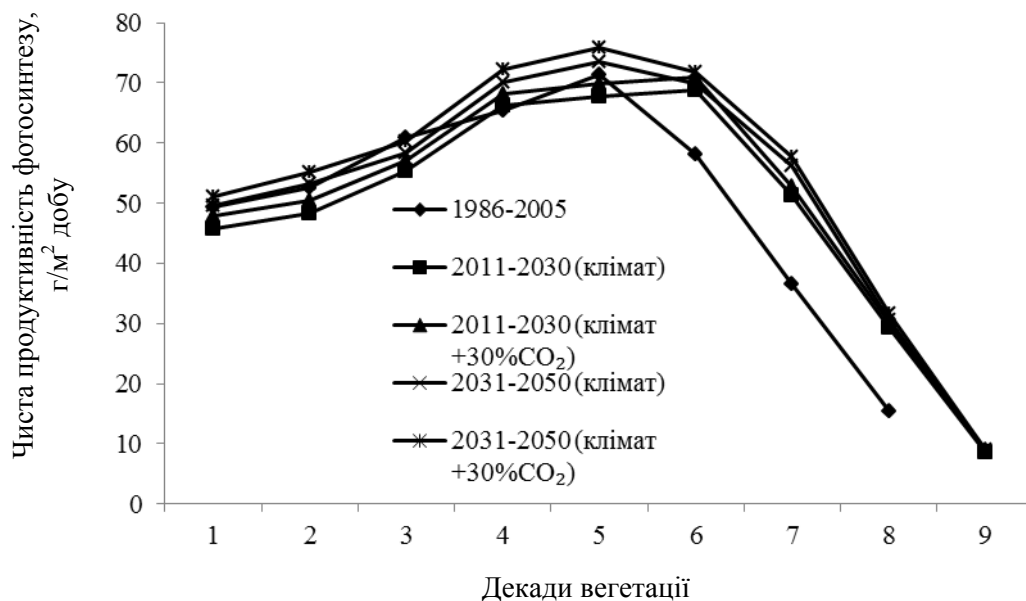


Рис. 4 – Динаміка чистої продуктивності фотосинтезу ярого ячменю в Поліссі за середніми багаторічними даними (1986-2005 рр.) та за сценаріями зміни клімату А2 (2011-2030 рр.) і (2031-2050 рр.).

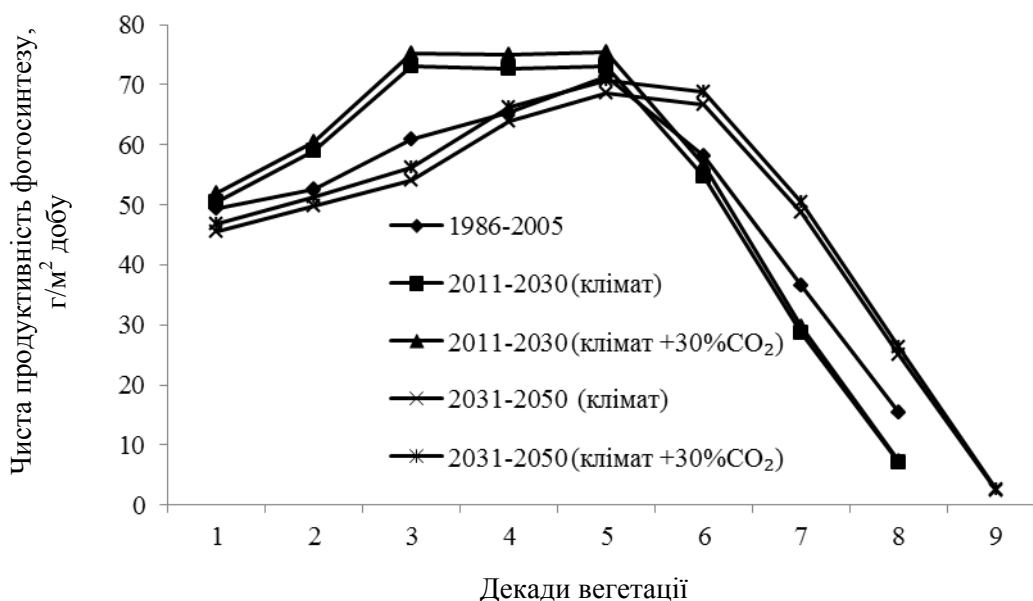


Рис. 5 – Динаміка чистої продуктивності ярого ячменю в Поліссі за середніми багаторічними даними (1986-2005 рр.) та за сценаріями зміни клімату А1В (2011-2030 рр.) і (2031-2050 рр.).

Найбільше зростання врожаю ярого ячменю в другий період очікуватиметься в Степу – до 47 ц/га, що на 22 ц/га більше середнього багаторічного.

Збільшення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 470 ppm в другий період спричинить підвищення врожаю зерна в Поліссі до 45 ц/га, в Західному Лісостепу до 43 ц/га, що відповідно на 20 ц/га та 16 ц/га більше порівняно з базовим періодом. Найменший приріст урожаю очікуватиметься в Східному Лісостепу – до 34 ц/га. Найвищий приріст урожаю очікуватиметься в Степу – до 53 ц/га, що на 29 ц/га вище середнього багаторічного і на 7 ц/га вище такого ж варіанту в першому періоді.

За умов реалізації сценарію А1В урожай ярого ячменю в перший період (2011-2030 рр.) в Поліссі очікуватиметься до 26 ц/га, тобто майже на рівні середніх багаторічних значень. В Західному Лісостепу урожай буде очікуватись до 42 ц/га, що на 15 ц/га вище врожаю базового періоду, в Східному Лісостепу в перший період за сценарієм зміни клімату урожай буде 27 ц/га, в Степу урожай очікується майже на рівні середньої багаторічної величини. Збільшення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 470 ppm в перший період суттєво підвищить рівень показників фотосинтетичної діяльності посівів, що спричинить підвищення врожаю зерна. Очікуваний урожай ярого ячменю за сценарієм А1В становитиме в Поліссі 29 ц/га, а в Західному Лісостепу 46 ц/га, що на 15 ц/га та 19 ц/га більше порівняно з базовим

періодом (табл. 1).

В другий розрахунковий період в Поліссі урожай ярого ячменю за сценарієм (2031-2050 рр.) становитиме 27 ц/га, що на 2 ц/га більше ніж в базовий період. В Західному Лісостепу він становитиме 31 ц/га, що на 4 ц/га більше середніх багаторічних даних. В Східному Лісостепу урожай очікуватиметься на рівні 39 ц/га, що на 14 ц/га більше, ніж середній багаторічний. В Степу урожай ярого ячменю за умовами зміни клімату зменшиться на 4 % в порівнянні з базовим періодом.

Збільшення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 470 ppm в другий період підвищить рівень врожайності. Очікуваний урожай ярого ячменю становитиме в Поліссі 30 ц/га, а в Західному Лісостепу 34 ц/га, що на 7 ц/га більше порівняно з базовим періодом. А в Східному Лісостепу та в Степу урожайність зросте на 76 % та 8 % відповідно в порівнянні з базовим періодом.

Порівняння очікуваних урожаїв за різними сценаріями дає можливість зробити висновок, що підвищення врожаїв ярого ячменю за сценарієм А2 буде більш суттєвим, ніж за сценарієм А1В. Характер розподілу урожаю ярого ячменю на території України неоднорідний за обома сценаріями і в обох розрахункових періодах. На рис. 6 наводиться розподіл урожаю у відсотках від середнього багаторічного за сценарієм А2 в період 2011 – 2030 рр. та на рис. 7 розподіл урожаю за сценарієм А1В в той же самий період.

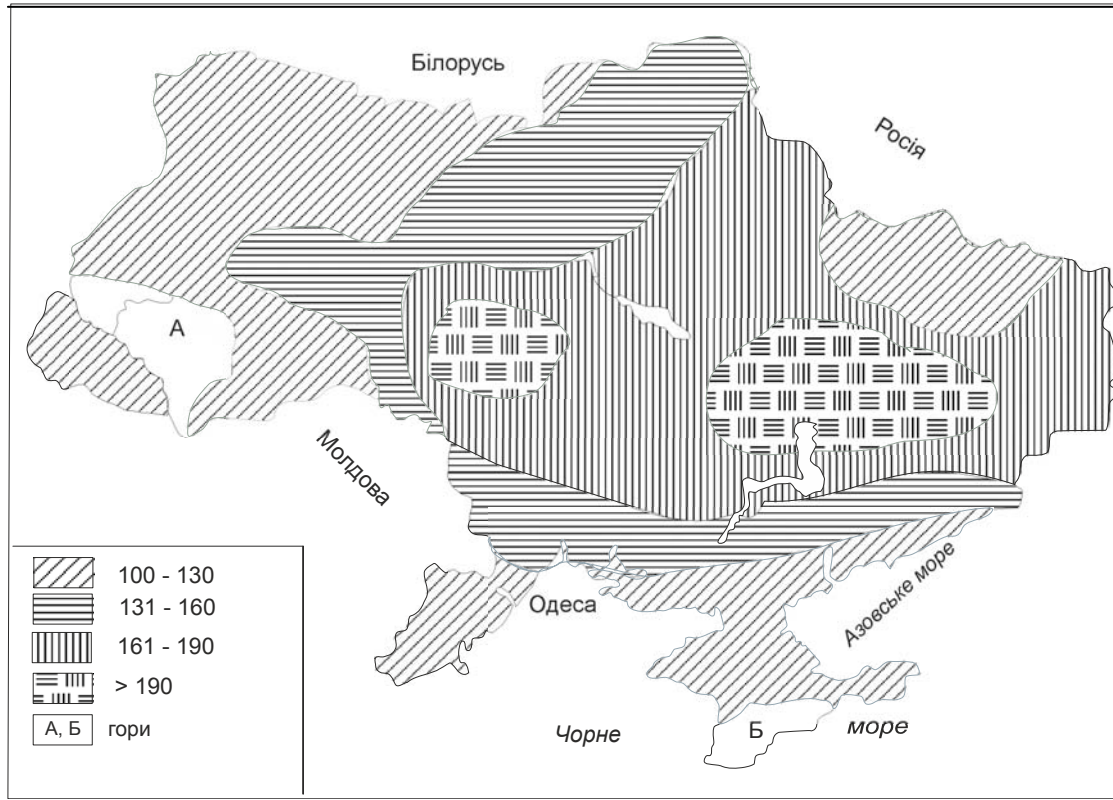


Рис. 6 – Очікуваний урожай ярого ячменю (відсоток від середнього багаторічного) за кліматичним сценарієм A2 2011 – 2030 рр.

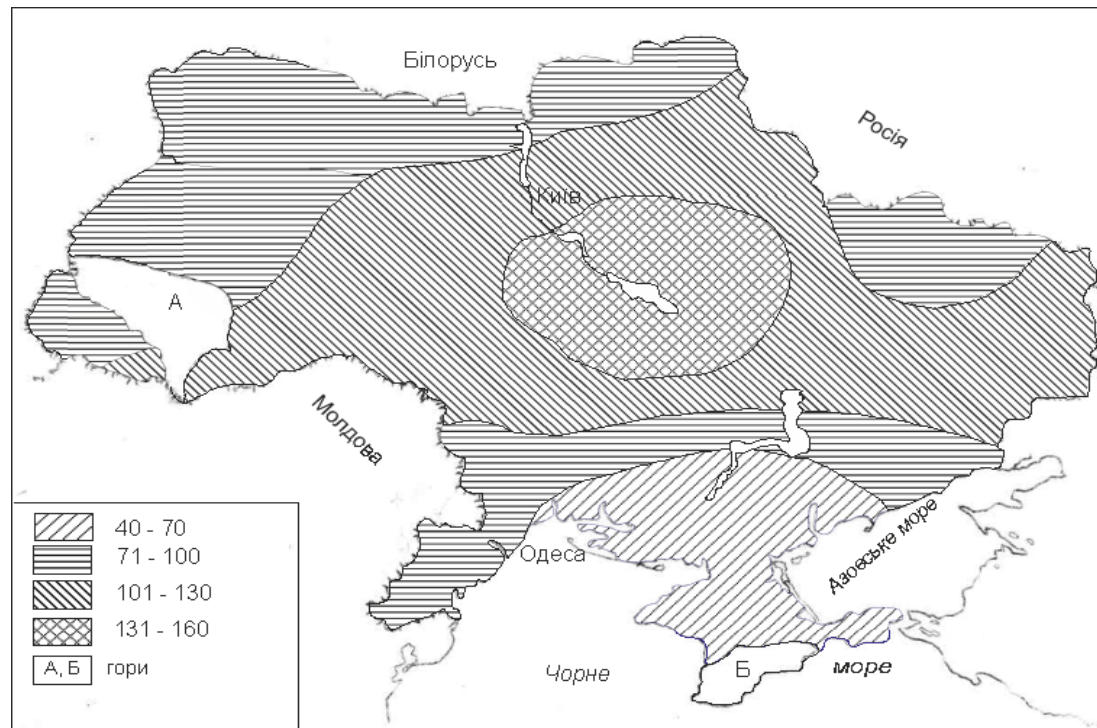


Рис. 7 – Очікуваний урожай ярого ячменю (відсоток від середнього багаторічного) за кліматичним сценарієм A1B 2011 – 2030 рр.

4. ВИСНОВКИ

Порівняння показників фотосинтетичної продуктивності ярого ячменю, розрахованими за сценаріями змін клімату показало, що зміни фотосинтетичної продуктивності ярого ячменю відрізнятимуться як за сценаріями, так і по природно – кліматичних зонах. За розрахунками за сценарієм А2 очікувані умови будуть більш сприятливі для формування фотосинтетичної продуктивності ярого ячменю і, отже, для формування більш високих врожаїв зерна. Формування врожаю зерна ярого ячменю буде неоднозначним в різних природно - кліматичних зонах. В деяких зонах урожайність значно підвищиться в перший розрахунковий період (Західний Степ), в деяких зонах навпаки це спостерігатиметься в другий розрахунковий період (Степ).

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Тооминг Х. Г. Солнечная радиация и формирование урожая . Л.: Гидрометеоздат, 1977. 200 с.
2. Гойса Н. И., Перелет Н. А. Методические указания для расчета фотосинтетически активной радиации. Киев: Изд-во Всесоюзного НИИ сахарной свеклы, 1977. 26 с.
3. Будаговский А. И., Росс Ю. К. Основы количественной теории фотосинтетической деятельности посевов // в кн. Фотосинтезирующие системы высокой продуктивности. М.: Наука, 1966. С. 51 – 58.
4. Ничипорович А.А. Потенциальная продуктивность растений и принципы оптимального ее использования // Сельскохозяйственная биология. 1979. Т. 14, №6. С. 683 – 694.
5. Полевой А. Н. Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 318 с.
6. Агрокліматичний довідник по території України / за ред. Т. І. Адаменко, М. І. Кульбіді, А. Л. Прокопенко. Кам'янець-Подільськ: 2011. 107 с.
7. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України / за ред. С. М. Степаненко, А. М. Польового. Одеса: Екологія. 2011. 694 с.
8. Jacob D., B.JJ.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. *Me-teor. Atm.*, 2001, no. 77, pp. 61-73.

REFERENCES

1. Tooming H. G. *Solnechnaya radiatsiya i formirovanie urozhaya* [Solar radiation and the formation of the crop]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1977. 200 p.
2. Goysa N. I., Flight N. A. *Metodicheskie ukazaniya dlya rascheta fotosinteticheski aktivnoy radiatsii* [Guidelines for the calculation of photosynthetically active radiation]. Kiev: Publishing Research Institute for sugar beet, 1977. 26 p.
3. Budagovsky A. I., Ross J. K. Fundamentals of quantitative theory of photosynthetic activity of crops. *V kn. Fotosinteziruyushchiye sistemy vysokoy produktivnosti* [In the book : Photosynthetic high productivity systems]. Moscow: Science, 1966, pp. 51 - 58. (In Russian)
4. Nichiporovich A. A. The potential productivity of the plants and the principles of optimal use. *Sel'skokhozyaystvennaya biologiya - Agricultural Biology*, 1979, vol. 14, no. 6, pp. 683 - 694. (In Russian)
5. Polevoy A.N. *Prikladnoye modelirovanie i prognozirovaniye produktivnosti posevov* [Application modeling and forecasting of crop production]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1988. 318 p.
6. Adamenko T.I., Kul'bida M.I., Prokopenko A.L. (Eds). *Ahroklimatichnyy dovidnyk po teritorii Ukrainy* [An agroclimatic reference book about territories of Ukraine]. Kamyane-Podilsk, 2011. 107 p.
7. Stepanenko S.M., Pol'ovyy A.M. (Eds). *Otsinka vplyvu klimatichnykh zmin na galuzi ekonomiky Ukrainy*. [An estimation of influence of climatic changes is on industry of economy of Ukraine]. Odessa: Ekolohiya, 2011. 694 p.
8. Jacob D., B.JJ.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. *Me-teor. Atm.*, 2001, no. 77, pp. 61-73.

PHOTOSYNTHETIC PRODUCTIVITY OF SPRING BARLEY UNDER CONDITIONS OF CLIMATE CHANGES

A. N. Polevoy, Dr Sci (Geogr.), Academ. of the Higher School
Academy of Sciences of Ukraine, Prof.,
L. Yu. Bozhko, Cand. Sci. (Geogr.), Assoc. Prof.,
O. A. Barsukova, Cand. Sci. (Geogr.), Assoc. Prof.

Odessa State Environmental University, 15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, apolevoy@te.net.ua

Harvest of agricultural crops depends on availability of biological properties of plants, aggregate of technological measures for plants growth, peculiarities of soil covering and weather and climate conditions, social importance of products and their economic value.

Crop capacity of spring barley depends on many factors, among which there are the most important ones such as light, heat, moisture, mineral nutrition etc. Climate changes that became particularly noticeable during the recent decade cause change of agro-climatic conditions of spring barley growing, which, in their turn, cause change of rates of crops growth, change of parameters of formation of its productivity which significantly determines the level of crop capacity.

Photosynthetic activity of plants depends mainly on supply of solar radiation as the primary source for all biological and physical processes taking place in plants. According to data of studies the role of solar radiation in plants' life appears to be multilateral one and is determined not only by patterns of change of elements of plants' photosynthetic activity depending on each other, but also by the influence of changes of agro-climatic and farming practices, plants' density, standards and periods of irrigation and nutrition.

Keywords: photosynthetic productivity, assimilating surface, photosynthetic potential, net productivity of photosynthesis, harvest.

ФОТОСИНТЕТИЧЕСКАЯ ПРОДУКТИВНОСТЬ ЯРОГО ЯЧМЕНЯ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

А. Н. Полевой, д-р геогр. наук, акад. АНВШ Украины, проф.,
Л. Е. Божко, канд. геогр. наук, доц.,
Е. А. Барсукова, канд. геогр. наук, доц.

*Одесский государственный экологический университет
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, apolevoy@te.net.ua*

Исследовано влияние изменений климата на фотосинтетическую продуктивность ярого ячменя во всех природно-климатических зонах Украины за два периода: с 2001 по 2030 гг. и с 2031 по 2050 гг. Выполнен анализ динамики показателей фотосинтетической продуктивности посевов ярого ячменя на материалах средних многолетних наблюдений за период с 1986 по 2005 гг. на примере четырех агроклиматических зон: Полесье, Западный Лесостепь, Восточный Лесостепь и Степь. Произведены расчеты показателей фотосинтетической продуктивности ячменя по модели, разработанной А. Н. Полевым. Для оценки возможных изменений климата были использованы 2 сценария: «умеренный» - А1В и «жесткий» - А2.

Ключевые слова: фотосинтетическая продуктивность, ассимилирующая поверхность, фотосинтетический потенциал, чистая продуктивность фотосинтеза, урожай.

Дата першого подання: 12.05.2016

Дата надходження остаточної версії: 11.07.2016

Дата публікації статті: 24. 11. 2016

УДК 551.534.7:

РАДІАЦІЙНО-ТЕПЛОВІ РЕСУРСИ СТЕПОВОЇ ЗОНИ УКРАЇНИ НА ПЕРІОД ДО 2050 Р. ПІД ВПЛИВОМ ЗМІН КЛІМАТУ

Польовий А. М., д-р геогр. наук, акад. АНВШ України, проф.
Шаблій О. В., ст. викл.

*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, apolevoy@te.net.ua*

Розглядаються показники радіаційно-теплогового режиму в Степовій зоні України за період 1986 – 2005 рр. в порівнянні з очікуваними їх змінами, розрахованими за двома сценаріями RCP4,5 та RCP8,5 на період 2015 – 2050 рр. Сценарій RCP4,5 – це сценарій стабілізації викидів парникових газів в атмосферу, сценарій RCP8.5 – це сценарій з дуже високим рівнем викидів парникових газів. Для характеристики радіаційних і теплових ресурсів за період 1986 - 2005 рр. (базовий період) у Степовій зоні України та їх зміни на період 2021 – 2050 рр. були проведені розрахунки середніх багаторічних величин першої групи факторів навколишнього середовища: тривалості світлої пори доби, сумарної сонячної радіації за добу, інтенсивності фотосинтетично активної радіації (ФАР), суми ФАР, радіаційного балансу рослинного покриву, температурного режиму. Відзначається, що до 2050 р. в Степовій зоні буде спостерігатись підвищення надходження сонячної радіації за обома сценаріями порівняно з середніми багаторічними значеннями, що спричинить підвищення температурного режиму.

Ключові слова: сонячна радіація, фотосинтетично активна радіація, фотосинтетичний потенціал, температура, сума температур.

1. ВСТУП

Кліматичний режим кожного регіону формується на закономірностях розподілу радіаційного, теплового та водного балансів і впливу атмосферної циркуляції. Різноманітність і величезна кількість кліматоутворювальних факторів зумовлюють стан клімату з дуже ускладненим спектром коливань, в яких детермінований характер мають гармоніки річного та добового ходу. Наприкінці минулого і початку поточного століття науковцями відзначаються значні зміни кліматичних умов на всій Земній кулі через потепління. Сучасний клімат характеризують високі темпи зміни глобального волого-температурного режиму в значній товщі атмосфери та збільшення повторюваності небезпечних явищ погоди, які наносять значний збиток суспільству. Змінюється клімат Землі, відбувається глобальна антропогенна зміна функціонування рослинності. Це призводить до необхідності вирішення проблем досліджень, аналізу і прогнозу зміни кліматичних ресурсів у зв'язку зі змінами клімату. Тому ресурсний підхід до вивчення впливу кліматичних змін на забезпечення гідрометеорологічної безпеки – базові умови у вирішенні проблеми життєзабезпечення в динамічно стійкому суспільстві – досить важливий [1-4].

Сільське господарство є найбільш чутливою галуззю економіки до коливань та змін клімату.

Враховуючи інерційний характер сільського господарства та залежність його ефективності від погодних умов, уже зараз виникає необхідність у прийнятті своєчасних рішень щодо складних проблем, зумовлених змінами клімату.

Важливою ланкою проблеми зміни глобального клімату є оцінка агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур та вплив цих змін на їхню продуктивність. Під впливом зміни клімату змінюються агрокліматичні умови вирощування сільськогосподарських культур, що вимагає прийняття своєчасних та адекватних рішень для адаптації сільського господарства до майбутніх змін. За своїм географічним положенням, структурою народного господарства, станом довкілля Україна є однією з країн, для яких соціально-економічні наслідки зміни клімату можуть бути незворотними. Тому зміна кліматичних умов потребує подальшого дослідження.

Кліматичні зміни на майбутнє розраховуються з використанням кліматичних моделей. Глобальні кліматичні моделі є основними інструментами, які використовуються для проектування тривалості та інтенсивності змін клімату в майбутньому. Ці моделі розраховують майбутні кліматичні режими на основі низки сценаріїв зміни антропогенних факторів. В останній час для нових кліматичних розрахунків використовується набір сценаріїв, а саме Репрезентативні траєкторії концентрацій (Representative

Concentration Pathways – RCP). Це сценарії, які включають часові ряди викидів і концентрацій всього набору парникових газів, аерозолів і хімічно активних газів [1 - 7].

У зв'язку з очікуваним підвищенням температури повітря у Північній півкулі продовольча безпека України буде залежати від того, наскільки ефективно адаптується сільське господарство до змін клімату.

Основними кліматичними характеристиками є надходження сонячної радіації, середньомісячна температура повітря та сума опадів. Особливості зміни радіаційного та вологотемпературного режимів є доброю характеристикою тих змін клімату, які спостерігаються.

Завданням дослідження є виявлення впливу можливих змін клімату на показники радіаційного та температурного режимів на період з 2021 по 2050 роки в Степовій зоні України.

2. ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРИ

Дослідженнями особливостей різних процесів в атмосфері, за яких відбувається зміна радіаційно-температурного режиму підстильної поверхні, займається широке коло дослідників, серед яких слід відзначити Ю. А. Израеля, В. Ф. Логінова, А. М. Тарко, В. М. Волощука, С. М. Степаненка, А. М. Польового та ін. Відзначається, що особливо велику роль в зміні клімату під час потепління відіграє зміна великомасштабної атмосферної циркуляції, оскільки вона охоплює всі складові погодних умов. Світовими вченими визнано той факт, що зміна клімату наприкінці минулого та в поточному столітті активізувалась [1 - 6].

Останнім часом для нових кліматичних розрахунків використовується набір різних сценаріїв. Сценарії RCP визначаються приблизною сумарною величиною радіаційного впливу до 2100 року: $2,6 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ для RCP2.6; $4,5 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ для RCP4.5; $6,0 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ для RCP6.0 і $8,5 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ для RCP8.5. Ці чотири RCP містять один сценарій зменшення викидів, який передбачає низький рівень впливу (RCP2,6); два сценарії стабілізації (RCP4,5 і RCP6,0) і сценарій з дуже високим рівнем викидів парникових газів (RCP8,5) [1, 2].

Режим сонячної радіації та радіаційні властивості посівів є найважливішими факторами сільськогосподарського виробництва. Рослинний покрив перетворює сонячну радіацію в інші види – хімічну, теплову енергію, а також обмінюється власним довгохвильовим випромінюванням з атмосферою та ґрунтом, і є важливим фактором формування термічного режиму посівів та

інших елементів фітоклімату.

Фотосинтетична діяльність рослин залежить від багатьох факторів, серед яких одним із головних є сонячна радіація як первинне джерело усіх біологічних і фізичних процесів, які відбуваються в рослинах. За даними Х. Г. Тоомінга, роль сонячної радіації в житті рослин багатостороння і визначається вона не тільки закономірностями зміни елементів фотосинтетичної діяльності рослин у залежності один від одного, але й під впливом змін агротехнічних заходів, густоти рослин, норм і термінів зрошення та норм і термінів живлення [7 - 9].

За біологічною дією на рослини діапазон короткохвильової радіації поділяється на ультрафіолетову, фотосинтетично активну (ФАР) та ближню інфрачервону (БІЧР) радіації. Для фізіологічних процесів, які визначають життєдіяльність рослин, найбільше значення має короткохвильова радіація з довжиною хвиль меншою за $4,0 \text{ мкм}$.

У процесі фотосинтезу використовується частина короткохвильової радіації, яка знаходиться в інтервалі $\lambda = 0,38 \dots 0,71 \text{ мкм}$ і зветься фотосинтетично активною радіацією (ФАР). Процес трансформації поглиненої рослиною енергії світла в хімічну енергію органічних (і неорганічних) сполук називають *фотосинтезом*.

ФАР – найважливіший фактор продуктивності рослин. Інтенсивність ФАР вимірюється інструментально або розраховується за даними про надходження прямої, розсіяної чи сумарної радіації [7 - 9].

Поглинання і пропускання ФАР регулює *листовий індекс* – відношення сумарної площі листової поверхні посіву до площі поля. Поглинання ФАР збільшується зі збільшенням площі листя. За даними А. А. Ничипоровича найбільше поглинання ФАР спостерігається при значенні листового індексу 4 та площі листя $40000 \text{ м}^2/\text{га}$. Характеристикою продуктивності фотосинтезу є чиста продуктивність фотосинтезу (ЧПФ), тобто кількість органічної речовини, яка формується на 1 м^2 за добу.

Загалом вплив сумарної радіації на врожай визначається за особливостями динаміки характеристик урожайності та ознак сумарної радіації [6, 7].

Другою суттєвою складовою формування продуктивності сільськогосподарських культур є тепловий режим. Методів оцінки впливу термічних умов на формування врожайності багато – це термофізіологічні індекси, метеорологічні еквіваленти, суми температур за різні проміжки часу, тривалість міжфазних періодів, тощо.

3. МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Основним завданням дослідження є оцінка впливу можливих змін клімату на зміну радіаційно-теплогового режиму в Степовій зоні України. Ця робота є продовженням досліджень, які викладені в роботах [1, 2].

Для розрахунків можливих змін клімату використовувались два сценарії групи RCP: RCP4,5 – це сценарій, який передбачає стабілізацію викидів парникових газів в атмосферу, RCP8,5 – це сценарій, який передбачає дуже високий рівень викидів парникових газів.

Одним із методів відображення можливих змін у кліматичному режимі будь-яких метеорологічних величин є порівняння цих величин із середніми багаторічними даними.

Для характеристики середніх багаторічних значень радіаційних і теплових ресурсів за період 1986 – 2005 рр. (базовий період) в Степовій зоні України та їх зміни на період 2015 – 2050 рр. були проведені розрахунки середніх багаторічних величин першої групи факторів навколишнього середовища: тривалості світлої пори доби, сумарної сонячної радіації за добу, інтенсивності фотосинтетично активної радіації (ФАР), суми ФАР, радіаційного балансу рослинного покриву, температурного режиму.

4. АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ

Аналіз метеорологічних показників виконувався в одній з агрокліматичних зон України – Степовій зоні, яка для деталізації характеристик по території поділяється на дві підзони: Північний Степ і Південний Степ. Для виявлення змін сучасних агрокліматичних умов були використані дані метеорологічних станцій Степової зони України. В якості часового масштабу прийнято інтервал у 30 років, через те, що стан клімату характеризується середніми значеннями, які властиві для такого інтервалу.

Для характеристики радіаційного режиму розглядалися такі показники: сумарна сонячна радіація, інтенсивність фотосинтетично-активної радіації (ФАР), сума ФАР та радіаційний баланс рослинного покриву.

Порівняльна характеристика величин сонячної радіації наводиться в табл. 1. Із розрахунків видно, що динаміка надходження сонячної радіації як за даними середніх багаторічних значень, так і за розрахунками за двома сценаріями RCP4,5 та RCP8,5 відрізняється кількісними показниками в різні періоди.

Як вже було сказано, Степова зона України поділяється на дві підзони: Північний Степ і

Південний Степ.

В Північному Степу надходження сумарної сонячної радіації в середньому за базовий період становило 334,25 Вт/(м²·д). За сценаріями, до 2050 року очікується збільшення надходження сонячної радіації. При чому за сценарієм RCP8,5 зростання буде більш відчутним і перевищуватиме середню величину базового періоду на 70,4 Вт/(м²·д).

Розраховані за сценаріями показники сонячної радіації за період із температурами повітря вище 5 °С у Північному Степу були майже однаковими впродовж усього періоду вегетації і коливались від 310 Вт/(м²·д) на початку періоду до 435 Вт/(м²·д) в 11 декаду вегетації, коли досягли максимальних значень. Слід відзначити, що до червня за сценаріями розрахунками надходження сонячної радіації вище, ніж за базовий період. Починаючи з червня до першої декади серпня, надходження сумарної радіації за сценаріями співпадатиме із середніми значеннями за базовий період.

У Північному Степу коливання інтенсивності ФАР впродовж періоду з температурами повітря вище 5 °С відзначається більш різкими коливаннями в базовий період, особливо в травні, червні та липні місяцях. Розраховані величини інтенсивності ФАР за сценаріями RCP4,5 та RCP8,5 відзначатимуться меншими коливаннями та будуть мати майже однакові значення 0,32 кал/(см²·хв).

Сумарне надходження ФАР у Північному Степу в середньому сягає 17,69 ккал/(см²·період). За обома сценаріями змін клімату до 2050 року очікуватиметься збільшення ФАР до 27,0 ккал/(см²·період).

В зоні Південного Степу відзначаються деякі відмінності в динаміці надходження сумарної сонячної радіації за середніми багаторічними значеннями від інших районів. До 11-ї декади вегетації надходження сумарної радіації було значно нижчим, ніж розраховане за сценаріями.

Після 11-ї декади до кінця періоду розраховані за сценаріями значення сумарної радіації будуть співпадати з середніми за базовий період. В цілому сумарна радіація за розрахунками за сценаріями буде очікуватись відповідно 462 та 469 Вт/(м²·д).

У Південному Степу динаміка інтенсивності ФАР впродовж періоду з температурами повітря вище 5 °С показує, що в цій зоні в базовий період її значення поступово зростали від 0,08 кал/(см²·хв) на початку періоду до

Таблиця 1 – Порівняльна характеристика показників сонячної радіації за період з температурою повітря вище 5 °С за природно-кліматичними зонами

Показники сонячної радіації	Степова зона	
	Північний Степ	Південний Степ
Середня за період сумарна сонячна радіація за декаду (1986 – 2005 рр.), Вт/(м ² д)	334.25	341.6
Сценарій RCP4,5 до 2050 р.	397.4	462.2
Різниця	63.2	150.6
Сценарій RCP8,5 до 2050 р.	404.7	469.9
Різниця	70.4	158.3
Інтенсивність ФАР (1986 – 2005 рр.), кал/(см ² ·хв)	0.171	0.208
Сценарій RCP 4,5 до 2050 р.	0.243	0.272
Різниця	0.07	0.06
Сценарій RCP 8,5 до 2050 р.	0.305	0.356
Різниця	0.13	0.15
Сума ФАР наростаючим підсумком (1986-2005 рр.), ккал/(см ² ·період)	17,69	17,86
Сценарій RCP4,5 до 2050 р.	27.51	38.23
Різниця	7.02	11.03
Сценарій RCP8,5 до 2050 р.	27.50	38.34
Різниця	9.81	21.14
Радіаційний баланс рослинного покриву (1986-2005 рр.), кал/(см ² ·добу)	116.08	119.7
Сценарій RCP4,5 до 2050 р.	183.4	208.6
Різниця	67.3	88.9
Сценарій RCP 8,5 до 2050 р.	172.8	199.2
Різниця	56.7	79.5

0,27 кал/(см²·хв) в десятю декаду, тобто до початку червня. Далі впродовж 7 декад коливання не спостерігались, а з сімнадцятої декади до кінця періоду почалось поступове зменшення інтенсивності ФАР.

Сумарне надходження ФАР в Південному Степу в базовий період сягало 17,86 ккал/(см²·період). У період до 2050 року за обома сценаріями очікуються суми ФАР 38,2 ккал/(см²·період).

В період до 2050 року буде спостерігатись збільшення радіаційного балансу за сценарієм RCP4,5 до 208 кал/(см²·д) та до 199 кал/(см²·д) за сценарієм RCP8.5.

Підвищення складових радіаційного режиму впродовж всього періоду з температурами повітря вище 5°С до 2050 року спричинить підвищення витрат тепла на випаровування та надходження тепла в ґрунт, що сприятиме зміні температурного режиму підстильної поверхні.

Аналіз змін температурного режиму по території України виконувався за ті самі періоди, що і показники радіаційного режиму: 1986-2005 рр.

та 2021-2050 рр.

В якості основних кліматичних та агрокліматичних характеристик температурного режиму були використані:

- дати стійкого переходу температури повітря через 0, 5, 10, 15 °С навесні та восени;
- тривалість періоду з температурами повітря вище 0, 5, 10, 15 °С;
- суми позитивних температур повітря за період з температурами вище 0, 5, 10, 15 °С;
- середня температура повітря січня, липня та їхня амплітуда.

Для сільськогосподарського виробництва важливу роль відіграє період з температурами повітря вище 5 °С, оскільки більшість зернових культур мають біологічний мінімум температури для розвитку саме 5 °С. Розглянемо, як зміняться терміни настання дат переходу температури повітря через 5 °С навесні і восени, розраховані за сценаріями RCP4,5 та RCP8,5, у порівнянні з середніми багаторічними термінами.

Середня багаторічна тривалість періоду з температурами повітря вище 5 °С в обох

підзонах становила відповідно 213 та 236 днів. Розрахунки за обома сценаріями показали, що навесні перехід температури повітря через 5 °С в Степовій зоні співпадає з датами базового періоду. Слід відзначити, що у Південному Степу за сценарієм RCP4,5 терміни переходу наставатимуть пізніше на 13 днів. Восени терміни переходу температури повітря через 5 °С будуть співпадати з середніми багаторічними.

Тривалість періоду з температурами вище 5 °С зменшиться, в Північному Степу – до 210 днів. У Південному Степу за сценарієм RCP4,5 тривалість періоду зменшиться до 215 днів, за сценарієм RCP 8,5 залишиться на рівні середнього багаторічного і становитиме 234 дні.

У зв'язку зі зміною тривалості періоду з температурами повітря вище 5 °С зміняться і суми температур у разі реалізації обох сценаріїв.

Період з температурами повітря вище 10 °С важливий для сільськогосподарського виробництва при вирощуванні більшості теплолюбних культур.

Аналіз таблиці 2 також показав, що за середніми багаторічними даними (1986-2005 роки) дати переходу температури через 10 °С навесні в Північному Степу – 17 – 19 квітня, в Південному Степу – всередині другої декади квітня. Восени ці дати відзначались у Північному Степу – 7 жовтня, а в Південному Степу – 19 жовтня. Тривалість періоду з температурами повітря вище 10 °С зростала до 186 днів у Південному Степу.

Розрахунки настання дат переходу температури повітря через 10 °С за сценаріями RCP4,5; та RCP8,5 навесні показують, що вони будуть наставати пізніше в Північному Степу – на 4 дні, у Південному Степу за першим сценарієм вони наставатимуть раніше на 4 дні, за другим сценарієм пізніше на 6 днів. Восени дати переходу температури повітря через 10 °С у Південному Степу будуть співпадати із середніми багаторічними, за обома сценаріями, і лише в Північному Степу ці дати будуть незначно відхилятися від середніх багаторічних: за першим сценарієм на 3 дні пізніше, за другим сценарієм на два дні раніше середніх багаторічних. Тривалість періоду з температурами повітря вище 10 °С за обома сценаріями у Степовій зоні буде однаковою, або нижчою ніж у базовий період.

Як видно з табл. 3, в разі реалізації будь-якого сценарію в районі Північного Степу суми температур вище 5 °С залишаться майже на рівні середніх багаторічних і становитимуть відповідно 2800 та 3010 °С. В Південному Степу середні багаторічні суми становили 3690 °С. За сценарієм RCP4,5 вони очікуються на рівні середніх багаторічних, за сценарієм RCP8,5 – вищими на 100 °С. У Північному Степу очікувані суми будуть майже однакові з середніми багаторічними і становитимуть 3040 – 3090 °С. І тільки в Південному Степу очікувані суми температур вище 10 °С будуть вищими за обома сценаріями

Таблиця 2 – Дати стійкого переходу середньої добової температури повітря через 5, 10, 15 °С та тривалість періодів з цими температурами

Період	Дати переходу температури повітря через межі						Кількість днів з температурою повітря рівною або вище		
	Навесні			Восени					
	5 °С	10 °С	15 °С	15 °С	10 °С	5 °С	5°С	10 °С	15 °С
Північний Степ									
1986-2005 рр.	1.IV	17.IV	15.V	15.IX	7.X	30.X	213	173	123
Сценарій RCP4,5	3.IV	21.IV	15.V	19.IX	10.X	29.X	210	172	136
Сценарій RCP8,5	1.IV	21.IV	12.V	15.IX	5.X	27.X	210	172	135
Південний Степ									
1986-2005 рр.	21.III	15.IV	12.V	25.IX	19.X	11.XI	236	186	136
Сценарій RCP4,5	3.IV	11.IV	12.V	20.IX	20.X	10.XI	215	181	131
Сценарій RCP8,5	22.III	21.IV	11.V	28.IX	20.X	10.XI	234	182	134

Таблиця 3 – Характеристики температурного режиму за різними сценаріями

Період	Сума активних температур вище				Температура повітря, °С		
	0 °С	5 °С	10 °С	15 °С	січень	липень	амплітуда
Північний Степ							
1986–2005	3409	3356	3010	2372	-4,0	22,1	26,1
RCP 4,5	3410	3325	3041	2570	-3,0	22,3	25,3
Різниця	-1	31	-31	-198	1	-0,2	0,8
RCP 8,5	3510	3380	3090	2571	-4,4	22,5	26,9
Різниця	-101	-24	-80	-199	-0,4	-0,4	-0,8
Південний Степ							
1986–2005	3819	3690	3322	2707	-1,9	23,7	25,6
RCP 4,5	3900	3683	3464	2732	0,1	23,9	23,8
Різниця	-81	7	-142	-25	1,8	-0,2	1,8
RCP8,5	3999	3798	3413	2894	-0,9	24,2	25,1
Різниця	-180	-108	-91	-187	1	-0,5	0,5

і становитимуть відповідно 3460 – 3410 °С (табл. 3).

Дати переходу температури повітря через 15 °С навесні в базовий період спостерігались у Північному Степу 15 травня, а у Південному Степу – 12 травня.

Восени, навпаки, вони наставали пізніше і були відповідно 15 вересня та 25 вересня. Тривалість періоду з температурами повітря вище 15 °С становила 125 – 136 днів.

Суми температур вище 15 °С теж зростали і становили в Північному Степу 2372 °С, в Південному – 2707 °С.

В разі реалізації сценарію RCP4,5 на період до 2050 року в Північному Степу очікується зростання сум температур до 2570 °С, в Південному Степу суми температур залишаться на рівні середніх багаторічних.

В разі реалізації сценарію RCP8,5 у Північному Степу очікується така ж сума, як і за першим сценарієм, тобто 2570 °С. В Південному Степу за другим сценарієм сума зростає значно більше, ніж за першим сценарієм і становитиме 2890 °С.

Ще однією з кліматичних характеристик термічного режиму є середні температури найхолоднішого і найтеплішого місяця (січень, липень). Як видно з табл. 3, в базовий період найвища температура в січні спостерігалась у Південному Степу -1,9 °С. В липні найвища температура спостерігалась теж у Південному

Степу і становила 23,7 °С. У відповідності з найвищими та найнижчими температурами повітря змінювалось і значення амплітуди температур. Так, у Північному Степу вона становила 26,1 °С, у Південному Степу – 25,6 °С. Розрахунки за обома сценаріями показують, що у січні в Степовій зоні температура зростає більше як на 1 °С, а в липні буде на рівні базового значення, або незначно вище. У зв'язку з підвищенням температури в січні, амплітуда температур зменшиться на 1 – 1,8 °С.

5. ВИСНОВКИ

Таким чином, порівняння середніх багаторічних показників радіаційно-теплого режиму та показників, розрахованих за даними кліматичної моделі, згідно з сценаріями Репрезентативної траєкторії концентрацій викидів парникових газів RCP4,5 та RCP8,5, встановило, що в Степовій зоні України очікується збільшення показників радіаційного режиму, яке, в свою чергу, спричинить поступове збільшення температури повітря, особливо за сценарієм RCP8,5. Потепління сприятиме підвищенню температури в зимові місяці та влітку, що зменшить амплітуди температури повітря. Крім того, зростання ресурсів тепла призведе до кращого теплозабезпечення сільськогосподарських культур, що даватиме змогу розширити ареал розповсюдження теплолюбних культур. Внаслідок

зростання надходження сум сонячної радіації в Південному Степу зростуть і суми температур за різні проміжки часу. Але зростання буде незначним і не перевищуватиме 200 °С.

ПОДЯКИ

Робота виконана в контексті реалізації задач міжнародного проекту “Адаптивне навчальне середовище для забезпечення компетенцій в галузі впливу місцевих погодних умов, якості повітря та клімату на економіку та соціум – ЕСОІМПАСТ”, 561975-EPP-1-2015-1-FI-EPPKA2-SVHE-JP, в рамках програми Європейського Союзу ERASMUS+.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України / за ред. С. М. Степаненка, А. М. Польового. Одеса: «Екологія», 2011. 694 с.
2. Кліматичні зміни та їх вплив на сфері економіки України / за ред. С. М. Степаненка, А. М. Польового. Одеса: Вид. «ТЕС», 2015. 520 с.
3. Антропогенные изменения климата // под ред. М. И. Будыко. Ю. А. Израэля. Ленинград: Гидрометеоздат, 1987. 405 с.
4. Волощук В. М. Основні закономірності сучасного потепління клімату на території України і його екологічні наслідки // Україна та глобальні процеси: географічний вимір. Київ – Луцьк, 1998. Т.3. С. 202 – 208.
5. Глобальные и региональные изменения климата и их природные и социально-экономические последствия / под ред. В. М. Котлякова. Москва: «Геос», 2000. 262 с.
6. Гребенюк Н., Корж Т., Яценко А. Нове про зміну глобального та регіонального клімату в Україні на початку ХХІ ст. // Водне господарство України. 2002. № 5-6. С. 56-62.
7. Тооминг Х. Г. Солнечная радиация и формирование урожая. Ленинград: Гидрометеоздат, 1977. 200 с.
8. Будаговский А. И., Росс Ю. К. Основы количественной теории фотосинтетической деятельности посевов // в кн. Фотосинтезирующие системы высокой продуктивности. Москва: Наука, 1966. С. 51 – 58.
9. Полевой А. Н. Прикладное моделирование и прогнози-

- рование продуктивности посевов. Ленинград: Гидрометеоздат, 1988. 318 с.
10. Польовий А. М. Сільськогосподарська метеорологія. Одеса: ТЕС, 2012. 628 с.

REFERENCES

1. Stepanenko S. M., Pol'ovyy A. M. (Eds). *Otsinka vplyvu klimatychnykh zmin na haluzi ekonomiky Ukrainy* [Assessment of impact of climate change on industries in Ukraine]. Odessa: «Ekolohiya» Publ., 2011. 694 p.
2. Stepanenko S. M., Pol'ovyy A. M. (Eds). *Klimatychni zminy ta yikh vplyv na sfery ekonomiky Ukrainy* [Climate change and its impact on sectors of the economy in Ukraine]. Odessa: «TES» Publ., 2015. 520 p.
3. Budyko M. I. Izrayel Yu. A. (Eds). *Antropogennyye izmeneniya klimata* [Anthropogenic climate change]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987. 405 p.
4. Voloshchuk V. M. Basic regularities of current global warming on the territory of Ukraine and its environmental impacts. *Ukrayina ta hlobal'ni protsesy: heohrafichnyy vymir* [Ukraine and global processes: the geographical dimension]. Kyiv – Lutsk, 1998, vol. 3, pp. 202 – 208.
5. Kotlyakov V. M. (Ed.). *Global'nye i regional'nye izmeneniya klimata i ikh prirodnye i sotsial'no-ekonomicheskie posledstviya* [Global and regional climate change and its environmental and socio-economic impacts]. Moscow: «Geos», 2000. 262 p.
6. Hrebenyuk N., Korzh T., Yatsenko A. *Vodne hospodarstvo Ukrainy – Water industry of Ukraine*, 2002, no. 5-6, pp. 56-62.
7. Tooming Kh. G. *Solnechnaya radiatsiya i formirovaniye urozhaya* [Solar radiation and the crop formation]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1977. 200 p.
8. Budagovskiy A. I., Ross Yu. K. Fundamentals of quantitative theory of photosynthetic activity of crops. *V rnige: Fotosinteziruyushchie sistemy vysokoy produktivnosti* [In book: Photosynthetic high productivity system]. Moscow: Nauka, 1966. pp. 51 – 58.
9. Polevoy A. N. *Prikladnoye modelirovaniye i prognozirovaniye produktivnosti posevov* [Application modeling and forecasting of crop productivity]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1988. 318 p.
10. Pol'ovyy A. M. *Sil'skohospodars'ka meteorolohiya* [Agricultural Meteorology]. Odessa: «TES» Publ., 2012. 628 p.

RADIATION-AND-TEMPERATURE RESOURCES OF THE STEPPE ZONE IN UKRAINE UNDER THE CLIMATE CHANGE CONDITIONS IN THE PERIOD OF UP TO 2050

A. N. Polevoy, Dr Sci (Geogr.),

Academ. of the Higher School Academy of Sciences of Ukraine, Prof.,

O. V. Shabliy, Assis. Prof.

Odessa State Environmental University,

15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, apolevoy@te.net.ua

Indices of the radiation-and-temperature regime in the Steppe zone of Ukraine in the period of 1986 through 2005, as compared to the expected changes in these indices, calculated in accordance with the two climate change scenarios, RCP4,5 and RCP8,5, for the period of up to 2050, are under consideration in the paper. RCP4,5 is a scenario of stabilization of greenhouse gas emissions into the atmosphere, while RCP8.5 is the one of very high greenhouse gas emissions. To character-

ize the radiation and thermal resources in the Steppe zone of Ukraine in the period of 1986 through 2005 (the basic period), and the change in the period of 2021 through 2050 calculations of average long-term values for the first group of environmental factors were performed: the duration of daytime, the total daily solar radiation, the intensity of photosynthetically active radiation (PAR), the accumulated PAR, the radiation balance of the vegetation cover, and the temperature regime. The following principal agro-climatic characteristics of the temperature regime were considered: dates of stable rise of the air temperature above 0, 5, 10, 15 °C in spring and autumn, duration of the period with air temperatures above 0, 5, 10, 15 °C, the accumulated positive air temperatures for the period with air temperatures above 0, 5, 10, 15 °C, the average air temperature in January and July, and the amplitude.

It is pointed out that in the period of up to 2050, according to the calculations in both scenarios, increased indices of the radiation-and-temperature regime will be observed. The values of the radiation regime parameters will predominantly increase in late summer and early autumn. As a result of the inflow of increased accumulated solar radiation, the accumulated temperatures in the period with air temperatures above 5 °C will also rise. The expected increase in the accumulated temperatures will nevertheless not exceed 200 °C. A rise in the total temperature will contribute to better heat supply for the crops.

Keywords: solar radiation, photosynthetically active radiation, photosynthetic potential, air temperature, accumulated temperatures

РАДИАЦИОННО – ТЕПЛОВЫЕ РЕСУРСЫ СТЕПНОЙ ЗОНЫ УКРАИНЫ НА ПЕРИОД ДО 2050 ГОДА ПОД ВЛИЯНИЕМ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

А. Н. Полевой, д-р геогр. наук, акад. АНВШ Украины, проф.,
О. В. Шаблій, ст. преп.

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, apolevoy@te.net.ua*

Рассматриваются показатели радиационно-теплового режима в Степной зоне Украины за период 1986-2005 гг. в сравнении с ожидаемыми их изменениями, рассчитанными по двум сценариям изменения климата RCP4,5 и RCP8,5 на период до 2050 года. Сценарий RCP4,5 - это сценарий стабилизации выбросов парниковых газов в атмосферу, сценарий RCP8,5 – это сценарий с очень высоким уровнем выбросов парниковых газов. Для характеристики радиационных и тепловых ресурсов за период 1986-2005 гг. (базовый период) в Степной зоне Украины и их изменения на период 2021 – 2050 гг. были проведены расчеты средних многолетних величин первой группы факторов окружающей среды: продолжительность светлого времени суток, суммарной солнечной радиации за сутки, интенсивности фотосинтетически активной радиации (ФАР), суммы ФАР, радиационного баланса растительного покрова, температурного режима. Отмечается, что в период до 2050 года будет наблюдаться повышение показателей радиационно – теплового режима по расчетам по обоим сценариям. Повышение значений показателей радиационного режима будет наблюдаться в основном во второй половине лета и начале осени. В результате поступления повышенных сумм солнечной радиации, возрастут и суммы температур за период с температурами воздуха выше 5 °C. Однако ожидаемое увеличение сумм температур не будет превышать 200°С. Повышение сумм температур будет способствовать лучшей теплообеспеченности сельскохозяйственных культур.

Ключевые слова: солнечная радиация, фотосинтетически активная радиация, фотосинтетический потенциал, температура, сумма температур.

*Дата першого подання: 11. 10. 2016
Дата надходження остаточної версії: 20. 11. 2016
Дата публікації статті: 24. 11. 2016*

ДИНАМІКА ПОКАЗНИКІВ ЯКОСТІ ЯГІД ТЕХНІЧНИХ СОРТІВ ВІНОГРАДУ В ПЕРІОД ДОЗРІВАННЯ

Г. В. Ляшенко, д-р. геогр. наук
О. М. Соборова, аспірант

Одеський державний екологічний інститут,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, lgv53@ukr.net

У статті надається характеристика основних показників якості врожаю винограду – вмісту цукру у соку ягід винограду і титруємої кислоти, які надають особливий смак головній продукції технічних сортів винограду – сухих вин. Описуються методи та інструментарій лабораторних аналізів вказаних показників, а також методика польового дослідження.

Представлено результати лабораторно-польового дослідження, проведеного у 2015 році на ділянках відділу ампелографії і клонової селекції ННЦ «Інститут виноградарства та виноробства ім. В. Є. Таїрова». Якість врожаю винограду визначалась для трьох сортів - Муската Одеського, Сухолиманського білого і Одеського чорного (відповідно середньопізннього, пізньосереднього і пізнього термінів дозрівання). Аналіз показників якості винограду проводився в динаміці в період дозрівання (від початку дозрівання до технічної стиглості) в чотирьох повторностях на 40 рослинах в трьох ярусах куща - верхньому, середньому і нижньому.

Визначено особливості динаміки показників якості винограду технічних сортів різних термінів стиглості.

Ключові слова: якість винограду, сік ягід, вміст цукру, титруєма кислотність, глюкоацидиметричний показник, сорти винограду, період дозрівання, динаміка.

1. ВСТУП

Виноградарство і виноробство в Україні, за незначних площ під виноградниками, відноситься до галузей сільського господарства, які відрізняються значними прибутками. На теперішній час селекціонерами Національного наукового центру «Інститут виноградарства і виноробства ім. В. Є. Таїрова» створено більше 30 сортів винограду, які характеризуються значною пластичністю до екологічних умов України. Врожайність цих сортів винограду може в окремі роки досягати 10-15 т/га. Треба відмітити, що більшість сортів також досить стійка до хвороб і шкідників, поширених в Україні.

Найбільший прибуток галузі приносять технічні сорти винограду, продукція яких використовується для виготовлення вин, в ряду яких сухі марочні вина мають особливу цінність. Ця цінність визначається різними органолептичними властивостями винограду, які характеризуються більш ніж 20-ма показниками. До основних показників відносяться вміст цукру і титруєма кислотність ягід винограду, які зумовлюють якість винограду як сировини для виноробства. Ці показники також визначають терміни збору вро-

жаю, так як характеризують кондиційність виноградарської продукції і капіталовкладення при виготовленні вина. І якщо кількість виноградної продукції формується впродовж усього циклу розвитку рослини, то якість винограду формується в період дозрівання.

Метою даної статті є висвітлення результатів дослідження динаміки накопичення цукру і титруємої кислотності в ягодах винограду трьох сортів винограду, які відрізняються термінами дозрівання і використовуються для виготовлення сухих і десертних марочних вин – Сухолиманське біле, Таїровське червоне і Мускат одеський.

2. МАТЕРІАЛИ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

На накопичення цукру у ягодах винограду впливає велика кількість факторів зовнішнього середовища, і виноград одного і того ж сорту в різних ґрунтово-кліматичних умовах часто накопичує абсолютно різну кількість цукру, навіть за однакових умов агротехніки. Також вміст цукру у ягодах схильний до значних коливань по роках одного й того ж сорту й фізико-географічного району [1 - 4]. У 1 см³ соку зрілого винограду вміст цукру в залежності від сорту,

місця зростання і агротехніки може коливатися від 120-150 до 250-300 г [5].

На сьогодні в практиці виноградарства і виноробства про зміни кислотності в суслі судять по наявності в ньому так званої загальної, або титруємої кислотності (г/л або г/дм³). Слід зазначити, що загальна (титруєма) кислотність дає дещо занижені значення в порівнянні з фактичним вмістом у суслі органічних кислот. Проте, у зв'язку з порівняно легким визначенням і добрим відображенням зміни у часі та просторі, для характеристики якості виноградного соку і суслу користуються в основному даними про титруєму кислотність.

Дуже часто винороби оперують ще одним, комплексним, показником, який характеризує співвідношення вмісту цукру і титруємої кислотності у соку ягід винограду - глюкоацидиметричний показник ГАП (відносна величина). Для різних типів вин цей показник складає від 3-4 до 6-7. Польовий дослід проводився в 2014 і 2015 роках на колекційних ділянках відділу ампелографії і клонової селекції, а лабораторний аналіз виконувався в біохімічній лабораторії відділу виноробства ННЦ «ІВІВ ім. В. Є. Таїрова». Відбір проб для аналізу якості винограду проводився на ділянках з сортами винограду Мускат одеський, Сухолиманський білий та Одеський чорний в 4-х повторностях на трьох ярусах крони кущів – верхній, середній і нижній.

Лабораторні аналізи виконувалися із застосуванням відомих методів. Визначення масової концентрації цукру у суслі здійснювалося із застосуванням аерометричного методу, який базується на пропорційній залежності між щільністю суслу і вмістом в ньому цукрів. Визначення масової концентрації титруємих кислот засноване на прямому титруванні суслу, виноматеріалу або вина титрованим розчином лугу до нейтральної реакції, яка встановлюється за допомогою індикатора.

3. РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Авторами раніше проведено аналіз статистичних даних з якості винограду, осереднених в масштабі окремих адміністративних областей України, які надають уявлення про їх можливу зональну мінливість [8]. В цій роботі оцінюється динаміка показників якості винограду окремих сортів.

Досліджувані сорти відрізняються термінами наступу різних фаз і, особливо, термінами початку дозрівання і технічної стиглості та тривалістю вегетаційного періоду [5 - 7]. **Мускат одесь-**

кий відноситься до середньопізніх сортів з тривалістю вегетаційного періоду 130-140 днів. Кущі вище середньої сили росту. Грона циліндроконічна середньої величини вагою 130-190 г. Ягода середнього розміру, округла, жовтуватозеленого або бурштинного кольору вагою 1,8-2,0 г. Смак гармонійний, з сильним мускатним ароматом. М'якоть злегка слизька, шкірка тонка, але міцна. Сорт винограду Мускат одеський підвищено стійкий до морозу -24 °С, мілдью (2,5 бала), оїдїуму (2 бали). Виноград використовується для виготовлення білих столових і десертних вин, мускатного ігристого, соків високої якості.

Сухолиманський білий пізньосереднього терміну дозрівання, виведений шляхом схрещування сортів Шардоне і Плавай. На Україні районований в окремих підзонах Одеської області. Перспективний для отримання марочних сухих і напівсолодких і шампанських вин. Період вегетації від початку розпускання бруньок до технічної стиглості становить 150 днів. Кущі сильно-рослі. Грона середнього розміру циліндричної або циліндрично-конічної форми. Ягоди середнього розміру, округлі, зеленувато-золотистого кольору. М'якоть соковита. Смак гармонійний з оригінальним сортовим тоном.

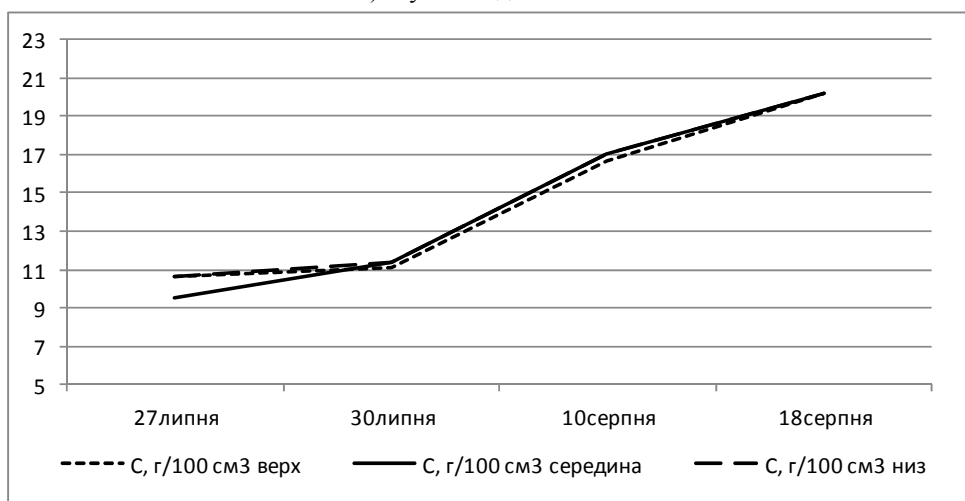
Одеський чорний пізнього строку дозрівання. Перспективний для отримання високоякісних червоних сухих і десертних вина. Період вегетації сорту дорівнює 160 днів. Кущі досить сильного зростання. Грона середнього розміру конічної форми. Ягоди середні, округлі, чорні. Сік інтенсивно забарвлений.

На рис. 1 і 2 і в табл. 1 показано динаміку накопичення цукру і величину титруємої кислотності у ягодах вказаних сортів винограду за період від початку дозрівання до технічної стиглості. Наочно видно різницю в термінах настання фаз цих сортів, яка досягає одного місяця. Початок дозрівання ягід у сорту Мускат одеський, Сухолиманський білий і Одеський чорний настає відповідно 27 липня, 26 серпня і 26 серпня, а технічна стиглість – 18 серпня, 21 і 25 вересня.

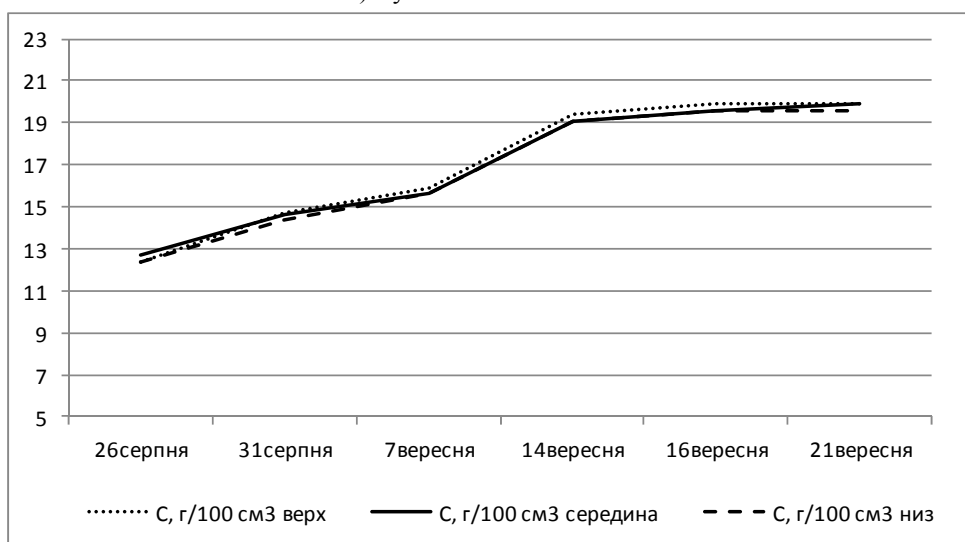
Вміст цукру у ягодах винограду Мускат Одеський по ярусам кущів змінюється за цей період від 9,5 - 10,6 до 20,2 г/дм³, у сорту Сухолиманський білий – від 12,4 до 19,6 - 19,9 г/дм³ а у сорту Одеський чорний – від 14,8 - 15,2 г/дм³. Різниця вмісту цукру за період досягання по сортам відповідно складає 10,7, 7,5 і 6,7 г/дм³.

Титруєма кислотність у соку ягід за період найбільше змінюється у сорту Мускат одеський – від 21,5 - 23,2 до 6,4 - 6,6 г/дм³, різниця складає 16,8 г/дм³. У сорту Сухолиманський білий її різниця

а) Мускат Одеський



б) Сухолиманський білий



в) Одеський чорний

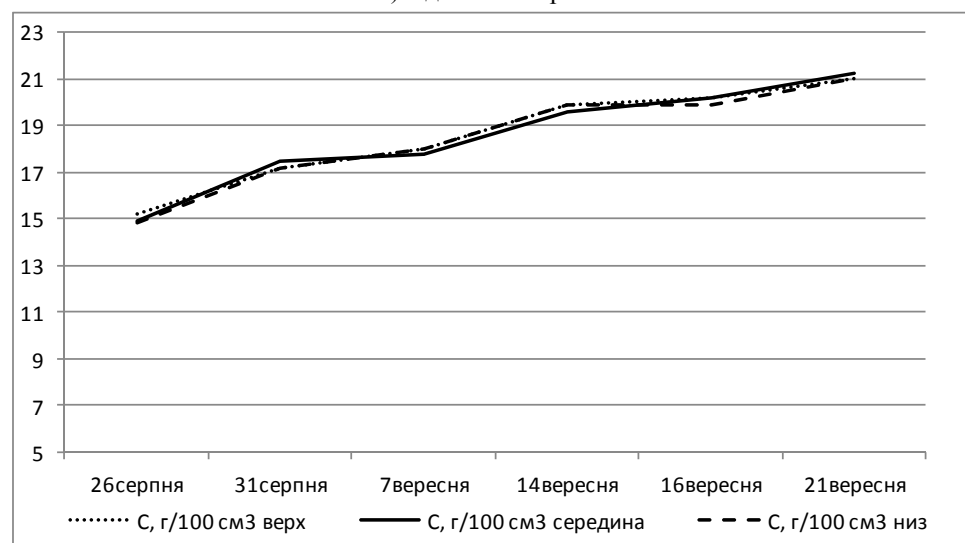
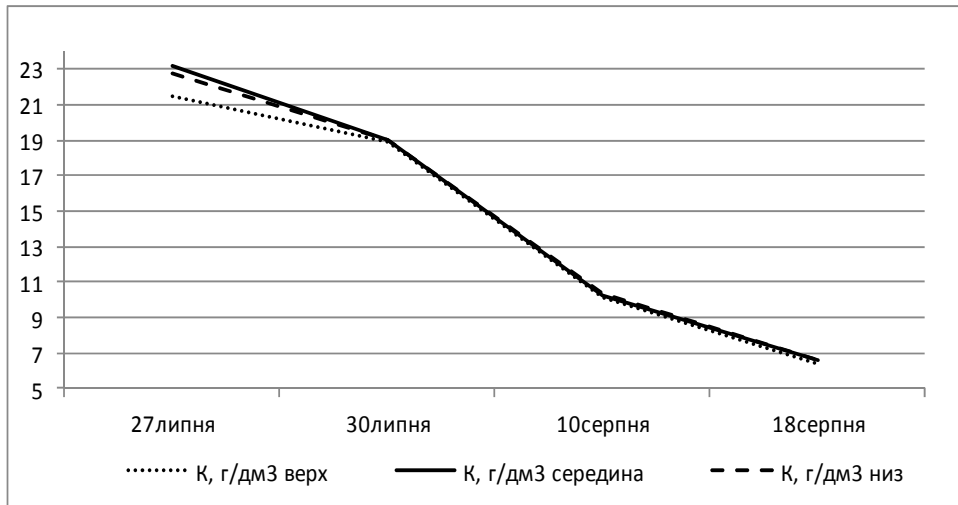
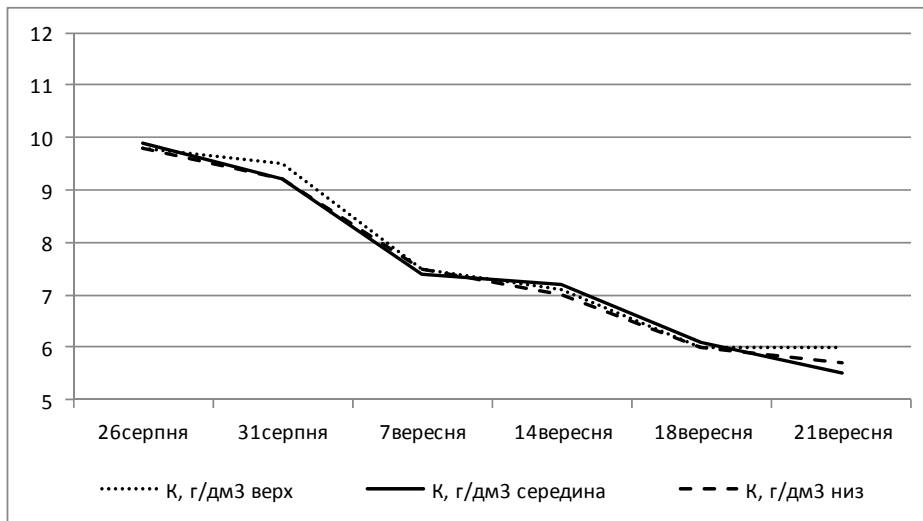


Рис. 1. - Динаміка накопичення цукру у ягодах винограду різних сортів, г/дм³

а) Мускат Одеський:



б) Сухолиманський білий



в) Одеський чорний

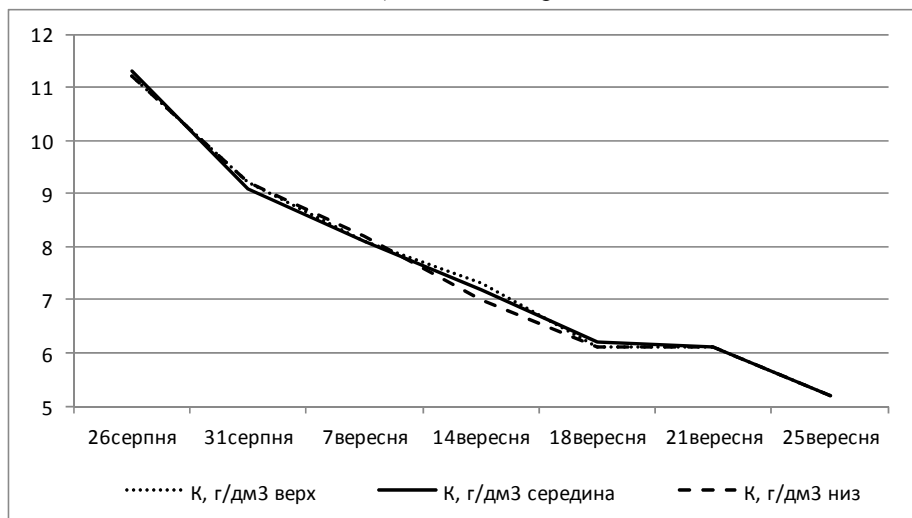


Рис. 2. - Динаміка титруємої кислотності у ягодах винограду різних сортів, г/дм³

дорівнює 3,9 - 4,4 г/дм³ (від 9,8 - 9,9 до 5,5 - 6,0 г/дм³), а у сорту Одеський чорний – 6,0 г/дм³ (від 11,2 до 45,2 г/дм³). Різниця величин вмісту цукру у ягодах винограду по сортах впродовж усього періоду змінювалася в незначних межах – від 0,0 до 1,1 г/дм³.

Виконано розрахунки величини глюкоацетиричного показника ГАП. Виявлено, що ГАП

у сортів Мускат одеський, Сухолиманський білий і Одеський чорний змінювався відповідно від 0,5 до 3,0-3,1, від 1,2-1,3 до 3,3-3,6 і від 1,3 до 4,1. Це вказує на достатні величини для одержання доброї якості виноматеріалу для приготування високоякісних вин.

Таблиця 1 - Характеристика динаміки показників якості винограду за результатами лабораторно-польового дослідження 2015 року

Дати		Вміст цукру, г/100см ³			Кислотність, г/см ³ :		
		Сорти					
		Мускат одеський	Сухолиманський білий	Одеський чорний	Мускат одеський	Сухолиманський білий	Одеський чорний
27.07	верх	10,6	---	---	21,5	---	---
	серед.	9,5	---	---	23,2	---	---
	низ	10,6	---	---	22,8	---	---
30.07	верх	11,1	---	---	18,9	---	---
	серед.	11,4	---	---	19,0	---	---
	низ	11,4	---	---	19,0	---	---
10.08	верх	16,7	---	---	10,1	---	---
	серед.	17,0	---	---	10,2	---	---
	низ	17,0	---	---	10,3	---	---
18.08	верх	20,2	---	---	6,4	---	---
	серед.	20,2	---	---	6,6	---	---
	низ	20,2	---	---	6,6	---	---
26.08	верх	---	12,4	15,2	---	9,8	11,2
	серед.	---	12,7	14,9	---	9,9	11,3
	низ	---	12,4	14,8	---	9,8	11,2
31.08	верх	---	14,7	17,2	---	9,5	9,2
	серед.	---	14,6	17,5	---	9,2	9,1
	низ	---	14,4	17,2	---	9,2	9,2
7.09	верх	---	15,9	18,0	---	7,5	8,1
	серед.	---	15,6	17,8	---	7,4	8,1
	низ	---	15,6	18,0	---	7,5	8,2
14.09	верх	---	19,4	19,9	---	7,1	7,3
	серед.	---	19,1	19,6	---	7,2	7,2
	низ	---	19,1	19,9	---	7,0	7,0
18.09	верх	---	19,9	20,2	---	6,0	6,1
	серед.	---	19,6	20,2	---	6,1	6,2
	низ	---	19,6	19,9	---	6,0	6,1
21.09	верх	---	19,9	21,0	---	6,0	6,1
	серед.	---	19,9	21,2	---	5,5	6,1
	низ	---	19,6	21,0	---	5,7	6,1
25.09	верх	---	---	21,2	---	---	5,2
	серед.	---	---	21,2	---	---	5,2
	низ	---	---	21,2	---	---	5,2

4. ВИСНОВКИ

Наведено результати аналізу динаміки показників якості ягід винограду різних термінів дозрівання. Встановлено, що динаміка вмісту цукру і титруємої кислотності у ягодах різних сортів має свої особливості. Найбільші темпи їх зміни відзначаються у сорту з найменшим періодом досягання – Мускат одеський, відповідно 10,7 і 16,8 г/дм³.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Давитая Ф. Ф. Исследование климатов винограда в СССР и обоснование их практического применения. Москва - Ленинград: Гидрометеоздат, 1952. 304 с.
2. Турманидзе Т. И. Климат и урожай винограда. Ленинград: Гидрометеоздат, 1981. 223 с.
3. Фурса Д. И. Погода, орошение и продуктивность винограда. Ленинград: Гидрометеоздат, 1986. 200 с.
4. Физиология винограда и основы его возделывания / под ред. академика К. Стоева. София: Изд-во Болгарской академии наук, 1981. 332 с.
5. Виноградарство Северного Причерноморья / под ред. В. В. Власова. Арциз, 2009. 207 с.
6. Власов В. В., Шевченко И. В., Ляшенко Г. В. Экологический паспорт районированных в Украине сортов винограда // Виноград 2008. № 7. С. 22-25.
7. Ампеграфический атлас сортов и форм винограда селекции Национального научного центра «ИВиВ им. В. Е. Таирова». Киев: Аграрная наука, 2014. 136 с.
8. Ляшенко Г. В., Соборова О. М., Опеха О. М., Мельникова С. М. Дослідження зв'язку якості виноградної продукції з агрокліматичними умовами // Виноградарство і виноробство: міжв. тем. наук. зб. Одеса: Optimum, 2014. Вип. 51. С. 190-194.

REFERENCES

1. Davitaya F. F. *Issledovanie klimatov vinograda v SSSR i obosnovanie ikh prakticheskogo primeneniya* [Research of climates grapes in the USSR and the rationale for their practical application]. Moscow -- Leningrad: Gidrometeoizdat, 1952. 304 p.
2. Turmanidze T. I. *Klimat i urozhay vinograda* [Climate and grape harvest]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1981. 223 p.
3. Fursa D. I. *Pogoda, oroshenie i produktivnost' vinograda* [Weather, irrigation and productivity of grapes]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1986. 200 p.
4. Stoev K. (Ed.). *Fiziologiya vinograda i osnovy ego vozdelevaniya* [Physiology of grape and the basis of its cultivation]. Sofia: Bulgaria Academy of Science Publ. 1981. 332 p.
5. Vlasov V. V. (Ed.). *Vinogradarstvo Severnogo Prichernomor'ya* [Viticulture of The Northern Black Sea Coast]. Artsyz, 2009. 207 p.
6. Vlasov V. V., Shevchenko I. V., Lyashenko G. V. Environmental passport of the grapes zoned in Ukraine. *VinoGrad*, 2008, no. 7, pp. 22-25. (In Ukrainian)
7. *Ampelograficheskiy atlas sortov i form vinograda selektsii Natsionalnogo nauchnogo tsentra «IViV im. V. E. Tairova»* [Ampelographic atlas of grape varieties and forms selection of The National Scientific Center "Institute of viticulture and wine after V. E. Tairov "]. Kiev: Agrarna nauka, 2014. 136 p.
8. Lyashenko G. V., Soborova O. M., Opexha O. M., Melnikova E. M. Research of links between grape production quality and agroclimatic conditions. *Vynogradarstvo i vynorobstvo: mizhv. tem. nauk. zb* [Viticulture and winemaking, interdepartmental thematic scientific collection]. Odessa: Optimum, 2014, issue 51, pp. 190-194. (In Ukrainian)

ДИНАМІКА ПОКАЗАТЕЛЕЙ ЯКОСТВА ЯГОД ТЕХНІЧЕСКИХ СОРТОВ ВИНОГРАДА ЗА ПЕРІОД СОЗРЕВАННЯ

Г. В. Ляшенко, д.геогр.н.
О. М. Соборова, аспірант

Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016 Одесса, Украина, lgv53@ukr.net

В статье дается характеристика основных показателей качества урожая винограда – содержания сахара в соке ягод винограда и титруемой кислотности, которые придают особый вкус главной продукции технических сортов винограда – сухих вин. Описываются методы и инструментарий лабораторных анализов указанных показателей, а также методика полевого опыта.

Представлены результаты лабораторно-полевого опыта, проведенного в 2015 году на участках отдела ампеграфии и клоновой селекции ННЦ «Институт виноградарства и виноделия им. В.Е. Таирова». Качество урожая винограда определялось для трех сортов – Муската Одесского, Сухолиманского белого и Одесского черного (соответственно среднепозднего, позднесреднего и позднего сроков созревания). Анализ показателей качества винограда проводился в динамике в период созревания (от начала созревания до технической

спелости) в четырех повторностях на 40 растений на трех ярусах куста - верхнем, среднем и нижнем.

Определены особенности динамики показателей качества винограда технических сортов разных сроков созревания.

Ключевые слова: качество винограда, сок ягод, содержание сахара, титруемая кислотность, глюкоацидиметрический показатель, сорта винограда, период созревания, динамика.

THE DYNAMICS OF BERRIES QUALITY INDICATORS OF TECHNICAL KINDS OF GRAPES DURING A RIPENING PERIOD

H. V. Lyashenko, Dr. Geogr. Sci

O. M. Soborova, graduate student

*Odessa State Environmental University,
Lvivskaya str., 15, 65016, Odessa, Ukraine, lgy53@ukr.net*

The article describes the main indicators of a grapes crop quality -- a sugar content in the juice of grapes and a titratable acidity, which give a special taste to the main production of technical kinds of grapes -- dry wines. The methods and tools of the laboratory analysis of these indicators, as well as the methodology of a field experience are described.

The results of laboratory and field experiments, conducted in 2015 in the areas of an ampelography and clonal selection department of NSC of "Institute for Winegrowing and Winemaking named after V. E. Tairov" are represented.

The quality of grapes crop was determined for three grades -- Odessa Muscat, Sukholimansky white and Odessa black (respectively medium, later than average and late ripening). Analysis of grape quality indicators was carried out in the dynamics during ripening (from the beginning of ripening to a technical maturity) in four replications for 40 plants on three tiers of the bush - the upper, middle and lower.

It was executed the calculations of gluco-acidimetric indicator (GAP) value for grades Odessa Muscat, Sukholimansky white and Odessa black. The following conclusions were obtained. The greatest rate of change of grapes quality indicators of different ripening technical kinds is observed for the grape with the lowest grade ripening period – Odessa Muscat.

The resulting calculations indicate sufficient indicators value to obtain good quality wine materials for making high quality wines.

Keywords: a grapes quality, juice of berries, a sugar content, a titratable acidity, gluco-acidimetric indicator, grapes, a ripening period, a dynamics.

Дата первого представления.: 25. 10. 2016

Дата поступления окончательной версии : 08. 11. 2016

Дата опубликования статьи: 24. 11. 2016

УДК: 633:551.586

ОЦЕНКА ТЕПЛОБЕСПЕЧЕННОСТИ ВЕГЕТАЦИОННОГО ПЕРИОДА В СЕВЕРНОЙ ЗЕРНОСЕЮЩЕЙ ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА

С. С. Байшоланов, канд. геогр. наук, доц., ведущий науч. сотр.

Филиал ТОО «Институт географии» Министерства образования и науки Республики Казахстан,
ул. Д. Кунаева 12/1, 010000 Астана, Казахстан, saken_baisholan@mail.ru

В статье описывается термический режим, продолжительность и теплообеспеченность вегетационного периода на территории 4 северных областей Казахстана. Продолжительность вегетационного периода для ранних яровых культур составляет 172-193 суток, для поздних яровых культур – 136-162 суток, а для теплолюбивых культур – 89-124 суток. Суточный размах температуры воздуха 11,4-14,7°C предполагает достаточно высокое качество зерна. Вегетационный период на 90% обеспечено суммой активных температур воздуха выше 10°C в пределах 2000-2900°C. На севере рассматриваемой территории тепловые ресурсы удовлетворяют потребности мягких и твердых сортов пшеницы, но недостаточны для подсолнечника и кукурузы, а на юге – достаточны для пшеницы, для всех сортов подсолнечника, а также для среднепозднеспелых сортов кукурузы. Также были построены карты теплообеспеченности и продолжительности вегетационного периода.

Ключевые слова: климат, агроклиматические ресурсы, теплообеспеченность, сумма активных температур, вегетационный период.

1. ВСТУПЛЕНИЕ

Агроклиматические ресурсы территории являются одним из основных природных факторов, определяющих состояние сельского хозяйства. Развитие сельского хозяйства в Казахстане требует тщательного учета агроклиматических ресурсов. Знание агроклиматических ресурсов территории позволяет определить соответствие климата требованиям сельскохозяйственных культур. Одним из важных показателей климата является термический режим и обеспеченность теплом вегетационного периода.

В Казахстане первый научный труд по агроклиматическим ресурсам и районированию сельскохозяйственных культур «Агроклиматическое районирование Казахстана» был опубликован П.И. Колосковым в 1947 году [1]. В 1955 году под редакцией Ф.Ф. Давитая была опубликована монография «Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель» [2]. В 50-70-х годах XX века были выпущены агроклиматические справочники по всем областям Казахстана [3]. На сегодня эти справочники информационно и технологически устарели. Соответственно возникла острая необходимость переоценки агроклиматических ресурсов на основе современных данных, методик и подходов.

Агроклиматические ресурсы территории в основном характеризуются показателями ресурсов солнечной радиации, термического режима и режима увлажнения вегетационного периода.

Данная работа посвящена исследованию теплообеспеченности вегетационного периода северной зерносеющей территории Казахстана. В северных 4 областях Казахстана находятся 73 % посевных площадей сельскохозяйственных культур: в Костанайской – более 5,0 млн. га, в Акмолинской – более 4,6 млн. га, в Северо-Казахстанской – более 4,3 млн. га, в Павлодарской – более 1,1 млн. га.

2. ВХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для определения показателей теплового режима были использованы данные 70 метеорологических станций (МС) Республиканского государственного предприятия «Казгидромет» Министерства энергетики Республики Казахстан, за период 1981-2014 гг.

Материалы были обработаны общепринятыми методами статистической и климатологической обработки данных. Агроклиматические карты были построены с помощью программного обеспечения ArcGIS 10.1.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И АНАЛИЗ

3.1 Температурные условия

На исследуемой территории Северного Казахстана континентальность климата по индексу Л. Горчинского составляет от 50 до 70, и соответственно климат здесь является континентальным. Для данной территории свойственно ши-

ротное распределение температуры воздуха. Средняя годовая температура воздуха на рассматриваемой территории растет с севера на юг от 1,8 °С на МС Возвышенка в Северо-Казахстанской области до 5,3 °С на МС Екидын в Костанайской области. Средняя за июль температура воздуха по территории меняется от 18,5 °С до 23,6 °С, а средняя за январь – от минус 12,8 °С до минус 17,4 °С.

На севере исследуемой территории в среднем за многолетний период (1981-2014 гг.) климатическая весна начинается 6 апреля и продолжается около 50 суток, лето наступает в начале июня и длится около 90 суток. Далее в конце августа начинается осень с продолжительностью около 60 суток. Зима наступает в конце октября и бывает очень продолжительной, около 160 суток.

На юге исследуемой территории климатическая весна начинается 28 марта и продолжается около 45 суток, лето наступает в середине мая и длится около 120 суток. Далее в середине сентября начинается осень с продолжительностью около 50 суток. Зима наступает в начале ноября и продолжается около 140 суток. Из-за большой широтной протяженности исследуемой территории разница продолжительности лета на юге и на севере составляет около 1 месяца, а зимы – около 20 суток.

В Северном Казахстане в целом лето бывает теплым, а зима холодной. Расчеты показали, что относительно жаркое лето наблюдается в 2 годах из 10 лет, прохладное лето также наблюдается 2 раза за 10 лет, относительно теплая зима бывает 1 раз в 10 лет, а холодная зима – 2 раза в 10 лет. Нормальное, т.е. свойственное для данной территории лето устанавливается в 6 годах из 10 лет, а нормальная зима – в 7 годах из 10 лет.

3.2 Продолжительность вегетационного периода

Рост и развитие растений начинается от даты устойчивого перехода суточной температуры воздуха выше уровня ее биологически минимальной температуры. Для яровых культур раннего срока сева биологический минимум находится около 5 °С, для яровых культур позднего срока сева – около 10 °С, а для теплолюбивых культур – около 15 °С [4 - 8].

В таблице 1 по некоторым МС 4 северных областей Казахстана приведены даты устойчивого перехода температуры воздуха через 5 °С, 10 °С и 15 °С весной и осенью, а также продолжительность периода выше таких переделов, соответственно характеризующие продолжительность вегетационного периода ранних яровых, поздних яровых и теплолюбивых культур.

В Северо-Казахстанской области в среднем устойчивый переход температуры воздуха через 5 °С весной наблюдается 15-20 апреля, а осенью переход в сторону понижения происходит 9-12 октября, и соответственно продолжительность вегетационного периода для ранних яровых культур составляет 172-180 суток. Температура воздуха переходит через 10 °С в сторону повышения весной 3-7 мая, а обратно осенью – 18-22 сентября. Соответственно продолжительность вегетационного периода для поздних яровых культур растет с севера на юг от 130 до 140 суток. Однако на юге области в районе Кокшетауской возвышенности продолжительность вновь сокращается до 135 и менее суток. Средняя суточная температура воздуха переходит через 15 °С весной 24-28 мая, а осенью в сторону понижения – 25-29 августа, и продолжительность вегетационного периода для теплолюбивых культур составляет на севере области 89 суток, а на юге - 97 суток.

Таблица 1 – Даты перехода температуры воздуха через 5°С (D₅), 10°С (D₁₀), 15°С (D₁₅) и продолжительность периода выше указанных переделов (N₅, N₁₀, N₁₅)

МС	D ₅		N ₅ , сутки	D ₁₀		N ₁₀ , сутки	D ₁₅		N ₁₅ , сутки
	весна	осень		весна	осень		весна	осень	
Петропавловск	19.04	10.10	174	06.05	19.09	136	28.05	25.08	89
Кокшетау	17.04	13.10	179	05.05	22.09	140	26.05	29.08	95
Атбасар	18.04	11.10	176	05.05	22.09	140	25.05	01.09	99
Михайловка	18.04	10.10	175	05.05	21.09	139	26.05	29.08	95
Костанай	14.04	14.10	183	02.05	25.09	146	21.05	04.09	106
Житикара	15.04	14.10	182	02.05	25.09	146	22.05	04.09	105
Есиль	14.04	14.10	183	01.05	24.09	146	20.05	03.09	106
Астана	14.04	14.10	183	01.05	25.09	147	21.05	03.09	105
Павлодар	13.04	13.10	183	30.04	24.09	147	21.05	03.09	105
Аркалык	14.04	14.10	183	30.04	26.09	149	19.05	06.09	110
Екидын	09.04	19.10	193	23.04	02.10	162	13.05	14.09	124

В Акмолинской области устойчивый переход температуры воздуха через 5°C весной наблюдается 14-21 апреля, а осенью – 7-14 октября и продолжительность вегетационного периода для ранних яровых культур составляет 170-183 суток. Дата устойчивого перехода суточной температуры воздуха через 10°C весной приходится на период 1-9 мая, а осенью в сторону понижения – 17-22 сентября. Соответственно продолжительность вегетационного периода для поздних яровых культур составляет 135-155 суток. В районе Кокшетауской возвышенности продолжительность периода с температурой выше 10°C составляет менее 135 суток. Средняя суточная температура воздуха переходит через 15°C весной 20 мая – 2 июня, а осенью в сторону понижения – 23 августа - 5 сентября, и продолжительность вегетационного периода для теплолюбивых культур составляет на севере области 82 сутки, а на юге - 108 суток.

В Костанайской области температура воздуха устойчиво переходит через 5°C весной 9-19 апреля, осенью – 11-19 октября и продолжительность вегетационного периода для ранних яровых культур составляет 175-193 суток. Продолжительность вегетационного периода для поздних яровых культур увеличивается с севера на юг области от 137 до 162 суток. Продолжительность вегетационного периода для теплолюбивых культур составляет на севере области 93 суток, а на юге - 124 сутки.

В Павлодарской области среднесуточная температура воздуха бывает выше 5°C с 12-18 апреля по 10-16 октября и продолжительность вегетационного периода для ранних яровых культур составляет 175-187 суток. Продолжительность вегетационного периода для поздних яровых культур по территории области составляет 139-152 суток. Однако на крайнем юго-западе в районе гор Баянауыл и Кызылтау продолжительность бывает менее 145 суток. Продолжительность вегетационного периода для теплолюбивых культур составляет на севере области 95 суток, на юге - 112 суток, а в районе гор Баянауыл и Кызылтау – менее 100 суток.

В умеренных широтах вегетационному периоду большинства сельскохозяйственных культур соответствует продолжительность периода со средней суточной температурой воздуха выше 10°C , а ниже нее ограничивающим фактором являются заморозки. Поэтому для общей характеристики вегетационного периода была построена карта схема пространственного распределения продолжительности периода со средней суточной температурой воздуха выше 10°C (см. Рис. 1). На рисунке видно, что продолжительность вегетационного периода на территории Северного Казахстана растет с севера на юг от 130 до 170 суток и в районе Кокшетауской возвышенности имеется ореол с продолжительностью менее 135 суток.

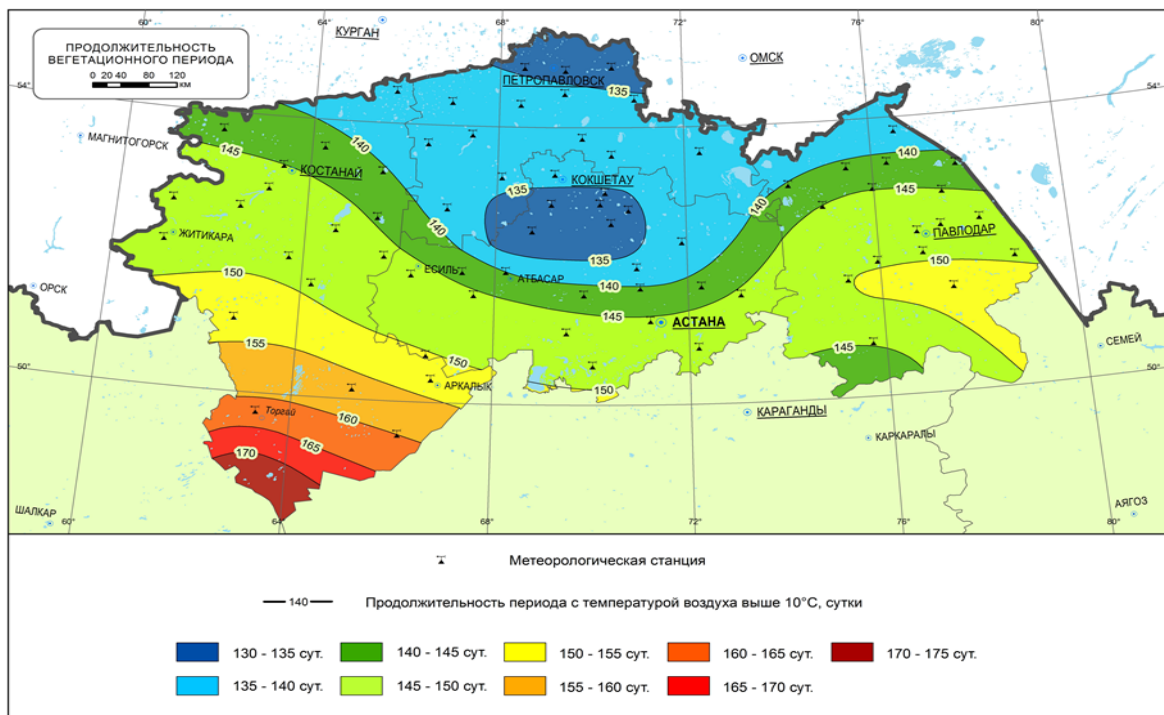


Рис. 1 – Пространственное распределение продолжительности периода со средней суточной температурой воздуха выше 10°C .

3.3 Суточный размах температуры воздуха

Растения реагируют на изменение температуры воздуха дня и ночи, что называется термопериодизмом растений. Большинство растений лучше развиваются и дают более высокую продукцию при повышенных дневных и пониженных ночных температурах в определенных оптимальных пределах. При повышенных дневных температурах они интенсивно ассимилируют и накапливают органические вещества, а ночью при пониженных температурах расход ассимилянтов на дыхание значительно сокращается. У растений длинного дня процессы развития протекают в основном в дневные часы, а у растений короткого дня – в темноте. Поэтому у растений длинного дня темпы развития ускоряются при повышенных дневных температурах, а у растений короткого дня – при повышенных ночных температурах [8].

Следствием термопериодизма является изменение химического состава растений. Между химическим составом растений и континентальностью климата существует прямая связь. В условиях континентального климата повышается сахаристость фруктов и корнеплодов, содержание белка в зернах. В условиях морского климата у зерновых культур повышается содержание крахмала и уменьшается содержание белковых веществ [8].

Значения средних месячных максимальных и минимальных температур воздуха характеризуют температурный режим самой теплой (полдень) и самой холодной (под утро) времени суток, а их разница показывает суточный размах температуры. Так как рост и развитие генеративных органов сельскохозяйственных культур происходит в июль – август месяцы, более подробно рассмотрим эти 2 месяца.

В таблице 2 по некоторым МС 4 северных об-

ластей Казахстана приведены данные средней месячной, средней из максимальных и средней из минимальных температур воздуха, а также ее суточный размах за июль и август месяцы.

В среднем за многолетний период (1981-2014 гг.) на территории Северо-Казахстанской области средняя за июль температура воздуха составляет 19,1-20,6 °С. Днем температура воздуха на севере области (Петропавловск) достигает 25,3 °С, а ночью опускается до 14,0 °С. На юге области днем температура воздуха в среднем достигает 26,4 °С, а ночью опускается до 13,4 °С. При этом в июле средний суточный размах температуры воздуха по территории области колеблется в пределах 11,2-13,0 °С.

В августе средняя температура воздуха по территории области составляет 17,0-18,1 °С. Днем температура воздуха на севере области достигает 23,0 °С, а ночью опускается до 11,7 °С. На юге области днем температура воздуха в среднем достигает 18,0 °С, а ночью опускается до 11,6 °С. При этом суточный размах температуры воздуха в среднем по территории области колеблется в пределах 11,1-13,3 °С.

В Акмолинской области средняя июльская температура воздуха составляет 18,5-21,2 °С. Днем температура воздуха на севере области (Кокшетау) достигает 25,7 °С, а ночью опускается до 14,1 °С. На юге области в течение суток температура воздуха в среднем колеблется от 14,7 °С до 28,0 °С. При этом суточный размах по территории области колеблется в пределах 11,6-13,7 °С.

В августе средняя температура воздуха по территории области составляет 16,5-19,5 °С. В среднем суточный размах температуры воздуха по территории области колеблется в пределах 11,6-14,4 °С.

Таблица 2 - Средняя месячная (t_{cp}), средняя из максимальных ($t_{max(cp)}$) и средняя из минимальных ($t_{min(cp)}$) температура воздуха, а также ее суточный размах (Δt_c), °С

МС	Июль				Август			
	t_{cp}	$t_{max(cp)}$	$t_{min(cp)}$	Δt_c	t_{cp}	$t_{max(cp)}$	$t_{min(cp)}$	Δt_c
Петропавловск	19,6	25,3	14,0	11,4	17,1	23,0	11,7	11,4
Кокшетау	19,9	25,7	14,1	11,6	17,8	23,7	12,1	11,6
Атбасар	20,1	27,0	13,3	13,7	18,3	25,6	11,2	14,4
Михайловка	20,5	26,9	14,6	12,3	17,9	24,4	12,1	12,3
Костанай	20,9	27,1	14,9	12,2	18,9	25,2	12,7	12,5
Житикара	20,8	27,4	14,4	13,0	19,0	25,8	12,2	13,6
Есиль	20,9	27,6	14,2	13,3	19,0	26,2	12,2	14,0
Астана	20,7	26,7	15,0	11,7	19,0	25,3	12,9	12,4
Павлодар	21,5	28,1	15,2	12,9	19,0	26,0	12,6	13,4
Аркалык	21,1	28,3	14,1	14,2	19,6	26,7	12,1	14,7
Екидын	23,6	30,7	16,5	14,2	21,8	28,9	14,2	14,7

В Костанайской области средняя за июль температура воздуха растет с севера на юг от 20,0 до 23,6 °С. Днем температура воздуха на севере области достигает 25,9 °С, а ночью опускается до 14,1 °С. На юге области (Екидын) днем температура воздуха в среднем достигает 30,7 °С, а ночью опускается до 16,5 °С. При этом суточный размах температуры воздуха в июле в среднем по территории области колеблется в пределах 11,8-14,8 °С.

В августе средняя температура воздуха по территории области составляет 17,6-21,8 °С. При этом в среднем суточный размах температуры воздуха по территории области колеблется в пределах 11,9-15,4 °С.

В Павлодарской области средняя за июль температура воздуха растет с севера на юг от 20,5 до 21,9 °С. Днем температура воздуха на севере области (Михайловка) достигает 26,9 °С, а ночью опускается до 14,6 °С. На юге области днем температура воздуха в среднем достигает 28,2 °С, а ночью опускается до 16,0 °С. При этом суточный размах температуры воздуха в июле в среднем по территории области колеблется в пределах 11,4-13,5 °С.

В августе средняя температура воздуха по территории области составляет 17,9-19,6 °С. В среднем суточный размах температуры воздуха по территории колеблется в пределах 11,6-14,0 °С.

Таким образом, на исследуемой территории 4 областей северного Казахстана в период формирования репродуктивных органов суточный размах температуры воздуха колеблется с севера на юг от 11,4 °С до 14,7 °С, что предполагает достаточно высокое качество урожая зерновых и бобовых культур. Например, при таких условиях содержание белка в зернах пшеницы бывает от 14 до 20 %.

3.4 Ресурсы тепла

Для характеристики теплообеспеченности сельскохозяйственных культур широко используются суммы активных температур воздуха выше 5 °С, 10 °С и 15 °С [4 - 8]. Соответственно по МС 4 областей были рассчитаны и проанализированы суммы активных температур воздуха выше 5 °С, 10 °С и 15 °С.

В таблице 3 по некоторым МС 4 северных областей Казахстана приведены суммы активных температур воздуха выше 5 °С, 10 °С и 15 °С, осредненные за 34-летний период (1981-2014 гг.)

В Северо-Казахстанской области за период с

температурой воздуха выше 5 °С накапливается от 2514 °С до 2689 °С тепла. За период с температурой воздуха выше 10 °С накапливается тепло на 2200-2400 °С, а за период с температурой воздуха выше 15 °С – 1619-1816 °С.

В Акмолинской области за период с температурой воздуха выше 5 °С накапливается от 2382 °С до 2895 °С тепла, за период с температурой воздуха выше 10 °С – 2102-2612 °С, а за период с температурой воздуха выше 15 °С – 1463-2075 °С.

В Костанайской области за период с температурой воздуха выше 5 °С накапливается от 2597 °С до 3332 °С тепла, с температурой воздуха выше 10 °С – от 2303 °С до 3088 °С, с температурой выше 15 °С – от 1702 °С до 2563 °С.

В Павлодарской области за период с температурой воздуха выше 5 °С накапливается от 2644 °С до 2998 °С тепла, с температурой воздуха выше 10 °С – 2364-2722 °С, а с температурой выше 15 °С – 1763-2174 °С.

Таблица 3 – Суммы активных температур воздуха выше 5 °С ($\Sigma T_{>5}$), 10 °С ($\Sigma T_{>10}$) и 15 °С ($\Sigma T_{>15}$), °С

МС	$\Sigma T_{>5}$	$\Sigma T_{>10}$	$\Sigma T_{>15}$
Петропавловск	2542	2243	1658
Кокшетау	2655	2352	1744
Атбасар	2680	2394	1818
Михайловка	2644	2364	1763
Костанай	2865	2565	2013
Житикара	2832	2550	1986
Есиль	2851	2563	2015
Астана	2842	2558	1984
Павлодар	2865	2586	2011
Аркалык	2887	2614	2077
Екидын	3332	3088	2563

Во многих литературах необходимое для прохождения вегетации тепло дается в виде сумм активных температур воздуха выше 10 °С. Например, для скороспелых сортов мягкой пшеницы необходима сумма среднесуточных температур воздуха выше 10 °С в пределах 1350-1400 °С, а для твердых сортов пшеницы – 1600-1700 °С, для подсолнечника – 2000-2300 °С, а для кукурузы – 2200-2900 °С [4, 8]. Поэтому для общей характеристики теплообеспеченности вегетационного периода в исследуемой территории была построена карта схема пространственного распределения сумм активных температур воздуха выше 10 °С (см. Рис. 2).

На исследуемой территории 4 областей Казахстана суммы активных температур воздуха выше 10 °С растут с севера на юг от 2100 °С до 3400 °С. В районе Кокшетауской возвышенности

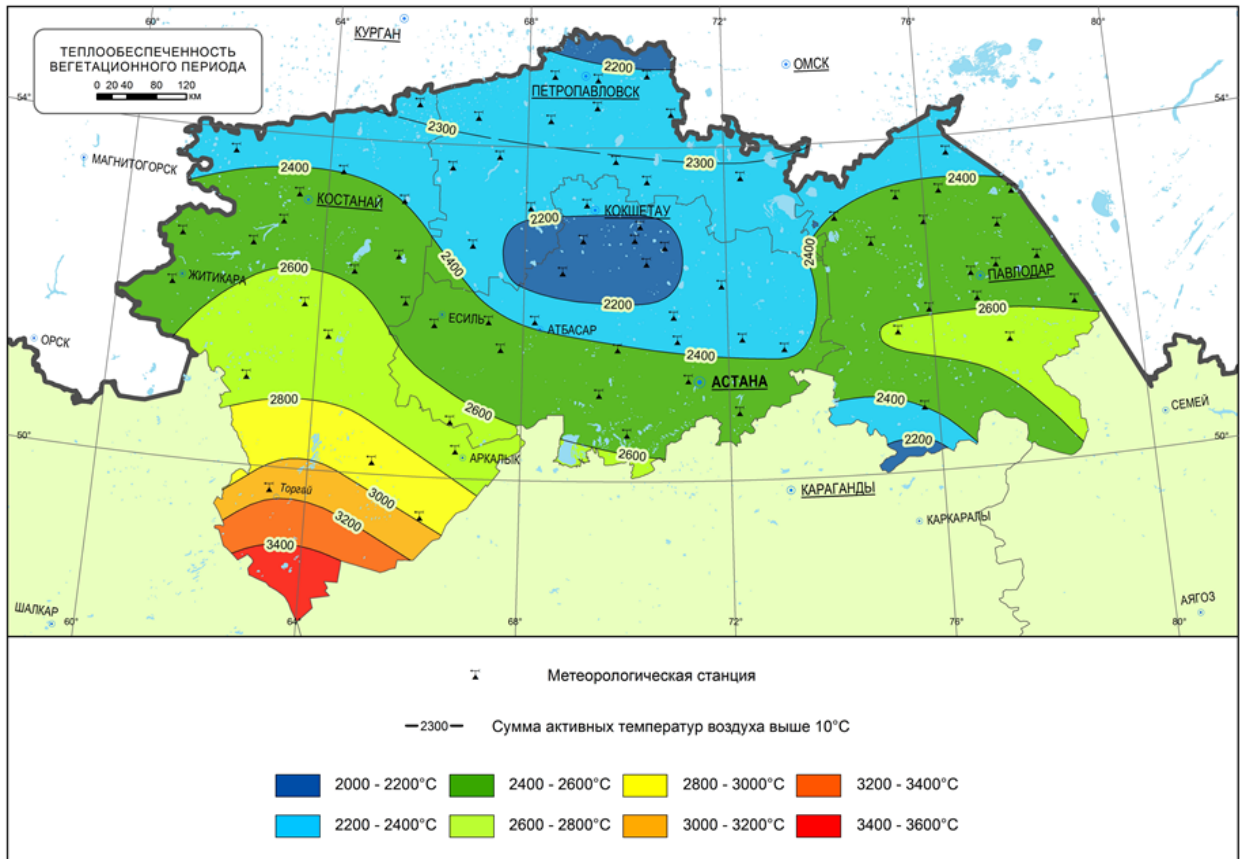


Рис. 2 – Пространственное распределение сумм активных температур воздуха выше 10°C

и Баянаульских гор, расположенных в Акмолинской и Павлодарской областях, имеются ореолы с суммой температур менее 2200 °С.

В таблице 4 по некоторым метеорологическим станциям 4 областей приведены суммы активных температур воздуха выше 10 °С, нарастающим итогом. Надо отметить, что на исследуемой территории посев ранних яровых зерновых культур фактически проводится в период с 5 по 20 мая, и они достигают фазы восковой спелости в августе.

В Северо-Казахстанской области за май месяц накапливается 328-388 °С тепла, а за вегетативно активный период, т.е. с мая до конца августа накапливается от 2002 °С до 2138 °С. В Акмолинской области за май накапливается 291-434 °С тепла, а с мая по август месяцы – 1903-2295 °С. В Костанайской области за май месяц накапливается 344-576 °С тепла, за май-август – 2071-2648 °С. В Павлодарской области за май накапливается 361-482 °С тепла, а за вегетативно активный период (май-август) – 2100-2378 °С.

Для оценки соответствия ресурсов тепла требованиям культур определяются значения сумм температур при различной обеспеченности. Принято считать, что 80 - 90 % обеспеченность растений теплом является хорошей [6].

Таблица 4 – Сумма активных температур воздуха выше 10 °С, нарастающим итогом (°С)

МС	V	VI	VII	VIII	IX
Петропавловск	341	891	1498	2029	2243
Кокшетау	359	923	1539	2091	2352
Атбасар	366	937	1561	2129	2394
Михайловка	361	927	1563	2119	2364
Костанай	420	1020	1668	2253	2565
Житикара	413	1004	1650	2238	2550
Есиль	431	1027	1674	2264	2563
Астана	429	1017	1660	2247	2558
Павлодар	441	1035	1701	2290	2586
Аркалык	438	1033	1688	2295	2624
Екидын	576	1241	1972	2648	3088

В таблице 5 по некоторым метеорологическим станциям 4 областей приведены обеспеченности сумм активных температур воздуха выше 10°C. На их основе оценим обеспеченность теплом на примере некоторых основных возделываемых культур.

В северной части Северо-Казахстанской области (Петропавловск) в среднем накапливается 2200 оС тепла, что соответствует обеспеченности около 55 %. Здесь на 90 % обеспечено 2000 °С, т.е. в 9 годах из 10 накапливается не менее 2000 °С

Таблица 5 – Обеспеченность сумм активных температур воздуха выше 10 °С (P, %)

МС	P, %									
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Петропавловск	2399	2349	2294	2267	2226	2206	2193	2174	2082	1928
Кокшетау	2504	2469	2420	2394	2340	2318	2290	2253	2230	2060
Атбасар	2551	2479	2431	2416	2382	2355	2342	2305	2245	2097
Михайловка	2529	2489	2426	2404	2377	2341	2302	2256	2176	2116
Костанай	2776	2676	2612	2604	2553	2527	2503	2441	2402	2226
Житикара	2725	2666	2616	2588	2562	2547	2489	2391	2334	2159
Есиль	2720	2665	2616	2586	2548	2531	2484	2471	2416	2238
Астана	2686	2635	2618	2587	2573	2529	2489	2465	2427	2252
Павлодар	2733	2691	2655	2606	2588	2565	2552	2496	2412	2279
Аркалык	2765	2734	2679	2645	2634	2601	2572	2505	2435	2259
Екидын	3266	3162	3137	3119	3090	3054	3046	3021	2964	2697

тепла, что удовлетворяет потребности мягких и твердых сортов пшеницы, но недостаточно для подсолнечника и кукурузы. На юге области на 90 % обеспечено около 2200 °С, что достаточно для пшеницы, среднеспелых сортов подсолнечника и раннеспелых сортов кукурузы.

В северной части Акмолинской области (Кокшетау) в среднем накапливается 2350 °С тепла, что соответствует обеспеченности около 45%. Здесь на 90 % обеспечено 2200 °С, что достаточно для пшеницы, среднеспелых сортов подсолнечника и раннеспелых сортов кукурузы. В районе Кокшетауской возвышенности на 90 % обеспечено 1950 °С, что удовлетворяет требования мягких и твердых сортов пшеницы, но недостаточно для подсолнечника и кукурузы. На юге области на 90 % обеспечено 2400 °С тепла, что достаточно для пшеницы, для всех сортов подсолнечника, а также для раннеспелых и среднеспелых сортов кукурузы.

В северной части Костанайской области на 90 % обеспечено 2250 °С тепла, что достаточно для мягких и твердых сортов пшеницы, среднеспелых сортов подсолнечника и раннеспелых сортов кукурузы. В центральной части Костанайской области на 90 % обеспечено 2350 °С, что удовлетворяет требования мягких и твердых сортов пшеницы, среднеспелых и позднеспелых сортов подсолнечника, раннеспелых сортов кукурузы. На юге области (Екидын) на 90 % обеспечено 2800 °С, что достаточно для пшеницы, для всех сортов подсолнечника, а также для раннеспелых, среднеспелых и среднепозднеспелых сортов кукурузы. Однако их возделывание здесь затруднено дефицитом осадков и почвенными условиями.

В северной части Павлодарской области (Михайловка) на 90 % обеспечено 2176 °С, что достаточно для мягких и твердых сортов пшеницы, среднеспелых сортов подсолнечника и раннеспелых сортов кукурузы. В центральной части Павлодарской области на 90 % обеспечено 2400 °С тепла,

что удовлетворяет требования мягких и твердых сортов пшеницы, среднеспелых и позднеспелых сортов подсолнечника, раннеспелых сортов кукурузы. На юге области на 90 % обеспечено 2576 °С сумм активных температур воздуха выше 10 °С, что достаточно для пшеницы, для всех сортов подсолнечника, а также для раннеспелых и среднеспелых сортов кукурузы. На крайнем юге области, в районе гор Баянауыл и Кызылтау на 90 % обеспечено 2300 °С тепла.

4. ВЫВОДЫ

Таким образом, территория 4 северных областей Казахстана, охватывающая 73 % посевных площадей республики, характеризуется континентальным климатом. Продолжительность вегетационного периода для ранних яровых культур составляет 172-193 суток, для поздних яровых культур – 136-162 суток, а для теплолюбивых культур – 89-124 суток. В период формирования репродуктивных органов суточный размах температуры воздуха составляет 11,4-14,7 °С, что предполагает достаточно высокое качество урожая зерновых и бобовых культур. Термические ресурсы в виде сумм активных температур воздуха выше 10 °С составляют 2100-3400 °С. При этом, за вегетативно активный период, т.е. с мая по август месяц накапливается 1903-2648 °С тепла. Вегетационный период на 90 % обеспечено теплом в пределах 2000-2900 °С. Такие тепловые ресурсы на севере рассматриваемой территории удовлетворяют потребности мягких и твердых сортов пшеницы, но недостаточны для подсолнечника и кукурузы, а на юге - достаточны для пшеницы, для всех сортов подсолнечника, а также для среднепозднеспелых сортов кукурузы.

Полученные результаты будут полезны при научном сопровождении земледелия, районировании сельскохозяйственных культур и определении

стратегии диверсификации растениеводства, а также при агрометеорологическом обеспечении сельского хозяйства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колосков П. И. Агроклиматическое районирование Казахстана. Москва: Издательство академии наук СССР, 1947. 267 с.
2. Давитая Ф. Ф. Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель. Ленинград: Гидрометеоздат, 1955. 465 с.
3. Агроклиматический справочник по Акмолинской области. Ленинград: Гидрометеоздат, 1958. 135 с.
4. Гордеев А. В., Клещенко А. Д., Черняков Б. А., Сиротенко О. Д. Биоклиматический потенциал России: теория и практика. Москва: Т-во научных изданий КМК, 2006. 512 с.
5. Грингоф И. Г., Пасечнюк А. Д. Агрометеорология и агрометеорологические наблюдения. С-Пб.: Гидрометеоздат, 2005. 525 с.
6. Лосьев А. П. Практикум по агроклиматическому обеспечению растениеводства. С-Пб.: Гидрометеоздат, 1994. 243 с.
7. Полевой А. Н. Сельскохозяйственная метеорология. С-Пб.: Гидрометеоздат, 1992. 424 с.
8. Мищенко З. А. Агроклиматология. К.: КНТ, 2009. 512 с.

REFERENCES

1. Koloskov P. I. *Agroklimaticheskoe rayonirovanie Kazahstana*. [Agroclimatic zoning of Kazakhstan]. Moscow: Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 1947. 267 p.
2. Davitaya F. F. *Agroklimaticheskie i vodnye resursy rayonov osvoeniya tselinnykh i zaleznykh zemel'* [Agroclimatic and water resources of virgin and fallow lands]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1955. 465 p.
3. *Agroklimaticheskii spravochnik po Akmolinskoy oblasti* [Agroclimatic reference book to Akmola region]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1958. 135 p.
4. Gordeev A. V., Kleshchenko A. D., Chernyakov B. A., Sirotenko O. D. *Bioklimaticheskii potentsial Rossii: teoriya i praktika* [Bioclimatic potential of Russia: Theory and Practice]. Moscow: Association of scientific editions KMK. 2006. 512 p.
5. Gringof I. G., Pasechnyuk A. D. *Agrometeorologiya i agrometeorologicheskie nablyudeniya* [Agrometeorology and agrometeorological observations]. St-Pb.: Gidrometeoizdat, 2005. 525 p.
6. Losev A. P. *Praktikum po agroklimaticheskomu obespecheniyu rasteniyevodstva* [Workshop on agroclimatic security crop]. St-Pb.: Gidrometeoizdat, 1994. 243 p.
7. Polevoy A. N. *Selskokhozyaystvennaya meteorologiya* [Agricultural Meteorology]. St-Pb.: Gidrometeoizdat, 1992. 424 p.
8. Mischenko Z. A. *Agroklimatologiya* [Agroclimatology]. Kiev: KNT, 2009. 512 p.

ASSESSMENT OF HEAT SUPPLY OF VEGETATION PERIOD WITHIN THE NORTHERN GRAIN-SEEDING TERRITORY OF KAZAKHSTAN

Baisholanov S. S., Cand. Sci. (Geogr.), Assoc. Prof., Leading Researcher

Branch LLP "Institute of Geography" of the Ministry of Education and Science of the Republic of Kazakhstan, 12/1, D. Kunaev St., 010000 Astana, Kazakhstan, saken_baisholan@mail.ru

Introduction. The existing agroclimatic handbooks in Kazakhstan are outdated both in informational and technological senses. Therefore necessity of agroclimatic resources reassessment arose.

Purpose. Research of heat supply of vegetation period within the Northern grain-seeding territory of Kazakhstan.

Methods. Data of meteorological stations for period of 1981-2014 were used. Methods of statistic and climatologic processing of data were applied. The agroclimatic maps were drafted using ArcGIS 10.1 software.

Results. The article describes a thermal regime, duration and heat supply of vegetation period within the territory of 4 northern oblasts of Kazakhstan. The territory of Northern Kazakhstan under study has continental climate. Average annual air temperature at the area under study increases from the North to the South from 1.8 °C to 5.3 °C. Average July air temperature at the area changes from 18.5 °C to 23.6 °C and average January air temperature – from minus 12.8 °C to minus 17.4 °C. Duration of vegetation period for early spring crops constitutes 172-193 days, for late spring crops – 136-162 days and for warm-weather crops – 89-124 days. Daily range of air temperature is 11.4-14.7 °C and that means rather high quality of grain. Sum of active temperatures exceeding 10 °C increases from the North to the South from 2100 °C to 3400 °C. Vegetation period is 90% provided by sum of active temperatures exceeding 10 °C within the range of 2000-2900 °C. Maps of heat supply and vegetation period duration were also drafted.

Conclusions. In the north of the territory under study thermal sources satisfy demands of soft and common sorts of wheat but are not enough for sunflower and maize, in the south they are enough for wheat, all sorts of sunflower and middle-late sorts of maize.

Keywords: climate, agroclimatic sources, heat supply, sum of active temperatures, vegetation period.

Дата первого поступления: 19. 09. 2016

Дата поступления окончательной версии: 10. 10. 2016

Дата публикации статьи: 24. 11. 2016

УДК 504.3:66192

ВПЛИВ СТАНУ ЛІСОВОГО ГОСПОДАРСТВА ПІВДНЯ УКРАЇНИ НА РЕГУЛЮВАННЯ ВУГЛЕКИСЛОГО ГАЗУ В АТМОСФЕРІ

Г. В. Ляшенко, д-р геогр. наук
Ю. О. Кузнєцова, асп.

Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, oleg-second@yandex.ua

У статті описується необхідність та результати дослідження процесу поглинання вуглекислого газу найбільшого штучного лісу в Європі, який росте на Півдні України, поблизу міста Олеш'є (Цюрупинськ) на Нижньодніпровських пісках у зв'язку з підвищенням температури атмосферного повітря на планеті. Проаналізовано сучасний стан лісомисливського господарства. Виділені породи дерев, які домінують в деревостані господарства, займають найбільші площі за класами віку. Проведено дослідження обраних порід, а саме сосни кримської та сосни звичайної, на інтенсивність поглинання вуглекислого газу хвоєю за осінь 2015 – літо 2016 рр. Продемонстровані сезонні показники у вигляді графіків з аналізом досліджуваного процесу. Зафіксовано найнижчі та найвищі показники досліджуваного процесу.

Ключові слова: глобальне потепління, фотосинтез, вуглекислий газ, ліс, сосна кримська, сосна звичайна.

1. ВСТУП

Збереження лісових ресурсів планети з кожним днем набуває великої актуальності і занепокоєності. Кліматичні зміни невпинно прогресують, спричиняючи незворотні наслідки, викликані глобальним потеплінням. Людство дедалі більше усвідомлює і відчуває примхи природи, до яких самі ж і призвели. Вчені всього світу працюють над вирішенням проблеми, створюючи нові технології очистки в промисловості, винаходячи альтернативні види палива, енергії, тощо.

Аномальне підвищення температури на планеті зумовило в грудні 2015 р. з'їзд країн - учасниць Рамкової конвенції ООН з питань зміни клімату. Основна мета даного з'їзду полягала у підписанні Міжнародної угоди щодо підтримання збільшення середньої температури на рівні нижче 2 °С. Україна є також учасником даної конвенції.

Ліс виконує функцію потужного механізму, який має здатність до саморегулювання. Він накопичує сонячну енергію, виробляє кисень, затримує вологу на полях, регулює водний режим річок, фільтрує воду, попереджує повінь, перешкоджає вітровій ерозії тощо. Загальна функція лісу полягає в кліматоутворенні, ґрунтоутворенні та впливу на гідрологічний режим місцевості.

Загальна площа лісового фонду України становить 10,4 млн. га, з яких вкритих лісовою рослинністю 9,6 млн га. Вони сконцентровані переважно в Поліссі та в Українських Карпатах. Ліси

України сформовані понад 30 видами деревних порід, серед яких домінують сосна (*Pinus silvestris*), дуб (*Quercus robur*), бук (*Fagus silvatica*), ялина (*Picea abies*), береза (*Betula pendula*), вільха (*Alnus glutinosa*), ясен (*Fraxinus excelsior*), граб (*Carpinus betulus*), ялиця (*Abies alba*) [1].

На півдні України посеред найбільшої пустелі Європи росте штучний ліс, який утримує повзучі піски. Цюрупинське лісомисливське господарство — найбільший штучний ліс в Європі [2].

Роль цього лісу першочергово була в утриманні пісків, які ліквідували із сільського господарства родючі землі. Археологи говорять про те, що дана місцевість була вкрита рослинністю, але розвиток вівчарства в XIX ст. посприяв їх винищенню. Відсутність рослинного покриву надала можливість розповзатися піскам під дією біогенних факторів. Перші засадження нинішнього господарства відбулися в 1954 році і продовжуються нині.

На сьогоднішній день Цюрупинське лісомисливське господарство виконує значно ширші функції, у тому числі рекреаційні, оздоровчі, слугує ареалом для біорізноманіття та ін.

2. ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРИ

Проблема глобального потепління призвела до зосередження уваги науковців до вивчення, аналізу нинішнього стану біогенних факторів та ймовірності змін у майбутньому. Дослідженням сучасного стану клімату та прогнозуванням можливих наслідків глобального потепління за-

ймаються вчені в різних країнах [3 – 10]. На разі постає питання про збереження природного балансу, який регулює ліс, лісозахисні смуги тощо.

За останні 50 років людство знищило понад 50 % усіх лісів планети. За 2015 рік обсяг незаконних рубок в країні склав 24,1 тис. м³.

Науково – обґрунтовані прогнози ймовірних змін клімату України та повторюваності природних катастрофічних явищ і процесів на її території у близькому майбутньому (XXI ст.) розробила Бойченко С. Г. Вона дослідила особливості відносної трансформації кліматичних полів температур повітря та інтенсивність атмосферних опадів за останні 100 років на території України під впливом глобального потепління та характерні закономірності вікового ходу температурних аномалій Європи та повторюваності природних катастрофічних явищ [12].

Ворон В. П., Бологов О. Ю., Романенко О. І. досліджували вплив аеротехногенного забруднення на просторову структуру соснового деревостану. Досліджувалась трансформація чистих середньовікових сорняків борової тераси р. Сіверський Донець в умовах забруднення навколишнього середовища викидами ВАТ «Балцем». В основу праці дослідники поклали порівняльний метод екології. Аналіз деревостану здійснювали за методикою, розробленою в лабораторії екології УкрНДІЛГА. При дослідженні товщини і складу біогоризонтів використовували методику Мякуша В. К. Зміни структури деревостанів вивчали шляхом аналізу фізіологічних показників стовбура і крони дерев (форма, розмір) на екологічному профілі, на рівні постійних пробних площ та аналізу дерев різних класів Крафта і категорій санітарного стану [9].

Вивченням зміни морфометричних і фізіолого-біохімічних показників сосни звичайної в умовах аеротехногенного забруднення займався Кізеєв А. М. Для дослідження вмісту хімічних елементів у тканинах сосни звичайної був використаний метод атомно – абсорбційної спектроскопії. Для визначення радіотоксичних нуклідів природного і техногенного походження застосовано метод гамма – спектральний та радіохімічний. Було застосовано методику Козлова М. В. для дослідження флюктуючої асиметрії хвої сосни [11].

На основі даних повидового банку «Лісовий фонд України» Ляшенко Л. Г. розробив математичні моделі росту, враховуючи його типи, штучних модальних деревостанів дуба звичайного на Поділлі. Він запропонував математичні моделі оцінки запасів фракцій фітомаси дубняків Поділля на рівні окремого дерева і деревостану в

цілому. Досліджено зміни якісних показників деревини і кори стовбурів, гілок крони дерев дуба звичайного та оцінено загальні обсяги фітомаси штучних дубняків Поділля та депонованого в ній вуглецю [13].

У 2003 році американські вчені займалися дослідженням впливу лісових екосистем на процеси зміни клімату. Вони розглянули екологічні фактори впливу, минулі зміни клімату та спроектували майбутні реакції лісу на зміну клімату. Робота формувалась на моделі, основаної на екстраполяційних даних про листя та фізіологію рослинності. Вчені для прогнозування можливих змін у розподіленні лісів, використовуючи кореляцію між кліматичними змінами та класифікацією рослинності, розглядали біогеографічну модель [8].

Кособрюхов А. О. вивчив функціональні і структурні зміни фотосинтезуючого апарату і рослини в цілому при підвищеній концентрації CO₂ на протязі фотоперіоду. Дослідив взаємовплив щодобового підвищення CO₂ з різними рівнями інтенсивності світла і температури на активність фотосинтезуючого апарату, а також часові параметри відповідної реакції фотосинтетичного апарату при дії на рослини стрес – фактора на фоні підвищеного CO₂ [14].

Над дослідженнями добової динаміки CO₂ – газообміну пагонів сосни звичайної та впливу на неї ендогенних та екзогенних факторів працював Болондинський В. К. Було виміряно CO₂ – газообмін протягом вегетації в 3 типах лісу і розраховано CO₂ протягом літніх і осінніх місяців. Він дав оцінку для двох років чистого поглинання CO₂ та витрат на нічне дихання за вегетацію в однорічних пагонів та поточного приросту в сосняку чорничному свіжому [15].

Велика кількість робіт присвячена дослідженням процесів фотосинтезу, зокрема депонованого вуглецю, вивченню морфологічних особливостей дерев та лісу в цілому, а також питанням впливу лісу на кліматичні фактори і прогнозуванню майбутніх природних явищ. Південь України є дуже вразливою Степовою зоною, яка розташована на Нижньодніпровських пісках. Сукупність природних явищ, таких як пилові бурі, посухи, вітрова ерозія впливають на врожайність, розширюють площі зибких пісків, які дістали назву Олешківські. Єдиним стримуючим та кліматопопом'якшуючим фактором цього явища є Цюрупинське лісомисливське господарство.

Аналіз та дослідження обраного господарства, а саме поглинання вуглекислого газу сосною кримською та сосною звичайною домінуючих класів віку надасть змогу проаналізувати вплив

штучного деревостану півдня України на регулювання, зокрема зменшення, парникового ефекту шляхом поглинання вуглекислого газу.

3. ОПИС ОБ'ЄКТА І МЕТОДІВ ДОСЛІДЖЕННЯ

Цюрупинське лісомисливське господарство відноситься до європейської степової області, в межах провінції південної частини Руської рівнини у Приазовсько-Чорноморському окрузі. Загальна площа лісництва складає 7094 га, вкрита лісом площа становить 77 %. Лісові розсадники, рільня та багаторічні насадження відсутні. Найвні рухомі піски (Олешківські піски), які займають 575,1 га (8,1 %).

Починаючи з 2000 року, кількість пожеж в Цюрупинському лісомисливському господарстві становить 893. Найбільша кількість пожеж зафіксована в 2005 році - 112 та у 2007 році – 105.

На території господарства домінуючими породами є шпилькові. Так, сосна кримська займає 52 %, сосна звичайна – 38 % залісненої території. Вікові показники дещо відрізняються за площами розподілу (табл. 1).

Таблиця 1 – Розподіл площі домінуючих порід за класами віку

Сосна звичайна		Сосна кримська	
Клас віку	Площа, га	Клас віку	Площа, га
1	955,7	1	548,3
2	3,2	2	10,0
3	2,7	3	301,9
4	428,9	4	1090,2
5	1013,9	5	906,0
6	436,3	6	284,7
7	8,7	7	23,7
8	19,4	8	51,8
9	0,8	9	10,2
10	-	10	-
11	-	11	-
12	-	12	4,8
13	-	13	31,5
Разом:	2869,6		3263,1

Середній вік сосни кримської становить 35 років, а сосни звичайної 30 років (рис. 1, 2). Грунтово - кліматичні умови впливають на зростання дерев в насадженні і швидке накопичення органічної маси – деревини.

Бонітет деревостану вважається показником продуктивності деревостану.

Деревостан вкритої лісом площі Цюрупинського лісомисливського господарства має середній бонітет III, 5.

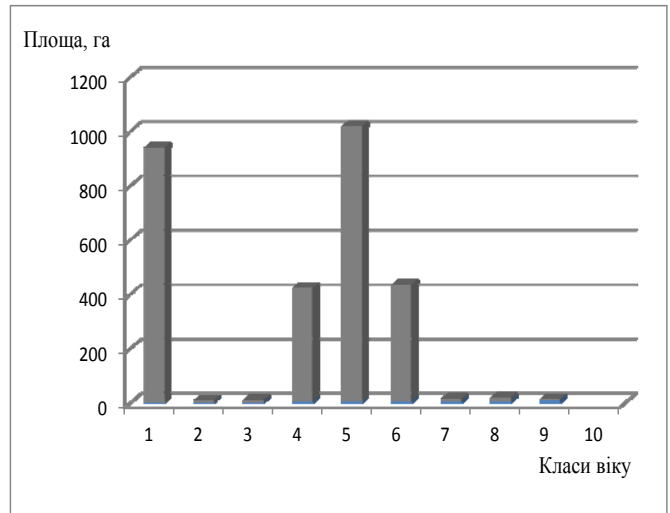


Рис. 1 – Вікова структура деревостанів сосни звичайної

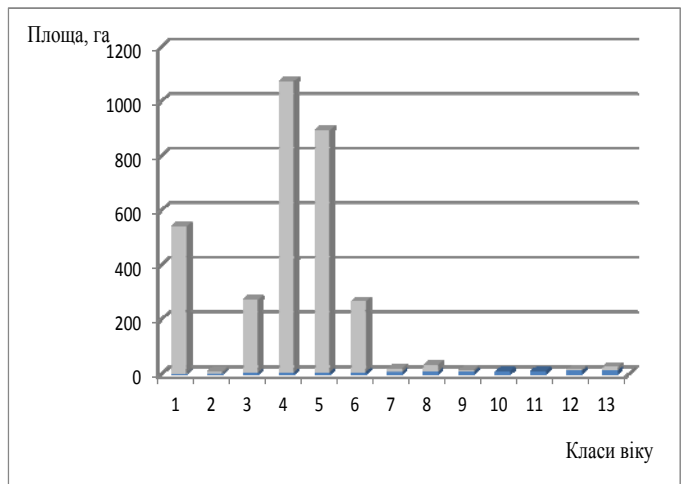


Рис. 2 - Вікова структура деревостанів сосни кримської

Домінуючі породи господарства зростають у типі лісу сухий бор (A1).

Середня висота сосни кримської та сосни звичайно відрізняються. У віці 10 років середня висота сосни кримської становить 2,2 м, а сосни звичайної — 2,8 м. Максимальний приріст шпилькових досягається у віці 60-65 років. Після 70 років обидві сосни зменшують свій приріст.

В усіх класах віку сосна звичайна має більший середній діаметр стовбура від сосни кримської. Сосна кримська, маючи у 10 років висоту 2,2 м, має середній діаметр стовбура 3,3 см. Сосна звичайна, у тому ж віці, при висоті 2,8 м має середній діаметр 4,0 см.

За щільністю стовбурів обидва види сосни характеризуються як середньоповні: повнота близькості становить 0,7.

Повнота деревостану – ступінь щільності стояння дерев у деревостані, що відображає частку використання ними навколишнього простору [3].

В період 30-50 років повнота обох порід характеризується майже однаковими показниками (0,7). Максимальну повноту 0,75 деревостани сосни звичайної мають у віці 45-55 років, деревостани сосни кримської – 0,82 у віці 65- 70 років.

Інтенсивність приросту домінуючих порід з віком змінюється. Максимальний приріст спостерігається у віці 90 років у обох порід і складає у сосни кримської 4,1 м³/га, у сосни звичайної 4,8 м³/га. Після 90 років інтенсивність приросту поступово зменшується [3].

Зважаючи на лісотаксоційні показники Цюрупинського лісомисливського господарства, для дослідження кількості поглинутого вуглекислого газу, обрано домінуючі види порід і виділені саме ті, що займають найбільші площі за віковими показниками, а саме: сосна звичайна – стигла, сосна кримська – достигаюча. За асиміляційний орган обрано хвою.

Обрані шпилькові ростуть в Голопристанському районі, поблизу селища Підлісне, 1,2 км від дороги.

В ході дослідження використовувався газометричний метод, в основу якого покладено процес поглинання вуглекислого газу.

Газометричний метод полягає у визначенні оптичної густини розчину і відповідно знаходженні його концентрації. Вимірювання оптичної густини здійснюється за рахунок фотоколориметра при світлофільтрі 520 нм і за участі соляної кислоти (HCl)

Дослідження ґрунтуються на використанні буферного розчину, що виділяє вуглекислий газ. Експозиція триває 1 годину в двох повторюваностях.

4. ОПИС І АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ

Спостереження за депонованим вуглецем штучних деревостанів півдня України розпочато з вересня 2015 року і продовжуються нині. На сьогоднішній день наявні результати за 1 рік, осінь 2015- літо 2016 року.

Аналіз отриманих даних протягом всього року показав: зростання поглинання вуглекислого газу шпильковими, починаючи з травня, що обумовлено м'яким кліматом. Інтенсивність поглинання зменшується взимку у зв'язку із пониженням температури повітря. Повного припинення не спостерігалось, оскільки для клімату досліджуваної території не притаманні суворі зими і надмірно жарке літо. Природні умови в даній місцевості дають змогу шпильковим впливати на баланс вуглекислого газу в атмос-

ферному повітрі, тим самим впливаючи на поліпшення глобального потепління.

Аналізуючи отримані результати за період з III декади вересня 2015 року по III декаду серпня 2016 року, побудовано графіки інтенсивності поглинання вуглекислого газу.

Осінь 2015 року характеризувалась сприятливими погодними умовами, процес фотосинтезу почав спадати з III декади жовтня (рис. 3).

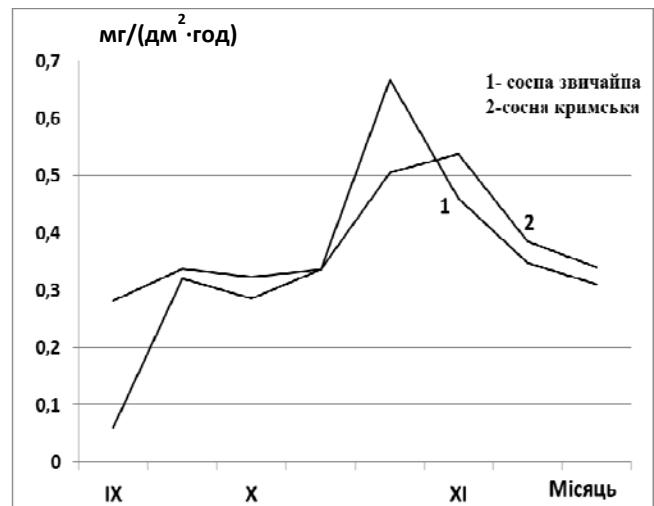


Рис. 3 – Динаміка поглинання CO₂ хвоєю за осінь 2015 р.

Сосна кримська має вищі показники за сосну звичайну, що обумовлено її морфологічною будовою. Під час дослідження було встановлено, що площа 1 хвоїнки сосни кримської становить 441,18 мм², а сосни звичайної – 205,88 мм².

Зима 2015 – 2016 рр. характеризувалась дуже низькими температурними показниками лише в січні, що сприяло майже повному припиненню процесу фотосинтезу сосни кримської та сосни звичайної. З лютого досліджувані шпилькові почали відновлення процесу (рис. 4).

Весною 2016 року інтенсивність поглинання вуглекислого газу шпилькових збільшувалась протягом всього сезону і досягла максимального показника в травні, невелике зниження спостерігалось в II декаді березня (рис. 5). Влітку досліджуваний процес мав стабільно високі показники протягом всього сезону. Найвищі показники зафіксовано в липні, що характеризувався високими температурами атмосферного повітря (рис. 6).

Проаналізовані дані, отримані в ході дослідження, демонструють залежність інтенсивності поглинання вуглекислого газу від температури атмосферного повітря.

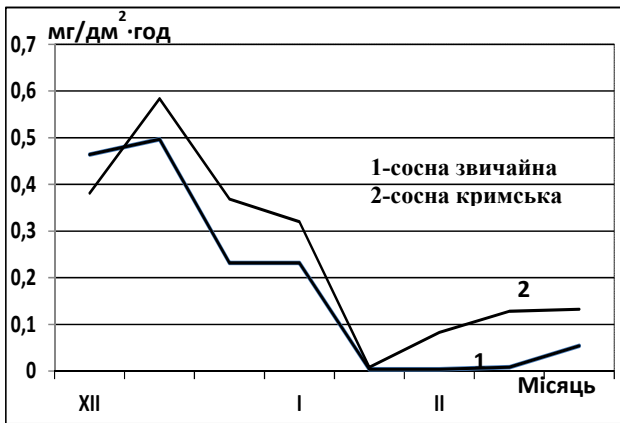


Рис. 4 – Динаміка поглинання CO₂ хвоєю за зиму 2015 - 2016 р.



Рис. 5 – Динаміка поглинання CO₂ хвоєю за весну 2016 р.

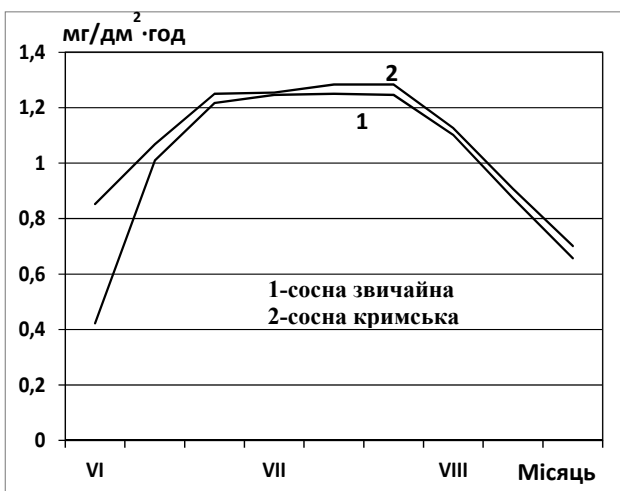


Рис. 6 - Динаміка поглинання CO₂ хвоєю за літо 2016 р.

5. ВИСНОВКИ

Цюрупинське лісомисливське господарство займає визначне місце в кліматоутворенні прилеглої території та в утриманні розповзання Олешківських пісків.

Зважаючи на аномальне підвищення температури атмосферного повітря на Землі внаслідок викиду парникових газів, виникає необхідність дослідження природних процесів, які здатні регулювати техногенне явище.

Протягом всього року дослідження демонструють, що сосна кримська поглинає більше вуглекислого газу за сосну звичайну.

Починаючи з травня інтенсивність фотосинтезу збільшується і досягає максимуму в липні. Найнижча інтенсивність фотосинтезу спостерігалася в січні.

Отримані дані надають можливість проаналізувати роль шпилькових в зниженні вуглекислого навантаження на атмосферне повітря. Результати дослідження демонструють доцільність засадження територій сосною кримською, оскільки її показники поглинання є вищими. Аналіз морфологічних особливостей обох видів дерев, надає перевагу морфологічним властивостям сосни кримської.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Екологічне лихо: Винищення лісів України. 2016. Режим доступу : ecology.unian.ua.
2. Проект організації і розвитку ДП «Цюрупинське лісомисливське господарство» Херсонського обласного управління лісового і мисливського господарства. Ірпінь: Укрдержліспроєкт, 2011. 192 с.
3. Морозюк О. В. Глобальні зміни клімату та регіональний вплив лісів на баланс вуглецю // Науковий вісник Львів. нац. лісотехн. ун-ту. 2009. Вип. 19.15. С. 88-92.
4. Павлюк В. В. Ріст сіянців хвойних порід за різної освітленості та концентрації CO₂ // Лісове господарство, лісова, паперова і деревообробна промисловість. 2006. Вип. 30. С. 214-220.
5. Лакида П. І., Васишин Р. Д. Надземна фітомаса та депонований вуглець дерев сосни кримської у Криму. Режим доступу: [file:///C:/Users/Юлия/Downloads/nvnaul_lis_2014_198\(1\)_6.pdf](file:///C:/Users/Юлия/Downloads/nvnaul_lis_2014_198(1)_6.pdf)
6. Дейнега Е. А., Саватеева О. А. Экспресс - контроль антропогенной трансформации городских экосистем методами биоиндикации хвойных пород. URL: <http://www.rae.ru/fs/pdf/2012/5-2/29946.pdf>
7. Ковылина О. П., Зарубина И. А., Ковылина А. Н. Оценка жизненного состояния сосны обыкновенной в зоне техногенного загрязнения. URL: http://forest-culture.narod.ru/HBZ/Stat_08_3-4/kovilina_zarub.pdf
8. Herman Shugart, Roger Sedjo, Brent Sohngen. Forests & Global climate change. Proc. University of Virginia, The Ohio State University, 2013, pp. °88-92.
9. Ворон В. П., Бологов О. Ю., Романенко О. І. Вплив агротехногенного забруднення на просторову структуру соснових деревостанів // Лісівництво і агролісництво.

2012. №121. С. 151-156.
10. Prentice K. C., Fung I. Y. *Bioclimatic simulations test the sensitivity of terrestrial carbon storage to perturbed climate sand Forests & Global climate change Potentia l Impactson U.S. Forest Resources Prepared for the Pew Centeron Global Climate Change by Herman Shugart*. University of Virginia Roger Sedjo resources for the Brentsohngen the Ohio State University, 1990, pp. 48-51. URL: <http://forestecology.cfans.umn.edu>
 11. Кизеев А. Н. Изменения морфологических и физиолого-биохимических показателей хвои сосны обыкновенной в условиях аэротехногенного загрязнения // Молодой ученый. 2011. № 3. Т. 1. С. 120-128. URL: <http://www.moluch.ru/archive/26/2769/>
 12. Бойченко С. Г. Автореф. дис... канд. геогр. наук: 11.00.09 / Київ. нац. ун-т ім. Т. Шевченка. К., 2001. 20 с.: рус. — укр.
 13. Лашенко А. Г. Автореф. дис... канд. с.-г. наук: 06.03.02 / Нац. аграр. ун-т. Київ, 2004. 20 с.: укр.
 14. Кособрюхов А. А. Автореф. дис... д. биол. наук: 03.00.12. Москва, 2008. 230 с.: рус.
 15. Болондинский В. В. Автореф. дис... канд. биол. наук: 03.00.12 / Карел. НИЦ РАН. Петрозаводск, 2003: рус.
- REFERENCES**
1. *Ekolohichne lykho: Vynyshchennya lisiv Ukrayiny. 2016.* [Environmental disaster: Ukraine deforestation. 2016.]. Available at: ecology.unian.ua.
 2. *Project of organization and development of the SE "Tsyurupinsk Forest Hunting Range" Kherson Regional Forestry and Hunting.* Irpin, 2011, 192 p. (In Ukrainian)
 3. Moroziuk O.V. Global climate change and regional forests influence on the carbon balance. *Trudy «Naukovyi visnyk L'viv. nats. lisotekhn. un-tu» -- Proc. of Scientific Bulletin of the National forest - technical university*, 2009, no. 19.15, pp. 88-92. (In Ukrainian)
 4. Pavliuk V. V. Growth of seedlings of softwoods at different light and CO₂. *Trudy «Lisove hospodarstvo, lisova, paperova i derevoobrobna promyslovist'» -- Proc. "Forestry, timber, paper and wood industry"*, 2006, no. 30, pp. 214-220. (In Ukrainian)
 5. Lakyda P. I., Vasylyshyn R. D. *Nadzemna fitomasa ta deponovany vuhlets derev sosny kryms'koyi v Krymu* [Overground phytomass and deposited carbon of Crimean pine trees in Crimea]. Available at: nubip.edu.ua (accessed 10 November 2015).
 6. Deineha E. A., Savateeva O. A. *Ekspress - kontrol' antropogennoy transformatsyi gorodskikh ekosistem metodami bioindikatsyi khvoynykh porod* [Express - control of anthropogenic transformation of urban ecosystems by softwood bioindication methods]. URL: <http://www.rae.ru/fs/pdf/2012/5-2/29946.pdf> (accessed 10 November 2015).
 7. Kovylyna O. P., Zarubina Y. A., Kovylyna A. N. *Otsenka zhyznennogo sostoyaniya sosny obyknovnoy v zone tekhnogennogo zagryazneniya* [Evaluation of the life condition of Scots pine in the area of man-made pollution]: URL: http://forest-culture.narod.ru/HBZ/Stat_08_3-4/kovilina_zarub.pdf (accessed 10 November 2015).
 8. Herman Shugart, Roger Sedjo, Brent Sohngen. *Forests & Global climate change. Proc. University of Virginia, The Ohio State University*, 2013, pp. 88-92.
 9. Voron V. P., Bolohov O. Y., Romanenko O. I. Agrotechnogenic effect of pollution on the spatial structure of pine stands. *Trudy «Lisivnitstvo i ahromeliatsiya»* [Proc. "The Forestry and agromelioration"]. Kharkiv: Ukrainian Scientific - Research Institute of Forestry and Agromelioration, 2006, no. 121, pp. 151-156. (In Ukrainian)
 10. Prentice K. C., Fung I. Y. *Bioclimatic simulations test the sensitivity of terrestrial carbon storage to perturbed climate sand Forests & Global climate change Potential Impactson U.S. Forest Resources Prepared for the Pew Centeron Global Climate Change by Herman Shugart*. University of Virginia Roger Sedjo resources for the Brentsohngen the Ohio State University, 1990, pp. 48-51. URL: <http://forestecology.cfans.umn.edu>
 11. Kyzeev A.N. *Izmeneniya morfologicheskikh i fiziologo-biokhimicheskikh pokazateley khvoi sosny obyknovnoy v usloviyakh aerotekhnogennogo zagryazneniya* [Morphological changes and physiological and biochemical indices of pine needles indicators in terms of environmental contamination]: URL: <http://www.moluch.ru/archive> (accessed 10 December 2015).
 12. Boychenko C. U. *Thesis of Cand. Geogr. Sci. Diss...: 11.00.09.* The Taras Shevchenko Kyiv National univ. Kyiv, 2001. 20 p. (In Rus. — Ukr.)
 13. Lashchenko A. G. *Thesis of Cand. Agricalch. Sci. Diss...: 06.03.02.* National agricalch. univ. Kyiv, 2004. 20 p. (In Ukrainian)
 14. Kosobryukhov A. A. *Thesis of Dr. Biol. Sci. Diss...: 03.00.12.* Moscow, 2008. 230 p. (In Russian)
 15. Bolondinskiy V. V. *Thesis of Cand. Biol. Sci. Diss...: 03.00.12.* Karelian Research Centre of RAS. Petrozavodsk, 2003 (In Russian)

INFLUENCE OF FORESTRY IN THE SOUTH OF UKRAINE ON CARBON DIOXIDE CONTROL IN THE ATMOSPHERE

H. V. Lyashenko, Dr. Geogr. Sci
Yu .O. Kuznetsova, PhD student

*Odessa State Environmental University,
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, oleg-second@yandex.ua*

The article describes the need for and the results of research of the process of carbon dioxide absorption by the largest artificial forest in Europe growing in the South of Ukraine, near the town of Oleshky (Tsurupynsk), on the Lower Dnieper sands, due to increase of air temperature of the

planet. Forecasts of scientists around the world force us to concentrate all possible efforts of the planet to preserve its atmospheric air temperature at the level not exceeding by 1.5 - 2 °C. This forestry aroused scientists' interest because of its location in the Steppe zone of Ukraine and its origin. The article analyzes the current state of the forest hunting range. The species of trees prevailing in the forest stand and occupying the largest area in terms of age classes are specified. Areas of wood species under study depending on their age are also shown. Study of selected species, namely Crimean pine and Scotch pine, in terms of intensity of carbon dioxide absorption by needles from autumn 2015 to summer 2016 was also carried out. Seasonal performance in the form of graphs with analysis of the process under study was demonstrated. The lowest and the highest values of the process under study were noted down. Obtained results make it possible to analyze the processes of carbon dioxide absorption throughout the year by pinaceous species, namely by Crimean pine and Scotch pine.

Keywords: global warming, photosynthesis, forest, carbon dioxide, Crimean pine, Scotch pine.

ВЛИЯНИЕ СОСТОЯНИЯ ЛЕСНОГО ХОЗЯЙСТВА ЮГА УКРАИНЫ НА РЕГУЛИРОВАНИЕ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА В АТМОСФЕРЕ

Г.В. Ляшенко, д-р геогр. наук

Ю.А. Кузнецова, асп.

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, oleg-second@yandex.ua*

В статье описывается необходимость и результаты исследования процесса поглощения углекислого газа самого большого искусственного леса в Европе, произрастающего на Юге Украины, возле города Олешье (Цюрупинск) на Нижнеднепровских песках в связи с повышением температуры атмосферного воздуха на планете. Проанализировано нынешнее состояние лесохозяйственного хозяйства. Выделены породы деревьев, которые являются доминирующими в лесостепном хозяйстве, занимают самые большие площади по классам возраста. Проведено исследование выбранных пород, а именно сосны крымской и сосны обыкновенной, на интенсивность поглощения углекислого газа хвоей за осень 2015 – лето 2016 года. Продемонстрированы сезонные показатели в виде графиков с анализом исследуемого процесса. Зафиксированы самые низкие показатели исследуемого процесса и самые высокие.

Ключевые слова: глобальное потепление, фотосинтез, лес, углекислый газ, сосна крымская, сосна обыкновенная.

*Дата першого подання : 25. 10. 2016
Дата надходження остаточної версії : 09. 11. 2016
Дата публікації статті : 24. 11. 2016*

УДК 556.161."45".18

ОЦІНКА ЗМІН ВОДНИХ РЕСУРСІВ РІЧКИ ДУНАЙ У ХХІ СТОРІЧЧІ ЗА СЦЕНАРІЄМ А1В З ВИКОРИСТАННЯМ МОДЕЛІ "КЛІМАТ-СТІК"**Н. С. Лобода**, проф., д-р геогр. наук, зав. каф. гідроекології та водних досліджень**Ю. В. Божок**, канд. геогр. наук, асист. каф. гідроекології та водних досліджень*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, julia.bojok89@gmail.com*

У статті наведені результати розрахунків можливого стану водних ресурсів р. Дунай у ХХІ сторіччі на основі моделі "клімат-стік", розробленої в ОДЕКУ. На вході в модель використані дані кліматичного сценарію А1В (модель REMO). Побудовані карти ізоліній норм річного кліматичного стоку у межах усього басейну. Установлено, що до 2030 р. суттєвого зменшення водних ресурсів не відбуватиметься; у період 2031-2070 рр. воно становитиме 17,9%, у період 2071-2100 рр. – 22,0 %.

Ключові слова: водні ресурси, сценарії зміни клімату, модель "клімат-стік", прогноз зміни водних ресурсів

1. ВСТУП

Водні ресурси є найбільш цінним для людини природним ресурсом, який визначає успішність економічного та соціального розвитку країн світу. В умовах змін клімату, як глобального, так і регіонального, особливо постає задача оцінки їх наслідків особливо з точки зору перерозподілу водних ресурсів як у часі, так і просторі [1]. Стік річок формується, насамперед, кліматичними чинниками, які визначають його зональність. Останнім часом в світі відмічається збільшення кількості небезпечних гідрологічних явищ, які включають до себе як формування катастрофічних паводків та водопіль, так і зменшення водних ресурсів значних територій [2]. Зміни клімату впливають не тільки на кількісні, а й на якісні характеристики річкового стоку [3], що, в свою чергу, потребує адаптаційних заходів для всіх галузей економіки, населення та екосистем [4]. Україна відноситься до країн Дунайського басейну [5]. Вона розташована у гирловій частині річки і використовує значні об'єми води для господарських та питних потреб [6]. Перспективи змін стану водних ресурсів Дунаю мають визначити водну стратегію нашої країни у Північно-Західній частині Чорного моря у ХХІ сторіччі [7].

Метою роботи є прогноз змін водних ресурсів у нижній частині басейну р. Дунай у майбутньому на основі даних сценарію глобального потепління. Об'єктом дослідження є водні ресурси р. Дунай, предметом – кількісні характеристики річного стоку цієї річки, отримані за моделлю «клімат-стік» [8] з використанням метеорологічних даних кліматичного сценарію

А1В.

Особливістю дослідження є те, що стік річки Дунай у її гирлі визначається гідрометеорологічними процесами зони його формування, яка розташована у гірських частинах басейну. Таким чином, визначення стану водних ресурсів р. Дунай за метеорологічними даними вимагає, насамперед, дослідження кліматичних чинників на території усього водозбору цієї найвеличнійшої річки Європи.

Зміст роботи відповідає Стратегії Європейського Союзу для Дунайського регіону, затвердженою Радою ЄС 24 червня 2011 р., роботі Координаційного центру з провадження діяльності, пов'язаної з участю України в реалізації Стратегії Європейського Союзу для Дунайського регіону (від 21 вересня 2011 р.), Дунайській транснаціональній програмі 2014-2020 рр.

2. ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРИ

Більшість сумісних міжнародних наукових розробок по дослідженню водних ресурсів р. Дунай стосується їх кількісних оцінок, виконаних на базі даних спостережень [5,9,10] з оцінюванням природних умов формування стоку та рівнів водогосподарського навантаження у часі та просторі (головним чином по довжині річки). Розрахунки стану водних за сценаріями змін клімату виконувалися українськими вченими для тієї частини басейну Дунаю, яка розташована в Українських Карпатах [11, 12]. Для розрахунків змін водних ресурсів трансграничних приток Дунаю використовувалися розробки вчених країн-сусідів [13]. У 1994-1997 рр. Словацька республіка брала участь у другому турі Американ-

ської програми досліджень, який був проведений за участю американського Управління по охороні навколишнього середовища. Від CSMT (Американське керівництво досліджень країни) Словаччина одержала п'ять моделей загальної циркуляції, три з яких були відібрані для регіоналізації (CCCM, GISS, GFDL). Результати розрахунків, отримані в ОДЕКУ для території Закарпаття по адаптованих для Словаччини і України прогнозних сценарних даних, показали, в основному, їх задовільну відповідність. Виняток становив сценарій GISS, згідно якого в роботах українських вчених збільшення опадів при подвоєнні концентрації CO₂ відбудеться в 1,06 рази, а за даними словацьких вчених – в 1,14 рази. В результаті розрахунків за сценарієм GISS отримано, що водні ресурси за даними українських вчених зменшаться на 25-31 %, а за даними словацьких вчених – на 1-6 % [14]. Ця розбіжність була пов'язана із недостатньою роздільною здатністю сценаріїв CCCM, GISS, GFDL, які розроблялися наприкінці минулого століття.

Дослідження впливу змін водних ресурсів річки Дунай в результаті глобального потепління на гідрологічний, гідрохімічний та гідроекологічний стан Північно-Західної частини Чорного моря проводилися у рамках НДР “Дослідження впливу кліматичних коливань на гідрологічний та гідрохімічний режими вод Північно-Західної частини Чорного моря”, яка виконувалася у 2010-2011 рр. на замовлення МОН України. За результатами розрахунків річного стоку із використанням даних сценаріїв глобального потепління було встановлено, що водні ресурси р. Дунай зменшаться на 30-42 % при одночасному подвоєнні концентрації CO₂ в атмосфері за сценаріями CCCM та GISS, та на 30-37 % за сценаріями GFDL та UKMO. Було визначено, що при поступовому зростанні концентрацій вуглекислого газу за нестационарним сценарієм GFDL у 2000-2010 рр. зменшення водних ресурсів р. Дунай становитиме 8 %, а згідно з даними спостережень за період 2000-2004 рр. - 1%. Було отримано, що розглянутим сценарієм до 2080 року зменшення водних ресурсів р. Дунай переїде критичну межу, яка становить 50 % [7, 15]. В цих розрахунках використовувались дані прогнозу змін кліматичних чинників по різних кліматичних зонах України [16]. Для переходу від умов степової зони (гірлова частина України) до інших кліматичних зон Дунаю були встановлені градієнти змін опадів та температур повітря з висотою. Сучасні сценарії кліматичних змін, у тому числі й А1В, більш детально описують досліджувану територію і є доступними у елект-

ронному ресурсі [17], що дозволило оцінити зміни водних ресурсів р. Дунай з більшою точністю.

3. ОПИС ОБ'ЄКТА І МЕТОДІВ ДОСЛІДЖЕННЯ

Річка Дунай належить до річок басейну Чорного моря та є найбільшою річкою Центральної та Південно-Східної Європи. Загальна площа водозбору становить 817000 км², довжина – 2857 км. Річка Дунай перетинає різні ландшафтні зони з яскраво вираженою різноманітністю природних умов. Більша частина басейну р. Дунай знаходиться в зоні мішаних лісів, в нижній течії припадає на лісостепову та степову зони.

Орографічно вододіл р. Дунай дуже неоднорідний і включає до себе як гірські, так і рівнинні області (табл. 1). Згідно із даними [18] різниця між вищою на нижчою точками рельєфу становить 3651 м. Гірські зони із висотою більше 500 м включають до себе 31 % від усієї площі водозбору.

Таблиця 1 – Розподіл площі водозбору р. Дунай за висотними зонами

Висотна зона, м	Середня висота висотної зони, м	Площа висотної зони, %
< 100	50	18
100 - 500	150	51
501 - 1000	750	23
1001 - 2000	1500	6,5
> 2000	2500	1,5

За комплексом фізико-географічних і геологічних ознак річку Дунай прийнято розділяти на три частини: Верхній, Середній та Нижній Дунай [5, 9] (рис. 1). Такий розподіл підтверджується результатами факторного аналізу [19, 20], застосованого нами для оцінки синхронності коливань річних сум опадів (рис. 2).

Найчастіше при оцінці впливу змін клімату на водні ресурси територій із нещільною мережею гідрометеорологічних спостережень використовуються балансові моделі, а саме моделі водного та водно-теплого балансу водозборів, у яких сумісно розглядаються складові як водного балансу водозбору, так і теплового балансу підстильної поверхні.

Справа у тому, що рівняння водного та теплового балансів містять у собі спільну складову – випаровування з поверхні суші. Це дозволяє

застосовувати складові теплового балансу до розрахунків випаровування.

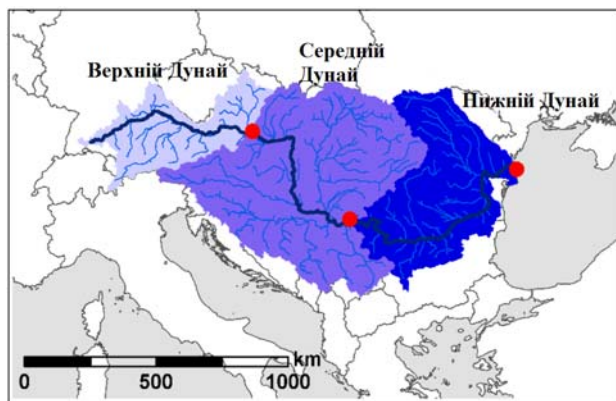


Рис. 1 – Основні частини басейну р. Дунай [4]

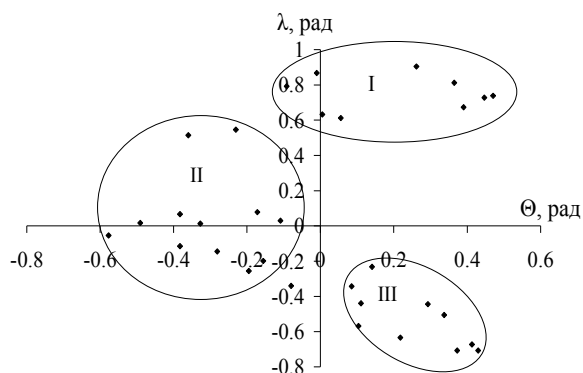


Рис. 2 – Виділення угруповань з синхронними коливаннями річних сум опадів на основі трьох факторів (I – район Верхнього Дунаю, II – район Середнього Дунаю, III – район Нижнього Дунаю)

Найчастіше при оцінці впливу змін клімату на водні ресурси територій із нещільною мережею гідрометеорологічних спостережень використовуються балансові моделі, а саме моделі водного та водно-теплового балансу водозборів, у яких сумісно розглядаються складові як водного балансу водозбору, так і теплового балансу підстильної поверхні. Справа у тому, що рівняння водного та теплового балансів містять у собі спільну складову – випаровування з поверхні суші. Це дозволяє застосовувати складові теплового балансу до розрахунків випаровування.

У Одеському державному екологічному університеті на протязі трьох минулих десятиріч для оцінки водних ресурсів України за метеорологічними даними використовувалася модель “клімат-стік”, розроблена під керівництвом проф. Є. Д. Гопченка та проф. Н. С. Лободи [21]. Розроблення такої моделі було актуальним у другій половині ХХ сторіччя через нестачу даних спостережень за стоком як у природних, так

і порушених водогосподарською діяльністю умовах. Починаючи з 80-х років минулого сторіччя актуальність, теоретична і практична значущість моделі посилювалися внаслідок додавання до чинників формування стоку впливу змін клімату [22]. Модель була калібрована та верифікована на матеріалах про стік річок різних географічних зон України, є чутливою до сучасних змін кліматичних чинників і дозволяє із задовільною точністю оцінювати зональний стік та вплив підстильної поверхні, включаючи водогосподарські перетворення [23]. Розроблена методика розрахунків характеристик річного стоку увійшла складовою ДБН (Державних будівельних норм) республіки Молдова [24] та включена до нової редакції Державних будівельних норм України [25].

Модель “клімат-стік” складається з двох частин. Перша частина дозволяє виконувати оцінку природного річного стоку на основі метеорологічних даних, друга – оцінку побутового (перетвореного водогосподарською діяльністю) стоку. На вході у першу частину моделі використовуються метеорологічні дані, у другу – природний (непорушений водогосподарською діяльністю) річний стік та кількісні показники водогосподарських перетворень.

Для оцінки змін водних ресурсів на водозборі р. Дунай була використана перша частина моделі, теоретичною основою якої є рівняння водно-теплового балансу водозбору, яке для багаторічного періоду записується таким чином

$$\bar{Y}'_K = \bar{X}' - \bar{E}'_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X}'}{\bar{E}'_m} \right)^{-n} \right]^{\frac{1}{n}}, \quad (1)$$

де \bar{Y}'_K - середня багаторічна величина річного кліматичного стоку в умовах змін клімату, мм; \bar{E}'_m - середня багаторічна величина максимально можливого випаровування в умовах змін клімату, мм; \bar{X}' - середня багаторічна величина сум річних опадів в умовах змін клімату, мм.

Встановлено, що норми річного кліматичного стоку відповідають нормам зонального стоку річок у природних умовах його формування [26]. Точність визначення статистичних параметрів річного стоку за моделлю “клімат-стік” знаходиться у межах точності розрахунків цих параметрів за даними гідрометричних спостережень і для середньої багаторічної величини річного стоку складає $\pm 10\%$. Структура рівняння водно-теплового балансу (1) дозволяє використовувати

його для розрахунків стоку за метеорологічними даними кліматичних сценаріїв.

У наведеному дослідженні використовувалась база даних міжнародного проекту ENSEMBLES, доступ до якої можна отримати в мережі Інтернет за посиланням <http://ensemblesrt3.dmi.dk>. Для розрахунків був обраний сценарій А1В (модель REMO), як такий, що характеризується найбільшою відповідністю спостережених та змодельованих метеорологічних рядів за ретроспективний період у Європі.

Сценарій А1В реалізований в регіональній кліматичній моделі REMO, яка розроблена в Інституті метеорології імені Макса Планка в Гамбурзі, Німеччина. REMO об'єднує колишню чисельну модель прогнозу погоди EUROPA-MODEL для розрахунків термодинамічних характеристик і блоку глобальної кліматичної моделі ECHAM5 [27].

Для дослідження змін основних кліматичних чинників формування стоку та водних ресурсів на основі сценарію змін клімату А1В (модель REMO) у межах водозбору р. Дунай розглядалися 32 точки-вузли координатної сітки сценарних даних із кроком 25 км, які знаходяться у різних фізико-географічних умовах (рис. 3).



Рис. 3 – Карта-схема розташування вузлів-метеостанцій, водозбір р. Дунай

Для оцінки змін основних гідрометеорологічних характеристик (середніх багаторічних величин річних сум опадів, максимально можливого випаровування, кліматичного стоку) виконувалось порівняння розрахункових величин, отриманих для різних кліматичних періодів у XXI сторіччі (1990-2030 рр., 2031-2070 рр., 2071-2100 рр.) із відповідними характеристиками базового періоду (1951-1989 рр.), у який прояв змін температур повітря ще не був статистично значущим ні в Україні, ні в Європі [28, 29].

Виявлення трендів у коливаннях метеорологічних характеристик відбувалося по метеостанціям, розташованим на водозборі р. Дунай у різних його частинах. Вид рівнянь трендів, їх коефіцієнти та коефіцієнти кореляції визначалися

на основі регресійного аналізу [30].

4. ОПИС І АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ

Аналіз хронологічного графіку коливань річних температур повітря (за сценарієм А1В) показав існування тенденцій до їх зростання по всім 32 розглянутим метеостанціям. Наприклад, у точці, яка відповідає метеостанції Інсбрук, умовне математичне сподівання річних температур повітря буде зростати від 2,3 °C у 1951 р. до 6,9 °C наприкінці XXI сторіччя (рис. 4), у Белграді - від 12,0 °C до 16,5 °C, а у дельті Дунаю (м. Ізмаїл) ця характеристика буде збільшуватися від 11,8 °C до 16,3 °C. До кінця XXI сторіччя у порівнянні із серединою минулого XX сторіччя (1951 р.) зростання річної температури повітря буде становити у середньому близько 4,0 °C., а у порівнянні із 1989 р. (як переламним у змінах температур повітря в Україні) становитиме 3-3,5 °C.

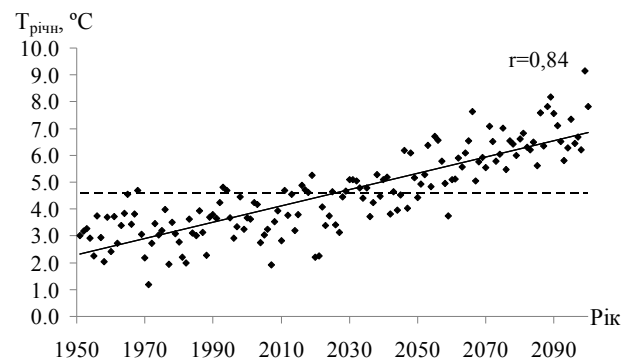


Рис. 4 – Хронологічний хід річної температури повітря за сценарієм А1В, метеостанція Інсбрук, 1951-2100 рр. (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда)

Встановлено, що середні температури повітря теплого (IV-X) та холодного (XI-III) періодів також будуть зростати на всіх досліджуваних метеостанціях. Зростання температур повітря холодного періоду у верхній течії буде відбуватися не так інтенсивно, як у гирлі. Проте, добре виділяється перехід середніх температур повітря холодного періоду від від'ємних значень до додатних у 30-ті роки XXI сторіччя (рис. 5). Цей перехід у холодний період означає зміну умов формування весняного стоку, оскільки внесок талих вод у формування стоку зменшуватиметься, а роль дощових паводків та підземного живлення зростатиме.

Аналіз хронологічного ходу річних сум опадів, а також сум опадів теплого та холодного періодів, виконаний по 32 розглянутим метеостанціям показав, що у їх коливаннях за період

1951-2100 pp. не можливо виявити статистично значущих тенденцій (рис. 6).

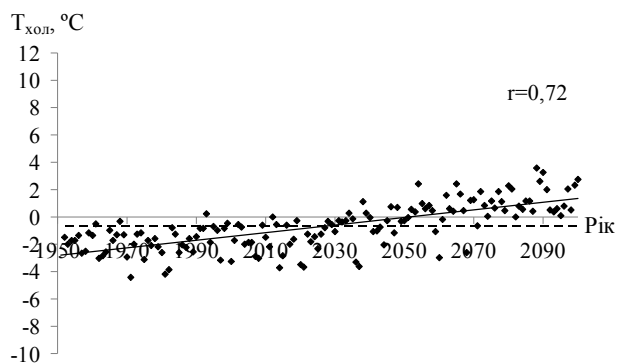


Рис. 5 – Хронологічний хід температур повітря холодного (XI-III міс.) періоду, метеостанція Мурау, 1951-2100 pp. (— лінія тренду, - - - середнє багаторічне значення)

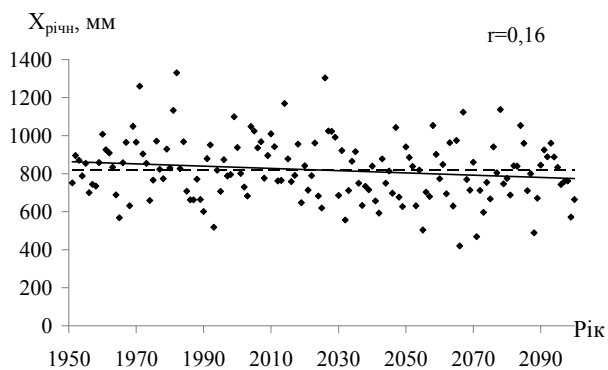


Рис. 6 – Хронологічний хід річних опадів за сценарієм А1В, метеостанція Біхач, 1951-2100 pp. (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренду)

Результати дослідження існування трендів у коливаннях кліматичних чинників формування стоку на водозборі р. Дунай відповідають тим, що були отримані авторами для Північно-Західного Причорномор'я: прогнозується зростання температур повітря на фоні майже незмінних опадів [28, 31]. Такі кліматичні умови є несприятливими для формування стоку, оскільки зростання температур повітря призводить до зростання випаровування з поверхні суші.

Порівняння середніх багаторічних сум опадів до та після 1989 р. показало, що за період 1990-2030 pp. кількість опадів на окремих вузлах-метеостанціях буде як зростати, так і зменшуватись. У порівнянні із сценарними даними до 1989 р. ці зміни будуть знаходитися у межах $\pm 10\%$. Середнє відносне відхилення середніх багаторічних значень \bar{X} за розрахунковий кліматичний період (1990-2030 pp.) від відповідного значення за базовий кліматичний період (1951-1989 pp.) становитиме $\pm 2,7\%$. За розрахунковий період 2031-2070 pp. зміни ресурсів зво-

ложення у порівнянні із базовим періодом будуть дорівнювати $\pm 4,0\%$, а у період 2071-2100 pp. - $\pm 4,2$.

Максимально можливе випаровування (теплоенергетичний еквівалент) буде зростати по всій території водозбору за рахунок збільшення температур повітря. У порівнянні із базовим кліматичним періодом (1951-1989 pp.) збільшення величини \bar{E}_m становитиме $+6,9\%$ у 1990-2030 pp.; $22,4\%$ - у 2031-2070 pp.; $39,9\%$ - у 2071-2100 pp.

Особливістю застосування моделі “клімат-стік” є те, що розрахунки за метеорологічними даними відбуваються у точках, які відповідають положенню станцій-вузлів сітки сценарію. Аналіз значень кліматичного стоку \bar{Y}_K , розрахованих для кожної точки, показав, що у кліматичний період 1990-2030 pp. найбільші зміни величини \bar{Y}_K по відношенню до кліматичного базису не будуть перевищувати “мінус” 15% , а середнє відносне відхилення порівнюваних значень становитиме $\pm 11,2\%$. Руйнівна дія глобального потепління (за сценарієм А1В почнеться з 2030 р., коли зростання температур повітря стане більш інтенсивним. У 2031-2070 pp. осереднене по вузлах-метеостанціях зниження річного кліматичного стоку досягне “мінус” 32% , а у 2071-2100 pp. - “мінус” 40% .

Проте, просте осереднення значень кліматичного стоку \bar{Y}_K , визначеного для кожної точки-вузла за сценарними метеорологічними даними, не дає повного уявлення про середній багаторічний стік з водозбору Дунаю, оскільки вагові коефіцієнти кожної розглянутої точки можуть бути різними. Щоб визначити можливі у ХХІ сторіччі зміни водних ресурсів р. Дунай, були побудовані карти ізоліній норм річного кліматичного стоку для кожного із розрахункових кліматичних періодів та установлена середня багаторічна величина річного стоку з водозбору методом “зважування” по площі [32]. Середня багаторічна величина річного стоку р. Дунай, обчислена методом “зважування по площі” для базового кліматичного періоду (1951-1989 pp.), дорівнює 246 мм, що відповідає фактичним даним [5, 33]. Розбіжності знаходяться у межах $\pm 5,0\%$. Розподіл ізоліній норм річного кліматичного стоку знаходиться у відповідності із розробленими картами ізоліній норм річного стоку, наведеними у фахових виданнях [9].

Згідно із сценарієм А1В водні ресурси водозбору р. Дунай, оцінені методом “зважування по площі”, будуть зменшуватись у часі (табл. 2).

Таблиця 2 – Зміни середніх багаторічних величин річного кліматичного стоку р. Дунай, визначених методом зважування, в різні часові інтервали при порівнянні із даними до 1989 р.

Характеристика	Розрахунковий період			
	1951-1989 рр.	1990-2030 рр.	2031-2070 рр.	2071-2100 рр.
Середні багаторічні значення річного кліматичного стоку \bar{Y}_K , мм	246	231	202	192
Зміни \bar{Y}_K при порівнянні із базовим кліматичним періодом 1951-1989 рр., %		-6,1	-17,9	-22,0

Більш повну уяву про зміни водних ресурсів Дунаю дають ізолінії відносних відхилень δ

$$\delta = \frac{\bar{Y}'_K - \bar{Y}_K}{\bar{Y}_K}, \quad (2)$$

де \bar{Y}'_K - середня багаторічна величина (норма) річного кліматичного стоку, розрахована за сценарними даними, мм; \bar{Y}_K - середня багаторічна величина річного кліматичного стоку, розрахована за базовий кліматичний період.

Побудовані карти ізоліній дозволяють зробити висновок, що зменшення річного кліматичного стоку добре простежується у напрямку із північного заходу та півночі на південь (рис. 7, рис. 8).

У період 2031-2070 рр. інтервал змін знаходиться у межах “мінус” 15-20 % на північному заході та півночі до “мінус” 50 % на півдні. У період 2071-2100 рр. зменшення річного кліматичного стоку у порівнянні із даними базового періоду становить 20-25 % на півночі та північному заході і досягає 70 % на півдні. Отримані результати розрахунків водних ресурсів за моделлю “клімат-стік” дозволяють зробити висновок про значуще зменшення водних ресурсів р. Дунай, яке буде відбуватися після 2030 р. Найменше підлягають впливу змін клімату частини водозбору, які знаходяться у зоні достатнього зволоження. Найбільшого “удару” зазнають рівнини та південна частина водозбору

р. Дунай, які належать зоні недостатнього зволоження.

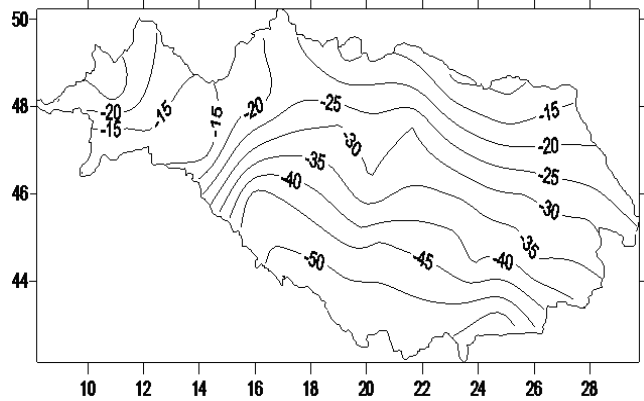


Рис. 7 – Просторовий розподіл відносних відхилень (%) норм річного кліматичного стоку у басейні р. Дунай за даними сценарію А1В (модель REMO) за період 2031-2070 рр. у порівнянні із даними до 1989 р.

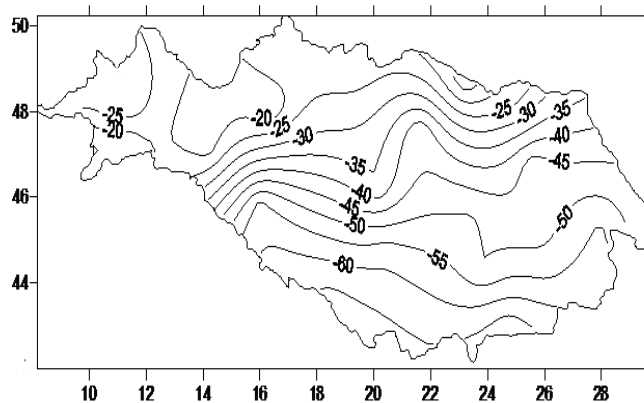


Рис. 8 – Просторовий розподіл відносних відхилень (%) норм річного кліматичного стоку у басейні р. Дунай за даними сценарію А1В (модель REMO) за період 2071-2100 рр. у порівнянні із даними до 1989 р.

5. ВИСНОВКИ

Оцінені за даними сценарію А1В кліматичні умови XXI сторіччя на водозборі р. Дунай є несприятливими для формування стоку. Приходна складова водного балансу водозбору у вигляді опадів залишається незмінною, а витратна у вигляді випаровування збільшується. Водні ресурси території за таких кліматичних умов будуть зменшуватися.

Зміни водних ресурсів будуть проходити неоднаково у різних частинах водозбору р. Дунай. Найменшими вони будуть на північному заході та півночі водозбору та посиляться у південно-східному напрямку. У період 2031-2070 рр. зниження водних ресурсів за сценарієм А1В досягне на півдні 50 %, а у період 2071-2100 рр. – 70 %.

Проте, при розрахунках сумарного стоку з водозбору р. Дунай шляхом зважування по площі встановлено, що водні ресурси річки будуть поступово зменшуватися дуже поступово: у період 1990-2030 рр. – на 6,1 % (тобто не будуть статистично значущими), у період 2031-2070 рр. – на 17,9 %, у період 2071-2100 рр. – на 22,0 %. Такий результат забезпечується високою водністю гірських зон Дунаю, які є областю формування стоку. Саме у гірських зонах вплив змін клімату відчуватиметься найменше.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Степаненко С. М., Польовий А. М., Лобода Н. С. та ін. Кліматичні зміни та їх вплив на сфери економіки України / за ред. С. М. Степаненка, А. М. Польового. Одеса: ТЕС, 2015. 520 с.
2. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України / під ред. С. М. Степаненка, А. М. Польового. Одеса: Екологія, 2011. 605 с.
3. Heide Schreiber, Lucian Theodor Constantinescu, Irena Cvitanic, Sergej Snishko and others. *Harmonised Inventory of Point and Diffuse Emissions of Nitrogen and Phosphorus for a Transboundary River Basin. Water Research Project*, 2003. 159 p.
4. Judith C. Stagl, Fred F. Hattermann. Impacts of Climate Change on the Hydrological Regime of the Danube River and Its Tributaries Using an Ensemble of Climate Scenarios. Switzerland. *Water*, 2015, 7 (11). pp. 6139-6172.
5. Tockner Klement, Robinson T. Christopher, Uehlinger Urs (Eds.) *Rivers of Europe*. Elsevier, 2009. 700 p.
6. Гидрология дельты Дуная / под ред. В. Н. Михайлова. М.: ГЕОС, 2004. 448 с.
7. 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. 2010. № 3 (44) С. 143-145.
8. Loboda N. S. The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence. *Climate and Water*, 1998, vol. 1, pp. 1486-1494.
9. Stančík Andrej, Jovanovič Slavoljub. *Hydrology of the River Danube*. Bratislava: Publishing House Priroda, 1988. 272 p.
10. *The Danube River Basin: basin-wide overview. International Commission for the Protection of the Danube River (ICPDR)*. Vienna, 2005. 192 p.
11. Лобода Н. С., Хохлов В. М., Божок Ю. В. Оцінка характеристик посушливості Закарпаття в сучасних та майбутніх умовах (за сценаріями глобального потепління) // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2011. Т. 2 (23). С. 51-59.
12. Купріков І., Сніжко С. Прогноз водності басейну р. Тиси на найближчу і середню перспективу в умовах кліматичних змін // Українська географія: сучасні виклики. Зб. наук. праць. К.: Принт-Сервіс, 2016. Т. III. С. 86-88.
13. Hlavkova K., Sgolgay J., Cunderlik J., Parajka J., Lapin M. *Impact of climate change on the hydrological regime of rivers in Slovakia*. Bratislava: Slovak Committee for hydrology, 1999. 101 p.
14. Лобода Н. С., Божок Ю. В. Мінливість клімату та водних ресурсів Закарпаття // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2011. Вип. 12. С. 161-167.
15. Лобода Н. С. Оцінка припливу прісних вод до північно-західної частини Чорного моря. Постановка проблеми та шляхи вирішення // Причорноморський екологічний бюлетень. 2010. №2 (36). С. 63-67.
16. Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату / під ред. В. В. Васильченко, М. В. Рапцуна, І. В. Трофімова. Київ, 1998. 208 с.
17. Електронний ресурс <http://ensemblesrt3.dmi.dk>
18. Mitja Brilly (Ed.). *Hydrological Processes of the Danube River Basin: Perspectives from the Danubian Countries. 2010th Edition*. Springer Science+Business Media, 2010. 437 p.
19. Школьнік Є. П., Лоева І. Д., Гончарова Л. Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: підручник. К.: Міносвіти України, 1999. 600 с.
20. Лоули Д., Максвелл А. Факторний аналіз как статистический метод. Пер. с англ. М.: Мир, 1967. 144 с.
21. Гопченко Є. Д., Лобода Н. С. Оцінювання природних водних ресурсів України за методом водно-теплого балансу // Наук. праці УкрНДГМІ. 2001. Вип. 249. С. 106-120.
22. Гопченко Е. Д., Лобода Н. С. Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления // Гидробиологический журнал. 2000. Т. 36 (3). С. 67-78.
23. Лобода Н. С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: монографія. Одесса: Екологія, 2005. 208 с.
24. Определение гидрологических характеристик для условий республики Молдова. CP D.01.05-2012. 180 с.
25. ДБН України. Визначення розрахункових гідрологічних характеристик. ДБН В.2.4. Київ, 2014. 137 с.
26. Лобода Н. С. Влияние изменений климата на водные ресурсы Украины (моделирование и прогнозы по данным климатических сценариев) // Глобальные и региональные изменения климата; под ред. В. М. Шестопалова, В. Ф. Логинова, В. И. Осадчего и др. К.: Ніка-Центр, 2011. С. 340-352.
27. Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Christoph M., Clausen M., Dumenil L., Esch M., 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.
28. Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману / під ред. Ю. С. Тучковенка, Н. С. Лободи. Одеса: ТЕС, 2014. 276 с.
29. Ana I. Lillebo, Per Stalnacke, Geoffrey D. Gooch (Eds). *Coastal Lagoons in Europe: Integrated Water Resource Strategies*. London: IWA Publishing, 2015. 256 p.
30. Richard H. McCuen. *Modeling Hydrologic Change: statistical methods*. USA: Lewis Publishers, 2003. 433 p.
31. Водний режим та гідроекологічні характеристики басейну Куяльницького лиману / під ред. Н. С. Лободи, Е. Д. Гопченка. Одеса: ТЕС, 2016. 332 с.
32. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 447 с.
33. Вишневський В. І. Річки і водойми України. Стан і використання. Київ: Віпол, 2000. 375 с.

REFERENCES

- Stepanenko S. M., Pol'ovyy A. M., Loboda N. S. *Klimatychni zminy ta yikh vplyv na sfery ekonomiky Ukrainy* [Climate changes and its impact on sectors of the economy of Ukraine]. Odessa, 2015. 520 p.
- Stepanenko S. M., Pol'ovyy A. M. (Eds.). *Otsinka vplyvu klimatychnykh zmin na galuzi ekonomiky Ukrainy* [Assessing the impact of climate change on economics of Ukraine] Odessa, 2011. 605 p.
- Heide Schreiber, Lucian Theodor Constantinescu, Irena Cvitanic, Sergej Snishko and others. *Harmonised Inventory of Point and Diffuse Emissions of Nitrogen and Phosphorus for a Transboundary River Basin. Water Research Project*, 2003. 159 p.
- Judith C. Stagl, Fred F. Hattermann. Impacts of Climate Change on the Hydrological Regime of the Danube River and Its Tributaries Using an Ensemble of Climate Scenarios. Switzerland. *Water*, 2015, 7 (11). pp. 6139-6172.
- Tockner Klement, Robinson T. Christopher, Uehlinger Urs (Eds). *Rivers of Europe*. Elsevier, 2009. 700 p.
- Mikhaylov V. N. (Ed.). *Gidrologiya del'ty Dunaya* [Hydrology of the Danube Delta]. Moscow, 2004. 448 p.
- Loboda N. S., Tuchkovenko Yu. S. The influence of river flow changes by climatic scenarios on hydroecological conditions of North-Western Black Sea Region. *Naukovi zapysky Ternopil's'koho natsional'noho pedahohichnoho universytetu imeni Volodymyra Hnatyuka. Seriya: biolohiya*, 2010, vol. 3 (44), pp. 143-145. (In Ukrainian)
- Loboda N. S. The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence. *Climate and Water*, 1998, vol. 1, pp. 1486-1494.
- Stančik Andrej, Jovanović Slavoljub. *Hydrology of the River Danube*. Bratislava: Publishing House Priroda, 1988. 272 p.
- The Danube River Basin: basin-wide overview. International Commission for the Protection of the Danube River (ICPDR)*. Vienna, 2005. 192 p.
- Loboda N. S., Khokhlov V. M., Bozhok Yu. V. Assessment *Hidrolohiya, hidrokimiya i hidroekolohiya - Hydrology, hydrochemistry and hydroecology*, 2011, vol. 2 (23). pp. 51-59. (In Ukrainian)
- Kuprikov I., Snizhko S. Prediction of water content of Tisa River basin for the nearest and medium term under conditions of climate change. *Ukrayins'ka heohrafiya: suchasni vyklyky. Zb.nauk. prats' – Ukrainian geography: modern challenges. Scientific Paper*. Kyiv, 2016, vol. III, pp. 86-88. (In Ukrainian)
- Hlavkova K., Sgolgay J., Cunderlik J., Parajka J., Lapin M. *Impact of climate change on the hydrological regime of rivers in Slovakia*. Bratislava: Slovak Committee for hydrology, 1999. 101 p.
- Loboda N., Bozhok Yu. Changeability of climate and water resources of Transcarpathia. *Visn. Odes. derž. ekol. univ. – Bulletin of Odessa State Environmental University*, 2011, no. 12, pp. 161-167. (In Ukrainian)
- Loboda N. S. Assessment of the fresh water inflow to the north-western part of Black Sea. Formulation of the problem and ways of solution. *Prychornomors'kyi ekolohichnyy byuleten' - Black Sea Environmental Bulletin*, 2010, vol. 2 (36), pp. 63-67. (In Ukrainian)
- Vasyl'chenko V. V., Raptun M. V., Trofimov I. V. (Eds.). *Ukrayina ta hlobal'nyy parnykovyy efekt. Knyha 2. Vrazlyvist' i adaptatsiya ekolohichnykh ta ekonomichnykh system do zminy klimatu* [Ukraine and global warming. Book 2. Vulnerability and adaptation of environmental and economic systems to climate changes]. Kyiv, 1998. 208 p.
- <http://ensemblest3.dmi.dk>
- Mitja Brilly (Ed.). *Hydrological Processes of the Danube River Basin: Perspectives from the Danubian Countries. 2010th Edition*. Springer Science+Business Media, 2010. 437 p.
- Shkolnyi Ye. P., Loeva I. D., Honcharova L. D. *Obrobka ta analiz hidrometeorolohichnoyi informatsiyi* [Processing and analysis of hydrometeorological information]. Kyiv, 1999. 600 p.
- Louli D., Maksvell A. *Faktornyy analiz kak statisticheskiy metod*. Perevod s angl. [Factor analysis as a statistical method. Transl. from Engl.]. Moscow, 1967. 144 p.
- Gopchenko Ye. D., Loboda N. S. Evaluation of natural water resources of Ukraine by water and heat balance. *Naukovi Pratsi UkrNDHMI – Scien. Works of UcrSRHMI*, 2001, issue 249, pp. 106-120. (In Ukrainian)
- Gopchenko E. D., Loboda N. S. Evaluation of possible changes in water resources of Ukraine in conditions of global warming. *Gidrobiologicheskij zhurnal – Hydrobiological journal*, 2000, vol. 36 (3). pp. 67-78. (In Russian)
- Loboda N. S. *Raschety i obobshcheniya kharakteristik godovogo stoka rek Ukrainy v usloviyah antropogennogo vliyaniya* [Calculations and summarizing of the annual flow characteristics of the Ukrainian rivers in the conditions of anthropogenic influence]. Odessa, 2005. 208 p.
- Opređenje gidrologicheskikh kharakteristik dlya usloviy respubliki Moldova. CP D.01.05-2012* [Determination of hydrological characteristics of the conditions of the Republic of Moldova. CP D.01.05-2012]. 2012. 180 p.
- DBN Ukrainy. Vyznachennya rozrakhunkovykh hidrolohiichnykh kharakterystyk*. [State Construction Standard of Ukraine. Determination of the estimated hydrological characteristics]. Kyiv, 2014. 137 p.
- Loboda N. S. The impact of climate change on water resources of Ukraine (modeling and forecasts according to climate scenarios). *Global'nyye i regional'nyye izmeneniya klimata - Global and regional climate change*. Kyiv, 2011, pp. 340-352. (Eds: V. M. Shestopalov, V. F. Loginov, V. I. Osadchiy etc.) (In Russian)
- Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Christoph M., Claussen M., Dumenil L., Esch M., 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.
- Tuchkovenko Yu. S., Loboda N. S. (Eds). *Vodni resursy ta hidroekolohichnyy stan Tylihul's'koho lymanu* [Water resources and hydroecological condition of Tyligul'skyi Liman]. Odessa, 2014. 276 p.
- Ana I. Lillebø, Per Stalnacke, Geoffrey D. Gooch (Eds). *Coastal Lagoons in Europe: Integrated Water Resource Strategies*. London: IWA Publishing, 2015. 256 p.
- Richard H. McCuen. *Modeling Hydrologic Change: statistical methods*. USA: Lewis Publishers, 2003. 433 p.
- Loboda N. S., Gopchenko E. D. (Eds). *Vodnyy rezhym ta hidroekolohichni kharakterystyky baseynu Kuyal'nyts'koho lymanu* [Water regime and hydroecological characteristics of Kuyal'nitskyi Liman]. Odessa, 2016. 332 p.
- Posobie po opredeleniyu raschetnykh gidrologicheskikh kharakteristik* [Manual for the definition of estimated hydrological characteristics]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984. 447 p.
- Vyshnevs'kyi V. I. *Richky i vodoymy Ukrainy. Stan i vykorystannya*. [Rivers and reservoirs of Ukraine. Condition and use]. Kyiv, 2000. 375 p.

ASSESSMENT OF WATER RESOURCES CHANGE OF THE DANUBE RIVER IN THE XXI CENTURY UNDER THE SCENARIO A1B USING THE MODEL "CLIMATE-RUNOFF"

N. S. Loboda, Prof., Dr Geogr. Sci., Head of Chair of Hydroecology and water researches
Yu. V. Bozhok, Cand. Geogr. Sci., assistant of Chair of Hydroecology and water researches

*Odessa State Environmental University,
15, Lvivska str., 65016, Odessa, Ukraine, julia.bojok89@gmail.com*

The results of calculations of possible state of water resources within The Danube River basin in the XXI century were shown. This estimation was based on the model "climate-runoff", developed in Odessa State Environmental University. As the input to model data of climate scenario A1B (model REMO) were used. Average long-term annual flow values using meteorological data (air temperature and precipitation) from the scenario for different climatic periods of XXI century were calculated. 32 points (grid nodes) which were uniformly distributed over the catchment area of The Danube River were studied. Projection of changes in water resources was given by comparing the calculation results in the past (before 1989) and in the future (1990-2030, 2031-2070, 2071-2100).

The major trends in climatic factors of the flow formation and water resources were established. It is shown that the climatic conditions in the XXI century on the The Danube River catchment is unfavorable for the formation of runoff. The positive component of the water balance (precipitation) remains unchanged and the negative component (evaporation) increases.

Isolines of norms of climatic annual flow within the whole basin were constructed. It is established that by 2030 a significant reduction of water resources will not occur; during the 2031-2070 diminution will be 17,9 %; during the 2071-2100 – 22,0 %.

Keywords: water resources, climate change scenarios, the model "climate-runoff", forecast of water resources

ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ РЕКИ ДУНАЙ В XXI ВЕКЕ ПО СЦЕНАРИЮ А1В С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОДЕЛИ "КЛИМАТ-СТОК"

Н. С. Лобода, проф., д. геогр. н., зав. каф. гидроэкологии и водных исследований
Ю. В. Божок, к. геогр. н., асист. каф. гидроэкологии и водных исследований

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, julia.bojok89@gmail.com*

В статье приведены результаты расчетов возможного состояния водных ресурсов р. Дунай в XXI веке на основе модели "климат-сток", разработанной в ОГЭКУ. На входе в модель использованы данные климатического сценария А1В (модель REMO). Построены карты изолиний норм годового климатического стока в пределах всего бассейна. Установлено, что в 2030 г. существенного уменьшения водных ресурсов происходить не будет, в период 2031-2070гг. уменьшение будет составлять 17,9%, в период 2071-2100 гг. - 22,0%.

Ключевые слова: водные ресурсы, сценарии изменения климата, модель "климат-сток", прогноз изменения водных ресурсов

*Дата першого подання : 24. 10. 2016
Дата надходження остаточної версії : 08.11.2016
Дата публікації статті : 24. 11. 2016*

УДК 556.16.047, PACS 92.40.Gc

РАЗРАБОТКА МЕТОДИКИ РАСЧЕТА СТОКА НАНОСОВ РЕК ВЕРХНЕГО И СРЕДНЕГО ДНЕСТРА

С. В. Мельник¹, доц., канд. техн. наук, доц. каф. прикладной экологии и гидрогазодинамики
Н. С. Лобода², проф., д-р. геогр. наук, зав. каф. гидроэкологии и водных исследований

¹ *Одесский национальный политехнический университет,
пр. Шевченко, 1, 65044, Одесса, Украина, melnik_sv@ukr.net*

² *Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина*

Разработаны уравнения множественной регрессии для расчета среднего многолетнего модуля стока наносов верхней и средней части р. Днестр. Основными предикторами являются: средняя высота водосбора, доля подземного питания рек, водность реки, расстояние от ближайшего водоема, расположенного выше по течению, уклон. Полученные уравнения имеют региональный характер и описывают закономерности пространственного распределения стока наносов по районам, выделенным на основе кластерного анализа: Карпатский (правобережные притоки), Подольский левобережный и Приднестровский левобережный, разделяемые Толтрами. Установлено, что для рек Подолии (левобережные притоки) целесообразно проводить расчеты стока наносов по фазам водности. Точность расчетов при применении разработанных уравнений выше по сравнению с ранее предложенными методиками.

Ключевые слова: сток наносов, модель множественной линейной регрессии, выбор оптимальных предикторов

1. ВСТУПЛЕНИЕ

Изучение современного стока наносов имеет практическое значение для разработки мероприятий по регулированию и стабилизации флювиальных геоморфологических процессов при разных видах хозяйственной деятельности (строительство водохранилищ, мостов, объектов водоснабжения и другое), а также при разработке мероприятий по борьбе с наводнениями. Во всех этих случаях необходимо иметь достоверные сведения о режиме стока наносов, базирующиеся на данных многолетних наблюдений по твердому стоку рек [1, 2]. Имеющиеся ряды наблюдений, как правило, короткие и характеризуются значительными погрешностями измерений и наличием пропусков. Эти обстоятельства вызывают определенные трудности при разработке методов расчета и прогноза характеристик стока наносов.

Объем данных о стоке наносов значительно меньше, чем о стоке воды, как по количеству созданных створов наблюдений, так и по их продолжительности. В период с 1965 по 1975 гг. на украинской части бассейна р. Днестр наблюдения за наносами были организованы на 38 гидрологических постах. К 2010 г. их число сократилось до 25. Общее количество действующих гидрологических постов было на этот момент равно 64.

Недостаточно освещены наблюдениями по стоку наносов реки с площадью водосборов, превышающих 1000 км². Значительная их часть находится на главной реке. Отсутствие или недостаток наблюдений за стоком наносов характерны для левобережных притоков Днестра от р. Верещицы до р. Золотой Липы и ниже р. Лядовой. На правобережных притоках, в горной части р. Днестр (от р. Ломницы до р. Быстрицы), расположены лишь два действующих поста, хотя эти притоки играют важную роль в формировании жидкого и твердого стока р. Днестр. Недостаточная изученность стока наносов ставит перед исследователями задачу по восполнению недостающей информации по стоку наносов.

Цель работы состоит в построении методики расчета стока наносов для притоков верхнего и среднего Днестра при отсутствии данных наблюдений.

Основным методом исследования является метод линейной множественной регрессии с пошаговым выбором оптимальных предикторов.

Для достижения поставленной цели были решены следующие задачи: обоснован выбор расчетных периодов для расчета стока наносов на исследуемой территории, выявлены основные предикторы, определяющие формирование стока наносов, разработаны порайонные уравнения множественной линейной регрессии модуля;

дана оценка точности расчета характеристик стока наносов с использованием полученной методики.

Объектом исследования является сток наносов рек верхнего и среднего Днестра. Предмет исследования состоит в пространственно-временном обобщении результатов наблюдений за стоком наносов.

2. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

Для расчета стока взвешенных наносов (данные по влекомым наносам отсутствуют) обычно используются методы картирования или построения региональных зависимостей, отражающих связи расчетных характеристик с количественными показателями факторов, влияющих на их формирование. Как правило, картированию подлежит мутность. (Мутность, согласно [3], “весовое содержание взвешенных наносов в единице объема смеси воды с наносами”). Метод построения карт мутности был предложен в 1939 г. Г. В. Лопатиным, впоследствии развит Г. И. Шамовым (1954), которым была построена для рек СССР карта изолиний средней мутности и разработаны поправочные коэффициенты к ней [4].

Вопросу формирования карт мутности рек Украины посвящены многолетние исследования Н. И. Дрозда и З. А. Горецкой. В 1966 году ими была опубликована первая карта мутности рек Украины [5], которая позднее была уточнена З. А. Горецкой [6]. Для отдельных рек и территорий карта средней многолетней мутности ($г/м^3$) построена по данным для рек с площадью более $200 км^2$ [7].

Сток речных наносов – это процесс, довольно заметно реагирующий на изменение уровня хозяйственной деятельности. Как показали исследования, выполненные С. А. Антоновой для большинства рассматриваемых рек, с 1965 г. намечился переход к новым условиям формирования наносов [8]. В связи с этим в работе было выполнено исследование характеристик твердого стока для двух периодов (до и после 1965 г.), в которых учитывались природные и хозяйственные изменения на водосборах рек. В 2004 г. в книге А. В. Яцыка [9] была опубликована карта мутности рек Украины, построенная по данным наблюдений на 170 постах для 100 рек.

Помимо построения карт изолиний разрабатывались региональные методики расчета для определения стока наносов в зависимости от факторов, определяющих этот процесс [10 - 16]. Влияние многих природных факторов можно

учитывать косвенно, посредством некоторого обобщенного коэффициента $k_{эп}$, называемого эрозионным. Обычно $k_{эп}$ определяется обратным расчетом на основе имеющихся данных наблюдений. Распределение эрозионного коэффициента подчиняется закону географической зональности. Например, Б. В. Поляковым была составлена карта изолиний $k_{эп}$ для европейской части СССР и Кавказа, а также установлена связь эрозионного коэффициента с характеристиками почвы. Эрозионные коэффициенты отдельно рассматриваемых территорий могут быть усреднены, например, И. А. Кузником [10] - в пределах Поволжья, Г. Н. Хмаладзе [11] - в пределах Армении, В. В. Сластихиным [12] - Молдавии, К. Н. Лисицыной [13] - для рек Северного Казахстана и Европейской территории союза.

Г. И. Швец предложил использовать эрозионный параметр, который должен отражать интенсивность смыва и размыва на водосборе, а также учитывать, по возможности, поступление продуктов этого процесса в речную сеть [14]. Для его получения используется метод прямой оценки условий, определяющих формирование склоновых наносов.

Особенности проявления эрозионных процессов можно учитывать посредством выделения особенностей формирования стока наносов на различных территориях с последующим районированием и построением региональных зависимостей. К такого рода обобщениям можно отнести схемы районирования европейской территории СССР, выполненные Н. Н. Бобровицкой [15], К. Н. Лисицыной и В. И. Александровой [16].

В работах Н. Н. Бобровицкой [15] в качестве факторов, от которых может зависеть сток наносов, рассматривались: модуль стока воды, средневзвешенный уклон, модуль стока воды 1 % обеспеченности, процент распаханности, лесистости, длина водотока, площадь водосбора, закарстованность, густота речной сети, процент зарегулированности стока и ширина водосбора.

Для территории Украины зависимости стока наносов от природных условий получены З. А. Горецкой [6]. В качестве основных факторов, определяющих формирование стока наносов, приняты: модуль стока воды, средневзвешенный уклон реки и глубина речной долины.

Общие закономерности стока наносов рек Украины и Днестра рассматривались в работах В. И. Вишневого, И. П. Ковальчука, В. В. Гребиня, О. В. Пыльпович, А. Б. Михнович, З. А. Розлач и др.

Пыльпович О. В. в результате хронологиче-

ского анализа изменений денудации бассейновых систем водосбора р. Днестр выделила два характерных периода [17]. Первый (с 1963 по 1980 гг.) характеризуется экстремально высокими показателями стока взвешенных наносов для Карпат, и связан, прежде всего, с интенсивной вырубкой леса в конце 60-х и до середины 70-х годов. Особенности второго (1980-2005 гг.) связаны с уменьшением интенсивности денудации водосборов карпатских притоков Днестра и некоторым увеличением интенсивности денудации в бассейновых системах Предкарпатья.

Ученые Киевского Национального университета занимаются исследованиями стока воды и наносов (Гребинь В. В.), изучением русловых процессов (Ободовский А. Г.), разработкой противопаводочных исследований и комплексным управлением водохозяйственными комплексами (Хильчевский В. К.). В работах В. В. Гребиня [18, 19] большое внимание уделено влиянию водности рек Украинских Карпат на сток наносов. Отмечено, что наличие и теснота связей модульных коэффициентов стока наносов и воды может изменяться в многоводные и маловодные фазы колебаний стока.

В работах зарубежных авторов проблемы расчета стока наносов рассматривались для Амазонки [20]; Таиланда - [21]; Турции - [22]; Кении - [23]; Новой Зеландии - [24]; Ирана - [25]. В этих работах к числу основных предикторов регрессионных моделей отнесены среднегодовой и максимальный расходы воды.

Факторы, влияющие на сток наносов в бассейне крупнейшей реки Колумбии (р. Магдалена), описаны в работе [26]. На основании применения методов многомерного статистического анализа данных авторы пришли к выводу, что среднегодовой и максимальный сток объясняют 58 % дисперсии данных по твердому стоку.

3. ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА И МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Традиционно Днестр делится на три части: верхнюю, среднюю и нижнюю. В работе [27] эти части предлагается выделять следующим образом: границы верхней части простираются до впадения в Днестр реки Золотая Липа, средней – от устья р. Золотая Липа до впадения р. Реут, и нижней - от устья р. Реут до Днестровского лимана. В данном исследовании рассмотрена часть бассейна реки Днестр от истока до впадения реки Каменка.

Согласно физико-географическому райони-

рованию правобережная (горная) часть бассейна р. Днестр [28] относится к географической стране Украинские Карпаты, левобережная (до впадения р. Серет) – к Западно-Украинской провинции лесостепной зоны, левобережная ниже впадения р. Серет и до реки Каменка включительно относится к Днестровско-Днепровской провинции лесостепной зоны. Элементами рельефа Западно-Украинской провинции является Ростоцко-Опольская возвышенность, а Днестровско-Днепровской - Подольская возвышенность.

Гидрологическое районирование [14] показывает, что притоки, берущие начало в Карпатах (правобережные), относятся к Днестровско-Прутской области повышенной водности. Левобережные притоки верхней части Днестра принадлежат Волынской подобласти повышенного стока. Левобережные притоки в среднем течении (Украина) отнесены к Правобережно-Днепровской области достаточной водности.

В соответствии с ландшафтно-гидрологическим районированием В. В. Гребиня [29] горная часть реки Днестр находится в Карпатской горной ландшафтно-гидрологической стране (Прут-Днестровская провинция). Левобережные притоки р. Днестр до р. Серет включительно рассматриваются как принадлежащие широколиственной лесной влажной ландшафтно-гидрологической зоне, Бужско-Днестровской провинции, Ростоцко-Опольскому возвышенному району. Левобережные притоки среднего течения р. Днестр расположены в лесостепной ландшафтно-гидрологической зоне, Днестровско-Днепровской провинции, Подольско-Приднепровском возвышенном районе.

Районирование годового стока р. Днестр, выполненное Н. С. Лободой при помощи факторного анализа и метода главных компонент [30] для периода с 1946 по 1986 гг., показало, что колебания годового стока рек на всей рассматриваемой территории носят синфазный характер. Ниже впадения р. Серет и до р. Каменка колебания стока являются синхронными. Более детальное районирование, выполненное авторами на базе кластерного анализа за период 1950-2006 гг. [31, 32], позволило выделить пять районов с синхронными колебаниями стока. Границы этих районов несколько менялись в зависимости периодов осреднения. Устойчивыми во времени оказались границы между физико-географической провинцией “Украинские Карпаты” и физико-географической областью “Ростоцье и Ополье”, а также между Западно-Подольской и Северо-Подольской областями (Рис. 1). Это позволило сформировать три



Рис. 1 – Физико-географическое районирование исследуемой территории по [33, 34] (названия областей и районов см. табл. 1)

Таблица 1 - Физико-географическое районирование исследуемой территории по [34].

Природная зона	Физико-географическая провинция	Физико-географическая область	Физико-географический район
Лесостепная зона (широколиственных лесов)	Западно-Украинская провинция	I. Расточье и Ополье	1. Щирецкий 2. Бибрско-Перемышлянский 3. Район Рогатинского Ополья 4. Район Приднестровского Ополья
		II. Западно-Подольская область	5. Вороняки 6. Тернопольский равнинный физико-географический район 7. Толтровый кряж 8. Западно-Подольское Приднестровье
		III. Северо-Подольская область	9. Авратинская возвышенность 10. Городокского-Хмельницкий
		IV. Прут-Днестровская область	11. Тлумач-Городенковский 12. Хотинской возвышенности 13. Кельменецкий
	Днестровско-Днепровская	V. Приднестровско-Подольская лесостепная	14. Могилевское Приднестровье 15. Ямпольское Приднестровье
Карпаты	Украинские Карпаты	VI. Область Предкарпатья	16. Санско-Днестровский 17. Верхнеднестровский 18. Стрыйско-Жидачевский 19. Дрогобычский 20. Присвичский 21. Ломницко-Болеховский 22. Прилуквинский 23. Быстрицкий 24. Быстричко-Прутский
		VII. Область Внешних Карпат	25. Краевоенизкогорье 26. Верхне-Днестровские Бескиды 27. Сколевские Бескиды 28. Скибовые (Внешние) Горганы
		VIII. Вододельно-Верховинная область	29. Стрыйско-Санская вершина

устойчивых района: Карпатский (вся провинция Украинские Карпаты и Прут-Днестровская область), Подольский (области Расточье и Ополе, также Западно-Подольская), Приднестровский (Приднестровско-Подольская лесостепная и Северо-Подольская области). Границы этих районов практически соответствуют границам ландшафтно-гидрологического районирования Украины, установленным В. В. Гребинем [29].

Районирование мутности, представленное в работе [14] указывает, что в среднем распределение мутности в пределах изучаемой территории изменяется в пределах от 200 до 500 г/м³, снижаясь в среднем течении до 100-200 г/м³. Эти данные считаются ориентировочными, фактические данные могут отличаться более, чем в 2 раза. В связи с большими погрешностями определения стока взвешенных наносов по картам разрабатывают региональные зависимости характеристик стока наносов от показателей условий их формирования. В качестве основных предикторов обычно используется расход воды и уклон.

Теснота связи в таких зависимостях может нарушаться за счет строительства плотин, что, как правило, уменьшает сток наносов; спрямление и обвалование русел, мелиорация поймы сопровождаются увеличением наносов. Вырубка лесов в Карпатах также приводит к возрастанию стока наносов. Особенностью полеводства в горах является то, что оно осуществляется на склонах значительной крутизны. Проведенные на горно-карпатской исследовательской станции наблюдения показали, что лишь за осенне-весенний период со вспаханного поля смывается до 200 куб. м грунта с 1 га [35]. По результатам исследований модуль смыва со склонов, занятых под полевыми севооборотами, составляет 4,2-12,8 т/га за год в равнинных бассейнах, 17-53 на возвышенностях и 67-97 т/га в год в горах.

Существенно влияют на экологическое состояние рек и развитие опасных экзогенных процессов и увеличение стока наносов гравийно-галечные карьеры, деятельность большинства из которых не санкционирована. Карьеры создают угрозу жилому хозяйству, магистральным и инженерным коммуникациям; активизируют карстовые процессы; остатки токсичных отходов, получаемые при разработке, попадают в подземные и поверхностные воды и загрязняют их.

Усиление стока наносов на равнинной части бассейна Днестра объясняется увеличением распаханности и усилением процессов карстообразования вследствие проводимых промышленных

разработок. Самый большой процент пахотных угодий приходится на Хмельницкую и Винницкую области, в которых под пашней занято 70-80 % от всей площади. В пределах равнинной части верхнего Днестра процент распаханых земель составляет 40-50 %.

Большое влияние на сток наносов оказывают водохранилища и небольшие водоемы, расположенные выше по течению (рис. 2), в которых оседает значительная часть естественных наносов. Изучая это явление Г. И. Швец [14] отметил, что водохранилища, построенные на больших реках, в 2-2,5 раза могут уменьшать сток наносов на расстояние до 20 км. Путь, на протяжении которого происходит восстановление естественного стока наносов, зависит от уклона реки. Чем больше уклон, тем больше требуемое для восстановления расстояние.



Рис. 2 – Расположение поста наблюдений у с. Великая Березовица на р. Серет и водоема перед ним.

По данным [36] в бассейнах таких рек Подоллии как Гнилая Липа (длина 84 км) находится 103 водоема, Золотая Липа – 46 водоемов, Коропец – 28, Серет – 55. Изложенное указывает на необходимость учета такого антропогенного

фактора как искусственные водоемы в расчетах стока наносов. В качестве количественного показателя их влияния использовался предиктор – L (км) равный расстоянию от рассматриваемого створа до ближайшего (расположенного выше по течению) пруда или водохранилища.

Наличие водоемов выше створа наблюдений, расстояние до них и площадь водной поверхности водоема, а также глубина речной долины определялись по картам масштаба 1:100000, а затем уточнялись с помощью сервиса GoogleEarth. Во внимание принимались все водоемы, поскольку даже самые малые из них способны оказывать существенное влияние на количество наносов в реке ниже по течению. Для остальных показателей использовались данные из справочника [1].

С целью построения расчетного уравнения использовалась модель множественной линейной регрессии с пошаговым отбором предикторов [37] на основе программного комплекса Statistica. В условиях поиска оптимальных предикторов происходит расчет и анализ коэффициентов парной и множественной корреляции, оценка соотношений регрессионной и остаточной дисперсии исходной переменной, анализ частных коэффициентов корреляции.

К числу потенциальных предикторов отнесены: среднегодовой модуль стока – M_{cp} (л/с·км²); модуль максимального стока – $M_{макс}$ (л/с·км²); показатель внутригодовой неравномерности стока – $N_{год} = M_{макс} / M_{cp}$; расходный параметр – $M_{cp} \cdot M_{макс}$; площадь бассейна реки – $F_{бас}$ (км²); площадь водоема – $S_{вод}$ (км²); средняя высота водосбора – $H_{вс}$ (м); средний уклон реки – I_p (‰); глубина речной долины – $h_{рд}$ (м); коэффициент извилистости реки – $K_{изв}$; доля подземного стока $K_{подз}$ (%), определяемая по методу

А. Н. Бефани [38]; проценты лесистости водосбора – $K_{лес}$ (%), распаханности – $K_{рп}$ (%), заболоченности – $K_{заб}$ (%); логарифмы приведенных выше величин – $\ln(K_{подз})$, $\ln(K_{лес})$, $\ln(K_{рп})$, $\ln(K_{заб})$; порядок реки (по методике Р. Е. Хортон) в замыкающем створе – Π .

4. ОПИСАНИЕ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Последовательность набора предикторов для горных притоков Днестра представлена в табл. 2.

$F/F_{крит}$ – отношение текущего значения критерия Фишера к критическому.

Полученное уравнение линейной множественной регрессии для расчета модуля стока наносов рек Карпатского района за 1950-2010 гг. имеет вид

$$M_R = 388,2 - 0,149H_{вс} - 64,53\ln(K_{подз}) + 0,0091M_{cp} \cdot M_{макс} - 3,401I_p + 0,159H_{рд}, \quad (1)$$

где $H_{вс}$ -- средняя высота водосбора (м); $K_{подз}$ – доля подземного стока; M_{cp} – средний многолетний модуль годового стока (л/с·км²); $M_{макс}$ – средний многолетний модуль максимального стока (л/с·км²); I_p – средний уклон реки (‰); $H_{рд}$ – глубина речной долины (м).

Поскольку модель линейна, то тесноту связи между результативным признаком и всеми факторами, включенными в модель, лучше всего характеризует совокупный коэффициент множественной детерминации, равный $D = r^2$, где r – коэффициент множественной корреляции (D показывает, какая часть вариации результативного признака обусловлена влиянием факторов, включенных в модель). Для уравнения (1) $D = 0,71$.

Таблица 2 – Последовательность оптимального набора предикторов при построении уравнений множественной линейной регрессии.

Шаг	Предиктор	Рост величины коэффициента множественной детерминации D при добавлении предикторов	$F / F_{крит}$
1	Средняя высота водосбора	0,21	1,84
2	Логарифм доли подземного стока	0,27	1,05
3	Произведение модуля среднего стока на модуль максимального	0,44	2,12
4	Средний уклон водосбора	0,58	2,02
5	Глубина речной долины	0,71	1,18

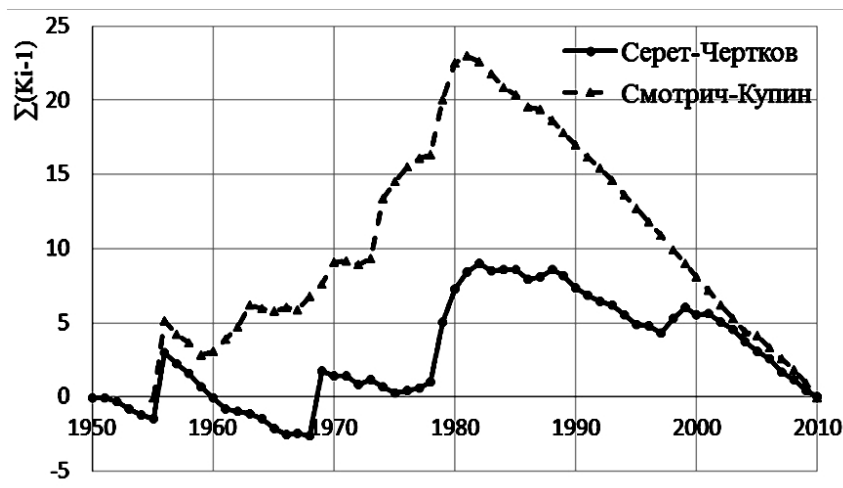


Рис. 3 - Разностные интегральные кривые стока наносов р. Серет - г. Чортков, р. Смотрич - с. Купин.

Основным предиктором является средняя высота водосбора (табл. 2), которая отражает, в первую очередь, распределение климатических факторов формирования стока воды и наносов по высоте местности. Второй по значимости предиктор учитывает роль подземного питания в формировании стока рек. Роль стока воды отражена в виде произведения $M_{cp} \cdot M_{макс}$. Уклон и глубина речной долины по своей статистической значимости занимают четвертое и пятое место. Глубина речной долины характеризует крутизну склонов и соответственно интенсивность склоновой эрозии.

При сравнении фактических и рассчитаны по уравнению (1) значений среднего многолетнего годового модуля стока наносов среднее относительное отклонение составляет $\pm 17\%$, что находится в пределах допустимой точности расчетов 20% [1, 2, 39].

Исследования, проведенные на базе использования модели множественной регрессии, для левобережных притоков р. Днестр позволили установить, что наилучшее соответствие расчетных и фактических данных может быть получено при расчете рек Приднестровского и Подольского районов, а также при раздельном рассмотрении положительной (1950-1981 гг.) и отрицательной (1982-2010 гг.) фаз колебаний стока наносов (рис. 3).

Для Приднестровского района полученные расчетные уравнения имеют следующий вид:

- период 1953-1982 гг. (положительная фаза стока наносов)

$$M_R^I = -23,9 + 14,22I_p + 0,0215F_{бас} + 0,08M_{cp} \cdot M_{макс}; \quad (2)$$

- период 1983-2010 гг. (отрицательная фаза стока наносов)

$$M_R^{omp} = 0,622 + 2,016I_p + 0,00101F_{бас} + 0,0028M_{cp} \cdot M_{макс}. \quad (3)$$

Коэффициент множественной детерминации D для уравнения (2) составляет $0,98$, для (3) $D = 0,88$.

Для Подольского района состав предикторов и их вклад в формирование стока наносов изменяется:

- период 1953-1982 гг.

$$M_R^n = 1393 - 425,5 \ln(K_{нодз}) + 0,207M_{макс} \cdot M_{cp} + 1,073H_{вс}; \quad (4)$$

- период 1983-2010 гг.

$$M_R^{omp} = 83,46 - 39,39 \ln(K_{нодз}) + 0,515L + 0,25H_{вс}, \quad (5)$$

где L (км) – расстояние от рассматриваемого створа до ближайшего (расположенного выше по течению) пруда или водохранилища. Для уравнения (4) $D = 0,91$, для (5) $D = 0,93$.

Влияние вышерасположенных искусственных водоемов проявляется только в отрицательную фазу колебаний стока наносов рек Подольского района. Чем дальше расположен водоем от рассмотренного створа, тем больше поток успевает восстановить свою транспортирующую способность.

На горных Карпатских притоках средняя высота водосборов исследуемых рек меняется от 520 м до 1000 м. В этих условиях решающую роль играет стойкость подстилающей поверхности к размыву, которая выше на верхних участках, состоящих в основном из кристаллических

пород. Ниже склоны Карпат на всем протяжении Днестровского бассейна характеризуются карпатскими песчаниками и только при выходе с гор реки образуют аллювиальные долины. Соответственно наносы уменьшаются с ростом высоты водосбора. Поэтому $H_{вс}$ и I_p приведены со знаком минус в уравнении (1).

На реках Подольского района средняя высота бассейнов меняется от 320 м до 370 м, Приднестровского от 280 м до 320 м. Близко к поверхности расположены породы неогена и элювиально-делювиальные отложения. Решающую роль в этих условиях играет уже размывающая скорость потока, которая увеличивается с уклоном и высотой и благоприятствует смыву почв. Поэтому высотные показатели I_p в уравнениях (2, 3) и $H_{вс}$ в (4, 5) меняют свой знак на противоположный по сравнению с (1).

Река - пост	Расчет по формулам Н.Н. Боброницкой [15]	Расчет по формулам С.А. Антониной [8]	Расчет по формулам С.Г. Кочубея [39]	Расчет по формуле (1)
Быстрица – с. Озимина	32	79	89	9
Стрый - с. Завадовка	18	8	19	2
Стрый - пгт. Верхнее Синевидное	12	14	30	11
Опор – г. Сколе	56	59	93	0
Головчанка – с. Тухля	176	9	56	13
Свича – с. Заречное	88	36	48	1
Лужанка – с. Гошев	38	174	118	3
Сукель – с. Тисов	68	89	56	6
Ломница – с. Перевозец	438	142	110	59
Быстрица Надворнянская – с. Песчаная	385	32	278	11
Среднее	132	65	90	11

Таблица 3 - Средние относительные отклонения расчетных значений модуля стока наносов Карпатского района от фактических, полученных разными авторами, за весь период наблюдений, %.

Применение предложенного подхода позволяет значительно улучшить точность расчета модуля стока наносов (табл. 3).

5. ВЫВОДЫ

На территории Карпатских притоков Днестра русла рек подвержены незначительным водохозяйственным преобразованиям. В этом случае при расчетах количества наносов необходимо учитывать в основном физико-географические условия образования стока. На базе применения метода множественной регрессии установлены следующие предикторы: средняя высота водосбора, доля подземного стока, произведение модуля среднегодового стока на модуль максимального, средний уклон водосбора и глубина речной долины. Существенное влияние на сток наносов левобережных притоков оказывают выше расположенные водохранилища. Разработанные региональные расчетные методики позволяют существенно повысить точность расчета среднемноголетних величин модуля стока наносов: среднее относительное отклонение расчетных и фактических величин при применении предложенного подхода равно 11%, в то время как при использовании других методик эта величина изменяется в пределах от 65% до 132%. Рекомендуются использование разработанных региональных методик для расчета среднего многолетнего модуля стока наносов на реках верхней части водосбора Днестра при отсутствии данных наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРИ

1. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 6. Украина и Молдавия. Вып. 1. Западная Украина и Молдавия / под ред. М. С. Каганера. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 884 с.
2. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Государственный комитет СССР по гидрометеорологии природной среды. Обнинск: ВНИИГМИ, 1981 - 1991.
3. ГОСТ 19179-73. Гидрология суши. Термины и определения. М.: Издательство стандартов, 1988. 38 с.
4. Шапов Г. И. Речные наносы. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1954. 348 с.
5. Дрозд Н. И., Горещкая З. А. Карта средней мутности вод рек УССР // УкрНИГМИ: труды. Л., 1968. Вып. 60. С. 54–62.
6. Горещкая З. А. К определению характеристик стока взвешенных наносов рек Украины различной обеспеченности. // УкрНИГМИ: труды. Л., 1972. Вып. 119. С. 106–114.
7. Справочник по водным ресурсам. / под ред. Б. И. Стрельца. К.: Урожай, 1987. 304 с.
8. Антонова С. А. Условия формирования и расчет стока взвешенных наносов рек (на примере Украины): дис. канд. геогр. наук: 11.00.07. Одесса, 1984. 243 с.
9. Яцик А. В. Водогосподарська екологія: у 4 т., 7 кн. К.:

- Генеца, 2004. Т. 2, кн. 3-4. 384 с.
10. Кузник И. А. Материалы исследования твердого стока с малых водосборов в Поволжье // Труды Лаб. озерадения АН СССР, 1958. Т. 7. С. 47–56.
 11. Хмаладзе Г. Н. Взвешенные наносы рек Армянской ССР. Л.: Гидрометеиздат, 1964. 246 с.
 12. Сластухин В. В. Вопросы мелиорации склонов Молдавии. Кишинев.: Катря Молдовеняску, 1964. 212 с.
 13. Лисицина К. Н. Формирование стока наносов водотоков и заиление прудов на территории Северного Казахстана // Труды ГГИ, 1960. Вып. 86. С. 92–119.
 14. Швец Г. И. Формирование водной эрозии, стока наносов и их оценка. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 183 с.
 15. Бобровицкая Н. Н. Зависимость среднемноголетнего стока взвешенных наносов рек ЕТС от физико-географических факторов // Труды ГГИ, 1972. Вып. 191. С. 68–84.
 16. Лисицина К. Н., Александрова В. И. Сток наносов рек Европейской территории СССР // Труды ГГИ, 1972. Вып. 191. С. 23–51.
 17. Пилипович О. В. Эколого-геоморфологический мониторинг бассейновых систем верхнего Днестра: автореф. дис. к. географ. н.: спец. 11.00.04. Львів, 2007. 25 с.
 18. Ободовський О. Г., Онищук В. В., Гребінь В. В. та ін. Руслові процеси річки Лімниця. К.: Ніка-Центр, 2010. 256 с.
 19. Гребінь В. В., Василенко С. В., Чорноморець Ю. О. Внутрішньорічний розподіл стоку завислих наносів річок Українських Карпат // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2006. Том 11. С. 164-169.
 20. Guyot J., Filizola N., Quintanilla J., Cortez J. Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon. Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives. *Proceedings of the Exeter Symposium July 1996*. IAHS Publ., 1996, no. 236, pp. 55–64.
 21. Lu X., Higgitt D. Recent changes of sediment yield in the upper Yangtze, China. *Environmental Management*, 1998, vol. 22, no. 5, pp. 697–709.
 22. Ozturk F. Suspended sediment yields of rivers in Turkey. Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives. *Proceedings of the Exeter Symposium, July 1996*. IAHS Publ., 1996, no. 236, pp. 65–72.
 23. Archer D. Suspended sediment yields in the Nairobi area of Kenya and environmental controls. Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives. *Proceedings of the Exeter Symposium, July 1996*. IAHS Publ., 1996, no. 236, pp. 37–48.
 24. Murray D., Hill J., Shankar U. Variation of suspended sediment yields around New Zealand: the relative importance of rainfall and geology Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives. *Proceedings of the Exeter Symposium, July 1996*. IAHS Publ., 1996, no. 236, pp. 139–148.
 25. Ouri A. E., Ghorbani A. Factors controlling suspended sediment yield from catchments in central Ardabil Province, Iran. *African Journal of Agricultural Research*, October, 2011, vol. 6 (22), pp. 5112–5122.
 26. Restrepo J. D., Kjerfve B., Hermelina M., Restrepo Juan C. Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin: the Magdalena River. *Journal of Hydrology*, 2006, no. 316, pp. 213–232.
 27. Дослідження Дністра: 10 років громадської екологічної експедиції «ДНІСТЕР» / редактор М. І. Жарких. Львів—Київ, 1998. 216 с.
 28. Коротун І. М., Коротун Л. К., Коротун С. І. Природні ресурси України: навч. посіб. Рівне: Принт Хауз, 2000. 184 с.
 29. Гребінь В. В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). К.: Ніка-Центр, 2010. 316 с.
 30. Лобода Н. С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния. Одесса: Экология, 2005. 208 с.
 31. Мельник С. В., Лобода Н. С. Районирование бассейна верхнего Днестра по характеру колебаний годового стока на основе кластерного анализа // Украинский гидрометеорологический журнал. 2010. № 6. С. 180-189.
 32. Мельник С. В., Лобода Н. С. Изменения в характере колебаний стока рек верхнего днестра в современных климатических условиях // Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Геологія – географія – екологія. 2010. № 909. Вип. 32. С. 117-127.
 33. Національний атлас України / Ін-т географії НАН України; Держ. служба геодезії, картографії та кадастру; голов. ред. Л. Г. Руденко. К.: ДНВП "Картографія", 2007. 440 с.
 34. Хільчеський В. К., Гончар О. М., Забокрицька М. Р. та ін. Гідрохімічний режим та якість поверхневих вод басейну Дністра на території України / за ред. В. К. Хільчеського та В. А. Сташука. К.: Ніка-Центр, 2013. 256 с.
 35. Топольний Ф., Гелевера О., Моспан С. та ін. Екологічні проблеми сільського господарства Карпат // Праці НТШ. Т. XI. Екологічний зб.: Екологічні проблеми Карпатського регіону. Львів, 2003. С. 351–359.
 36. Паламарчук М. М., Закорчевна Н. Б. Водний фонд України: довідковий посібник / за редакцією В. М. Хорєва, К. А. Алієва. К.: Ніка-Центр, 2001. 392 с.
 37. Лобода Н. С. Методи статистичного аналізу у гідрологічних розрахунках і прогнозах: навчальний посібник. Одеса: Екологія, 2010. 184 с.
 38. Бефани А. Н., Мельничук О. Н. Расчет нормы стока временных водотоков и горных рек украинских Карпат // УкрНИГМИ: труды. Л., 1967. Вып. 69. С. 105-137.
 39. Кочубей С. Г. Исследование формирования твердого стока рек украинских Карпат: дис. канд. геогр. К., 1971. 210 с.

REFERENCES

1. Kaganer M. S. (Ed.) *Resursy poverkhnostnykh vod SSSR. T. 6. Ukraina i Moldaviya. Vyp. 1. Zapadnaya Ukraina i Moldaviya* [Resources of a surface water of the USSR. T. 6. Ukraine and Moldova. Issue 1. Western Ukraine and Moldova]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1969. 884 p.
2. *Gosudarstvennyy vodnyy kadastr. Ezhegodnye dannye o rezhyme i resursakh poverkhnostnykh vod sushy. Gosudarstvennyy komitet SSSR po gidrometeorologii prirodnoy sredi* [State water inventory. Annual data on the mode and resources of a surface water of sushy. State committee of the USSR on environment hydrometeorology]. Obninsk: USRHMI, 1981 - 1991.
3. GOST 19179-73. *Gidrologiya sushy. Terminy i opredeleniya* [State standard specification 19179-73. Hydrology of land. Terms and definitions]. Moscow: Standards Publishing House, 1988. 38 p.
4. Shamov G. I. *Rechnye nanosy* [Fluvial sediments]. Leningrad: Gidrometeorologicheskoe izdatel'stvo, 1954. 348 p.
5. Drozd N. I., Goretskaya Z. A. Map of average turbidity of waters of the rivers UkrSSR. *UkrNIGMI: Trudy – Proceedings UkrSRHMI*. Leningrad, 1968, issue 60, pp. 54–62. (In Russian)

6. Goretskaya Z. A. To definition of characteristics of drain of the weighed deposits of the rivers of Ukraine of different probability of exceeding. *UkrNIGMI: Trudy – Proceedings UkrSRHMI*. Leningrad, 1972, issue 119, pp. 106–114. (In Russian)
7. *Strelets B. I.* (Ed.). *Spravochnik po vodnym resursam* [Reference book on water resources]. Kiev: Urozhay, 1987. 304 p.
8. Antonova S. A. *Conditions of forming and calculation of drain of the weighed deposits of the rivers (on the example of Ukraine): cand. geogr. sci. diss. 11.00.07*. Odessa, 1984. 243 p. (In Russian)
9. Yatsyk A. V. *Vodohospodars'ka ekolohiya: v 4 t., 7 kn.* [Water management ecology: in 4 t., 7 books]. Kyiv: Heneza, 2004, vol. 2, bks 3-4. 384 p.
10. Kuznik I. A. Materials of research of sediment runoff from small reservoirs in the Volga region. *Trudy Lab. ozerovedeniya AN SSSR – Proc.s Lab. studying of lakes AS USSR*, 1958, vol. 7, pp. 47–56. (In Russian)
11. Khmaladze G. N. *Vzveshennyye nanosy rek Armyanskoy SSR* [The weighed deposits of the rivers of Armenian SSR]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1964. 246 p.
12. Slastikhin V. V. *Voprosy melioratsii sklonov Moldavii* [Questions of melioration of slopes of Moldova]. Kishinev.: Katrya Moldovenyasku, 1964. 212 p.
13. Lisitsina K. N. Forming of drain of deposits of water currents and silting of ponds in the territory of Northern Kazakhstan. *Trudy GGI – Proceedings SHI*, 1960, issue 86, pp. 92–119. (In Russian)
14. Shvebs G. I. *Formirovanie vodnoy erozii, stoka nanosov i ikh otsenka* [Forming of water erosion, drain of deposits and their assessment]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1974. 183 p.
15. Bobrovitskaya N. N. Dependence of mean annual drain of the weighed deposits of the rivers ETU on physiographic factors. *Trudy GGI – Proceedings SHI*, 1972, issue 191, pp. 68–84. (In Russian)
16. Lisitsina K. N., Aleksandrova V. I. Drain of deposits of the rivers of the European territory of the USSR. *Trudy GGI – Proceedings SHI*, 1972, issue 191, pp. 23–51.
17. Pylypovych O. V. *Ecologic and geomorphologic monitoring of basin systems of upper Dniester: cand. geogr. sci. diss. 11.00.04*. L'viv, 2007. 25 p. (In Ukrainian)
18. Obodovskyy O. H., Onyshchuk V. V., Hrebin' V. V. *Russolovi protsesy richky Limnytsya* [River bed evolutions of the river of Lomnitsa]. Kyiv: Nika-Tsentr, 2010. 256 p.
19. Hrebin' V. V., Vasylenko Y. V., Chornomorets' Yu. O. Intra annual flow distribution in the lowered deposits of the rivers of the Ukrainian Carpathians. *Hidrolohiya, hidrokimiya i hidroekolohiya - Hydrology, hydrochemistry, hydroecology*. 2006, vol. 11, pp. 164-169. (In Ukrainian)
20. Guyot J., Filizola N., Quintanilla J., Cortez J. Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon. Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives. *Proceedings of the Exeter Symposium July 1996*. IAHS Publ., 1996, no. 236, pp. 55–64.
21. Lu X., Higgitt D. Recent changes of sediment yield in the upper Yangtze, China. *Environmental Management*, 1998, vol. 22, no. 5, pp. 697–709.
22. Ozturk F. Suspended sediment yields of rivers in Turkey. Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives. *Proceedings of the Exeter Symposium, July 1996*. IAHS Publ., 1996, no. 236, pp. 65–72.
23. Archer D. Suspended sediment yields in the Nairobi area of Kenya and environmental controls. Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives. *Proceedings of the Exeter Symposium, July 1996*. IAHS Publ., 1996, no. 236, pp. 37–48.
24. Murray D., Hill J., Shankar U. Variation of suspended sediment yields around New Zealand: the relative importance of rainfall and geology Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives. *Proceedings of the Exeter Symposium, July 1996*. IAHS Publ., 1996, no. 236, pp. 139–148.
25. Ouri A. E., Ghorbani A. Factors controlling suspended sediment yield from catchments in central Ardabil Province, Iran. *African Journal of Agricultural Research*, October, 2011, vol. 6 (22), pp. 5112–5122.
26. Restrepo J. D., Kjerfve B., Hermelina M., Restrepo Juan C. Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin: the Magdalena River. *Journal of Hydrology*, 2006, no. 316, pp. 213–232.
27. Zharkikh M. I. *Doslidzhennya Dnistra: 10 rokiv hromads'koyi ekolohichnoyi ekspeditsiyi «DNISTER»* [Researches of Dniester: 10 years of public ecological expedition DNIESTER]. L'viv—Kyiv, 1998. 216 p.
28. Korotun I. M., Korotun L. K., Korotun S. I. *Pryrodni resursy Ukrayiny* [Natural resources of Ukraine]. Rivne: Prynt Khauz, 2000. 184 p.
29. Hrebin' V. V. *Suchasnyy vodnyy rezhym richok Ukrayiny (landshaftno-hidrolozhichnyy analiz)* [Modern water relationships of the rivers of Ukraine (landscape and hydrological analysis)]. Kyiv: Nyka-Tsentr, 2010, 316 p.
30. Loboda N. S. *Raschety i obobshcheniya kharakteristik godovogo stoka rek Ukrainy v usloviyakh antropogennogo vliyaniya* [Calculations and syntheses of characteristics of annual flow of the rivers of Ukraine in the conditions of anthropogenous influence]. Odessa.: Ekologiya, 2005, 208 p.
31. Mel'nik S. V., Loboda N. S. Division into districts of the basin of upper Dniester on nature of fluctuations of annual flow on the basis of cluster analysis. *Ukr. gidrometeorol. ž. - Ukr. hydrometeor. j.*, 2010, no. 6, pp. 180-189. (In Russian)
32. Mel'nik S. V., Loboda N. S. Changes in nature of flow fluctuation of the rivers of upper Dniester in modern climatic conditions. *Visnyk Kharkivs'koho natsional'noho universitetu imeni V. N. Karazina, Heolohiya – heohrafiya – ekolohiya - The bulletin of Karazin Kharkiv National University, Geology - geography – ecology*, 2010, no. 909 (32), pp. 117-127. (In Russian)
33. Rudenko L. H. (Ed.). *Natsional'nyy atlas Ukrayiny* [National atlas of Ukraine]. In-t of geography NASU; State department of geodesy, cartography and cadastre. Kyiv: DNVP "Kartohrafiya", 2007, 440 p.
34. Khil'ches'kyy V. K., Honchar O. M., Zabokryts'ka M. R. etc. *Hidrokhimichnyy rezhym ta yakist' poverkhnevyykh vod baseynu Dnistra na terytoriyi Ukrayiny* [The hydrochemical mode and quality of surface water of the basin of Dniester in the territory of Ukraine]. Kyiv: Nika-Tsentr, 2013, 256 p. (Eds: V. K. Khil'chev'skyy, V. A. Stashuk)
35. Topol'nyy F., Helevera O., Mospan S. Ecological problems of agriculture of the Carpathians. *Pratsi NTSh. T. XI. Ekolohichnyy zb.: Ekolohichni problemy Karpats'koho rehionu* [Works of STS. Vol. XI. Ecological collection: Ecological problems of the Carpathian region]. Lviv, 2003, pp. 351–359. (In Ukrainian)
36. Palamarchuk M. M., Zakorchevna N. B. *Vodnyy fond Ukrayiny* [Water fund of Ukraine]. Kyiv, Nika-Tsentr, 2001, 392 p. (Eds: V. M. Khoryev, K. A. Aliyev).
37. Loboda N. S. *Metody statystychnoho analizu u hidrolozhichnykh rozrakhunkakh i prohozakh* [Methods of statistical analysis in hydrological calculations and forecasts].

- Odessa: Ekolohiya, 2010, 184 p.
38. Befani A. N., Mel'nichuk O. N. Calculation of normal runoff of time water currents and mountain rivers of the Ukrainian Carpathians. *UkrNIGMI: Trudy – Proceedings UkrSRHI*. Leningrad, 1967, issue 69, pp. 105-137. (In Russian)
39. Kochubey S. G. *Research of forming of sediment runoff of the rivers of the Ukrainian Carpathians: cand. geogr. sci. diss.* Kiev, 1971, 210 p. (In Russian, unpublished)

DEVELOPMENT OF A CALCULATION METHOD FOR THE SUSPENDED LOAD IN RIVERS OF UPPER AND CENTRAL DNIESTER

S. V. Melnyk¹, Cand., Technic. Sci.,
N. S. Loboda², Prof., Dr Geogr. Sci.,

¹ *Odessa National Polytechnical University,
1, Shevchenko Pr., 65044 Odessa, Ukraine, melnik_sv@ukr.net*

² *Odessa State Environmental University,
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine*

Studying of modern suspended load has practical value for the development of actions for regulation and stabilization of fluvial geomorphological processes. Work purpose: the creation of a regional method of calculation of suspended load in the absence of these observations. As a result of the use of the method of linear multiple regression with a step-by-step choice of optimum predictors the equations for calculation of average long-term modulus of suspended load of upper and middle part of the Dniester River are received. The main predictors are the average height of river basin, a share of groundwater inflow of the rivers, hydraulicity of a river, distance from the next reservoir located above on current, bias. The received equations have regional character and describe patterns of a spacing of suspended load on the areas allocated on the basis of cluster analysis: Carpathian (right-bank in-flows), Podolsk left-bank and Dniester left-bank, separated by Toltiri. It is established that for Podoliya's rivers (left-bank inflows) it is reasonable to carry out calculations of suspended load for water content phases. The accuracy of calculations at the application of the developed equations is higher in comparison with earlier offered techniques.

Keywords: a flow of suspended load, the model of multiple linear regression, choice of optimum predictors.

РОЗРОБКА МЕТОДИКИ РОЗРАХУНКУ СТОКУ НАНОСІВ РІЧОК ВЕРХНЬОГО ТА СЕРЕДНЬОГО ДНІСТРА

С. В. Мельник¹, доц., к. техн. н., доц.,
Н. С. Лобода², проф., д. геогр. н.

¹ *Одеський національний політехнічний університет,
пр. Шевченка, 1, 65044, Україна, melnik_sv@ukr.net*

² *Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна*

Розроблені рівняння множинної регресії для розрахунку середнього багаторічного модуля стоку наносів верхньої і середньої частин р. Дністер. Основними предикторами є: середня висота водозбору, доля підземного живлення річок, водність річки, відстань до найближчої водойми розташованої вище за течією, нахил. Отримані рівняння мають регіональний характер і описують закономірності просторового розподілу стоку наносів по районах, що виділені на основі кластерного аналізу: Карпатський (правобережні притоки), Подільський лівобережний та Придністровський лівобережний, які розділені Товтрами. Встановлено, що для річок Подолії (лівобережні притоки) доцільно проводити розрахунки стоку наносів за фазами водності. Точність розрахунків при використанні розроблених рівнянь вище у порівнянні з раніш запропонованими методиками.

Ключові слова: стік наносів, модель множинної лінійної регресії, вибір оптимальних предикторів

Дата першого подання.: 31. 09. 2016

Дата надходження остаточної версії : 22. 11. 2016

Дата публікації статті : 24. 11. 2016

УДК 556.18:556(262.5.05) PACS 89.60.Fe

ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОЛОГО-МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК КУЯЛЬНИЦКОГО ЛИМАНА В РЕЗУЛЬТАТЕ ЗАПУСКА МОРСКОЙ ВОДЫ

В. В. Адобовский, науч. сотр.,
Е. В. Соколов, канд. биол. наук, мл. науч. сотр.

*Институт морской биологии НАН Украины
ул. Пушкинская, 37, 65011, Одесса, Украина, sokolovev87@gmail.com*

Рассмотрена динамика гидролого-морфометрических характеристик Куяльницкого лимана в 2014-2016 гг.: изменения площади водного зеркала, объема, уровня и солёности воды, в наиболее засушливые периоды, вовремя и после запуска морской воды в лиман. Приведены результаты измерений расходов морской воды и прибрежных водотоков. Проанализировано влияние испарительных процессов с учётом температурных условий региона на водность лимана после прекращения подачи морской воды. Приведена информация о водности и солёности лимана на момент окончания второго запуска воды в апреле 2016 г.

Ключевые слова: Куяльницкий лиман, гидролого-морфометрические характеристики, запуск морской воды.

1. ВВЕДЕНИЕ

В связи с климатическими изменениями, связанными с глобальным потеплением и антропогенными преобразованиями природно-территориальных комплексов водосборных бассейнов, в частности регулирования гидрографической сети искусственными водоёмами – прудами и водохранилищами, ряд приморских лиманов Северного Причерноморья оказался подвержен процессам опустынивания, проявляющихся в сокращении их водных площадей, повышении солёности воды, обнажении больших участков дна, которое сопровождается ветровым переносом соленой пыли. Куяльницкий лиман, имеющий огромный рекреационно-бальнеологический потенциал, является одним из самых проблемных водоемов Северного Причерноморья. Резкое уменьшение поверхностного стока, вызванное в основном антропогенными причинами и, в первую очередь перехватом воды более чем сотней прудов, расположенных в гидрографической сети р. Большой Куяльник, усиление испарительных процессов, особенности водного ложа связанные с очень низким значением средней глубины по отношению к площади водного зеркала (коэффициент глубинности) привели к тому, что в начале второго десятилетия XXI века, Куяльницкий лиман стоял на грани исчезновения.

Для того чтобы сохранить лиман как водный объект, имеющий уникальное бальнеологическое значение, в 2014 г. Одесской облгосадминистрацией было принято решение осуществлять в него периодические запуски морской воды через систему гидротехнических сооружений.

В XX веке происходило пополнение лимана морской водой через временные каналы на пересыпи. В 1907 г. и 1925 гг. в весенне-летние периоды в лиман поступало по 7–9 млн. м³ морской воды с средней солёностью 12 ‰ (около 10 % объема лимана к моменту его наполнения). В 1941-1942 гг. в лиман поступило до 46 млн. м³ из Хаджибейского лимана вследствие взрыва его дамбы в период Великой Отечественной войны [1].

В течение осени 2014 г. были выполнены необходимые технические работы по соединению лимана с морем по трубопроводу, проложенному через пересыпь, с выходом в море на расстоянии 0,5 км от уреза воды и с расположением заборного оголовка на глубине 5 м.

Цель работы: проанализировать изменение гидролого-морфометрических характеристик Куяльницкого лимана в 2014-2016 гг. для оценки эффективности управления водно-солевым режимом лимана с помощью подачи морской воды.

2. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

Влияние поступления морской воды в Куяльницкий лиман в результате воздействия естественных и искусственных факторов на гидроэкологические условия и гидроморфометрические характеристики лимана в прошлом столетии описаны в работах [1, 2]. Особенности гидролого-гидрохимического режима Куяльницкого лимана и возможности его стабилизации приведены в работах [3, 4, 5]. В изложенных ниже материалах уделено внимание исследованию последних двух лет – влиянию запуска морской воды в 2014 – 2016 гг., после соединения лимана

с морем через систему гидротехнических сооружений.

3. ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА И МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Гидролого-морфометрические характеристики лимана были рассчитаны на основе:

- полевых исследований, выполненных в период 2014–2016 гг., в том числе в рамках мониторинговых исследований Института морской биологии (ИМБ) НАН Украины на опорных станциях (рис. 1), включающие в себя измерение объемов и солености, поступающей в лиман морской воды, уровня и солености воды (рапы) в лимане, измерение расходов воды в водотоках, впадающих в лиман, определение границ водной площади лимана;
- батиграфических кривых объёмов воды лимана [3];
- данных дистанционного зондирования земли (материалы спутниковых снимков «Landsat» [6] обработанных в программном пакете «QGIS v 2.8»).

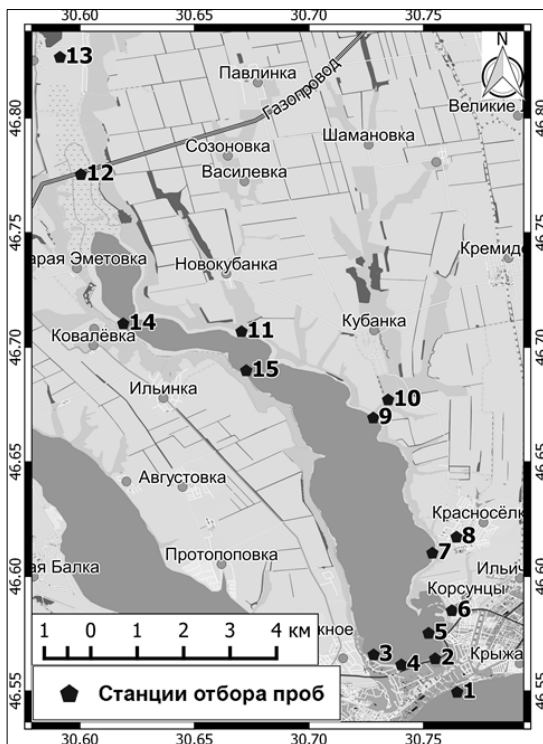


Рис. 1 – Схема отбора проб по программе мониторинга в 2014–2015 гг.: 1 – морской оголовок трубы; 2 – выход трубы в лиман; 3 – санаторий (лиман); 4 – санаторий (водоток); 5 – дамба; 6 – с. Корсунцы (водоток); 7 – с. Красносёлка, (лиман); 8 – с. Красноселка (водоток); 9 – с. Кубанка (лиман); 10 – р. Кубанка; 11 – р. Долдока (лиман); 12 – Газопровод; 13 – с. Севериновка, р. Большой Куяльник; 14 – с. Ковалевка (лиман); 15 – с. Ильинка (лиман).

Измерение расхода воды в лотке водосброса в лиман производились один раз в декаду измерителем течений Standart Flowmeters 2030R, соленость поступающей в лиман морской воды определялась в лаборатории ИМБ на электросолемере ГМ-65, калиброванным по нормальной морской воде (35 ‰). Измерение уровня и солености воды (рапы) в южной части лимана производилось не реже 5-6 раз в месяц. Вода для определения солености отбиралась с 3 горизонтов: 0 м, 0,3 м, дно. Данные обрабатывались на ГМ-65 при предварительном разбавлении пробы в 8 раз дистиллированной водой. Измерение расходов воды в водотоках, впадающих в лиман, производилось в устьевых частях измерителем течений 2030R или поплавками.

Объем стока рассчитывался с введением русловых коэффициентов для поправки на шероховатость материала русла (0,9 – бетонное русло, 0,7 – грунтовое русло). Для перехода от поверхностного течения к течению на глубине 0,6 м использовался поправочный коэффициент на поплавки равный 0,8 [7].

Температура воды определялась с помощью поверхностного термометра в оправе Шпиндлера. Расчет испарения с водной поверхности лимана производился с использованием данных об испарении с пресного водоема в Одессе и последующего введения поправочного коэффициента 0,47 для солености 285 ‰, который получен нами экспериментальным путем [4]. Измерение уровня выполнялось в точке с координатами 46° 34,505' с.ш., 30° 45,135' в.д. Отметка реперной точки перенесена методом водой нивелировки с водомерного поста Куяльник.

4. ОПИСАНИЕ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

В 2014 г., несмотря на значительное количество осадков, которое превысило годовую норму на 8 %, уровень лимана, его водная масса и площадь водного зеркала, в результате активизации процессов испарения, значительно сократились до рекордно низких значений (рис. 2).

В течение испарительного периода (апрель–октябрь) 2014 г. средняя температура воздуха была равна 18,2 °С [8] на 1,2 °С превысила норму. В этот же период русловой сток в лиман был минимальным и составил около 0,5 млн. м³ из всех водотоков, впадающих в лиман. Вследствие этих процессов к осени 2014 г. лиман стоял на грани исчезновения.

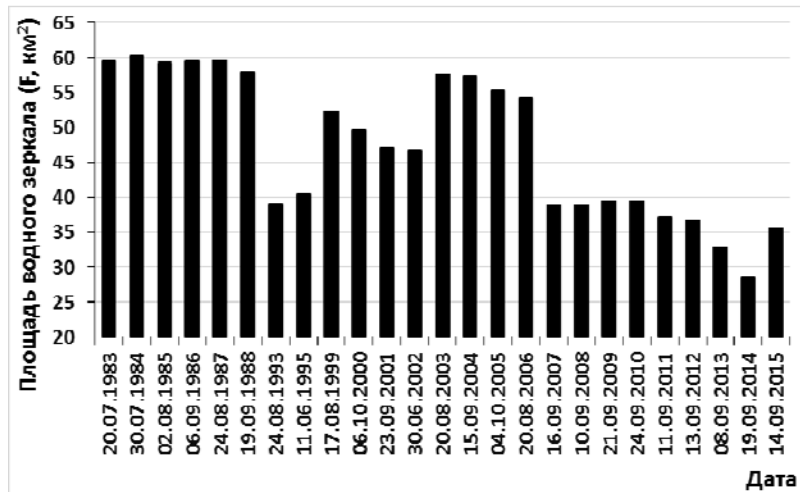


Рис. 2 – Многолетняя динамика площади водного зеркала Куйальницкого лимана за 1983–2015 гг. в наиболее засушливый период года.

Минимальные значения уровня лимана в 2014 г.: минус 664 см БС были отмечены 30 сентября и 6 октября, минимальное среднемесячное значение уровня в 2014 г. было в октябре и составило минус 661 см БС.

К середине декабря 2014 г. уровень лимана несколько повысился и непосредственно перед началом запуска морской воды составил минус 653 см БС (рис. 3). В декабре 2014 г. среднемесячное значение уровня лимана составляло минус 650 см БС, площадь водного зеркала – 35,9 км², объём водной массы – 18 млн. м³, средняя солёность воды в южной части лимана была равна 260 ‰ (максимальное значение в 2014 г. отмечено 31 августа и составило – 323 ‰).

При съёмке 17.12.2014 г. по программе мониторинга, т.е. перед началом запуска морской воды, солёность воды в южной части лимана была 278 ‰, в средней (р-н с. Красноселка) – 256 ‰, в северной (р-н с. Ковалевка) – 221 ‰. При съёмке 22.04.2015 г., т.е. на следующий день после прекращения подачи морской воды в лиман, солёность лимана в южной части составляла 165 ‰, в средней части – 188 ‰, в северной – 189 ‰.

После прекращения поступления морской воды уровень лимана в конце апреля повысился до отметки минус 608 см БС, а среднее значение за этот месяц составило минус 611 см БС, т.е. за период работы трубопровода уровень лимана повысился на 0,4 м, а объём воды увеличился на 19 млн. м³.

За период, в течение которого происходила подача морской воды, на водное зеркало лимана выпало 11,6 млн. м³ в виде осадков [8] и поступило около 1 млн. м³ воды с русловым стоком.

Итого, без учета склонового и подземного стока, в лиман за время работы трубопровода поступило 22 млн. м³ морской и пресной воды. Вместе с морской водой в лиман попало около 0,14 млн. т минеральных веществ. При предыдущих поступлениях воды из моря в 1907 и 1925 гг. при средней солёности морской воды 12 ‰, в лиман пришло около 0,12 млн. т растворённых веществ. Эти попуски не привели к сколько-нибудь заметным изменениям концентрации солёности лиманных вод [1, 2].

Водная площадь лимана в конце декабря 2014 г. составляла 35,9 км², протяжённость по осевой линии – 17 км и северная граница находилась на траверзе с. Ильинки. После окончания подачи морской воды водная площадь увеличилась до 49,5 км², протяжённость до 25 км, а ее граница проходила в 5 км севернее с. Ковалевки (рис. 4). Эти значения не являются рекордно-большими (см. рис. 2). Так, например, 30.07.1984 г. площадь водного зеркала лимана составляла 60,3 км², протяжённость – 27 км, а его граница находилась севернее линии газопроводов.

После окончания запуска морской воды в апреле 2015 г., в результате испарения с водной поверхности, началось падение уровня лимана и повышение солёности его воды. Эти процессы особенно быстро происходили в июле-сентябре, т.е. в засушливый период, когда количество осадков было на два порядка ниже нормы.

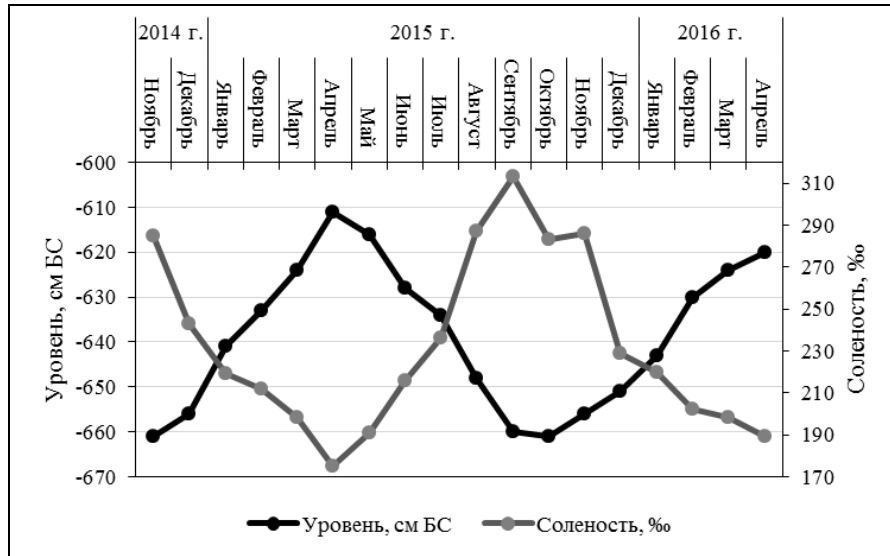


Рис. 3 – Ход среднемесячных значений уровня и солёности Куяльницкого лимана, 2014–2016 гг.

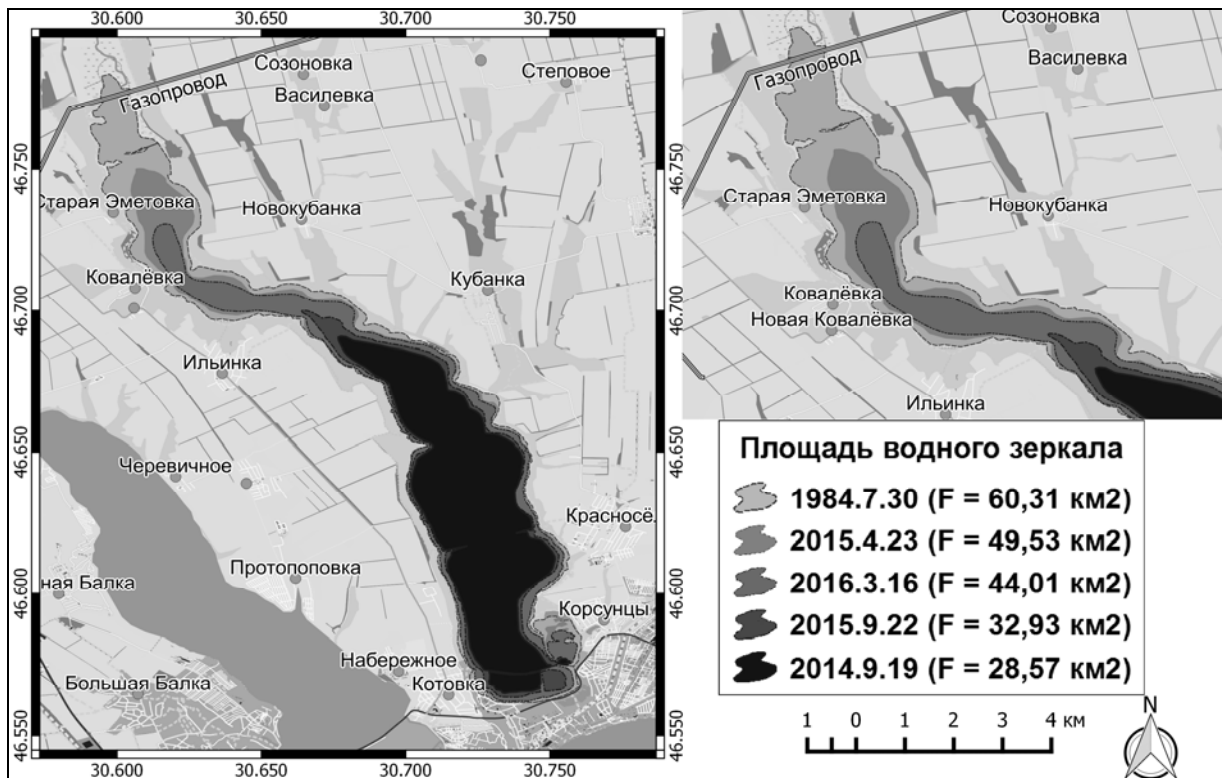


Рис. 4 – Динамика границ площади водного зеркала Куяльницкого лимана.

В результате площадь водного зеркала лимана к середине октября 2015 г., по сравнению с состоянием на 23.04.2015 г. сократилась на 40 %, т.е. на 19,7 км², и на 16.10.2015 г. составила 29,8 км² (рис. 5). Для сравнения, в сентябре 2014 г. водная площадь лимана составляла 28,6 км².

За тот период 2015 г., когда не действовал водо-

вод море-лиман (конец мая – начало декабря), на акваторию лимана выпало около 9,5 млн. м³ воды в виде осадков [9], а объем руслового стока был не больше 0,5 млн. м³. В 2015 г. значения температуры воздуха были выше нормы. За испарительный сезон эти значения были 18,1 °С и 17,0 °С соответственно. За 7 месяцев (апрель-октябрь) 2015 г. с акватории лимана испарилось

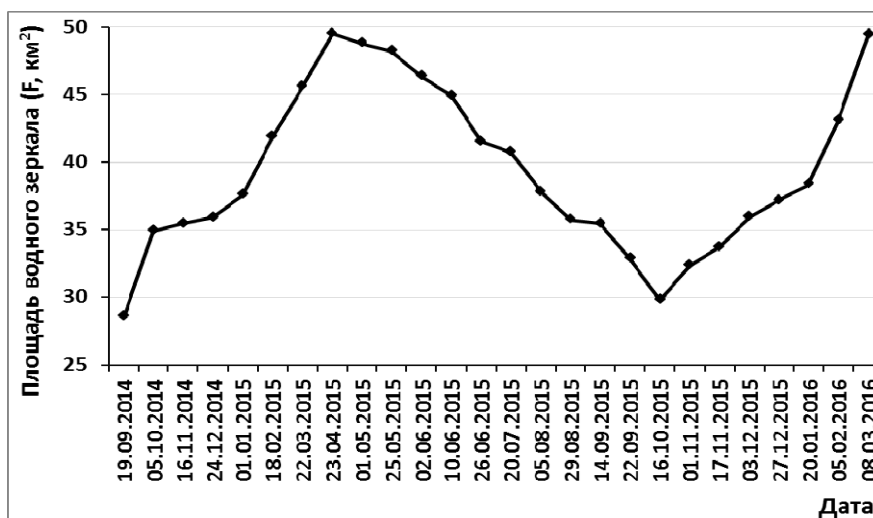


Рис. 5 – Внутригодовая динамика площади водного зеркала: 2014-2016 гг.

Таблица 1 - Среднемесячные значения температуры воздуха и месячные суммы осадков, 2015 г.

Год	Месяц	Одесса		Любашовка	
		T воздуха, °C	Сумма осадков, мм	T воздуха, °C	Сумма осадков, мм
2015	I	0,4	53,1	-1,0	24,3
	II	1,0	30,4	-0,5	21,9
	III	5,3	71,6	4,6	61,1
	IV	9,6	67,5	9,2	34,3
	V	16,6	21,8	16,6	32,5
	VI	21,1	21,6	20,2	39,4
	VII	23,3	92,9	23,0	41,4
	VIII	24,2	3,1	22,8	35,0
	IX	20,5	1,7	19,1	17,6
	X	11,1	57,3	8,5	26,2
	XI	8,5	40,0	5,5	64,0
	XII	3,0	0,0	1,8	1,0
	Год	12,0	461	10,9	399

24,3 млн. м³ воды. При расширении водной площади, в северной части лимана возникали обширные мелководья, температура воды в которых в летний период часто превышала 30 °C, что естественно увеличивало объемы испарения и они могли быть значительно выше расчетных.

Основным положительным результатом запуска морской воды в декабре 2014 г. – апреле 2015 г. стало то, что Куяльницкий лиман был сохранен как водный объект.

В 2015 г. средняя за год температура воздуха составила 12,0 °C при норме 11,6 °C. Количество осадков в 2015 г. также было выше нормы – 461 мм (норма 454 мм). В табл. 1 представлены данные по среднемесячным значениям температуры воздуха и сумм осадков для Одессы (метеостанция ВМО 33837) [9] и метеостанции в Любашовке (ВМО 33761) [8], данные наблюдений которой, репрезентативны для северной

части водосборной площади бассейна Куяльницкого лимана.

В конце испарительного сезона 2015 г. в районе Одессы выпало минимальное количество осадков, что наряду с высокими температурами воздуха, почти полным прекращением руслового стока, привело к резкому снижению уровня лимана и повышению солености воды.

Это обстоятельство вызвало необходимость осуществить очередной этап пополнения Куяльницкого лимана морской водой, который начался 11.12.2015 г.

Непосредственно перед началом запуска морской воды в лиман, в декабре в 2015 г. уровень лимана был -653 см БС, соленость воды в южной части 274 ‰, аналогичные значения перед запуском в декабре в 2014 г. были минус 655 см БС и 278 ‰. Площадь водного зеркала лимана в декабре в 2015 г. составляла 35,93 км²,

а в декабре 2014 г. - 35,88 км² (см. рис. 5). Такие изменения гидролого-морфометрических характеристик лимана свидетельствуют о том, что только запуск морской воды приостановил дальнейший процесс деградации лимана, но прогресса в восстановлении его экосистемы не произошло.

В зимне-весенний период 2015–2016 гг. по трубопроводу в среднем за сутки в лиман поступало 75 тыс. м³ морской воды. Повышение уровня и понижение солености воды лимана в результате поступления морской воды в 2016 г. шло такими же темпами, как и в 2015 г. К концу марта 2016 г. уровень лимана достиг отметки минус 622 см БС, соленость в южной части 190 ‰, а аналогичные значения в конце марта 2015 г. были -620 см БС и 190 ‰.

Площадь водного зеркала лимана на момент 16 марта 2016 г. составила 44,0 км², в конце марта 2015 г. увеличилось до 45,6 км². При анализе спутниковых снимков, в марте 2016 г. обнаружено значительное изменение водного зеркала лимана, вызванное ветровой циркуляцией над акваторией лимана. Очень тонкий слой воды в северной части лимана толщиной до 10 см, под воздействием ветра может перемещаться на большое расстояние. Так, 08.03.2016 г. площадь водного зеркала лимана составляла 49,5 км², протяженность по осевой линии 23,78 км. 16.03.2016 г. площадь уменьшилась на 5,5 км², а протяженность на 2,8 км. Это стало следствием того, что с 3 по 8 марта 2016 г. господствовали ветры южных направлений со скоростью 5–11 м·с⁻¹ и происходил интенсивный нагон воды в северную мелководную часть лимана, а 13.03.2016 г. ветер изменил направление на северное и северо-восточное и произвел сгон. Данное явление свидетельствует о низкой устойчивости лимана к погодным и климатическим изменениям, вследствие очень малого значения средней глубины по отношению к площади водного зеркала. В испарительный сезон с увеличением площади лимана на 5 км² дополнительно испаряется около 10 тыс. м³ воды в сутки.

Запуск морской воды был прекращён 22.04.2016 г. За период работы трубопровода в лиман поступило 10 млн. м³ морской воды и около 150 тис. т минеральных веществ. На момент окончания запуска солёность в южной части составляла 194 ‰ в средней части (р-н. с. Кубанка) – 201 ‰. Уровень лимана повысился на 0,37 м, а площадь водного зеркала по данным спутниковой съёмки (17.04.2016), составила 46,42 км².

5. ВЫВОДЫ

В 2014 г. после засушливого периода гидролого-морфометрические характеристики лимана сократились до экстремально низких – более чем в два раза по сравнению с аналогичными значениями в 80-х годах.

Поступление морской воды в лиман после первого запуска в 2014–2015 гг. в размере 9,4 млн. м³ (около 30 % приходной части водного баланса), позволило повысить уровень лимана на 0,4 м и временно стабилизировать водно-солевой режим лимана: перед началом запуска воды средняя солёность лимана составляла 252 ‰, сразу после прекращения подачи морской воды – 181 ‰, площадь водного зеркала 35,9 км² и 49,5 км² соответственно, однако наполнение лимана морской водой, не оказало продолжительного эффекта при существующей зарегулированности водосборного бассейна и засушливых климатических условиях. Гидролого-морфометрические характеристики лимана осенью 2015 г. практически вернулись на уровень начала осени 2014 г.

Поступления с морской водой после запусков в 2014–2016 гг. в лиман около 290 тыс. т минеральных веществ пока не оказало заметного влияния на соленость воды, однако этот процесс необходимо контролировать, чтобы избежать негативных последствий.

В настоящее время экосистема Куяльницкого лимана находится в крайне неравновесном состоянии (в связи с нарушением природно-территориальных комплексов водосборной площади, интенсификации испарительных процессов, низких значений средней глубины по отношению к площади водного зеркала), любое воздействие на нее, естественное или антропогенное, может вызывать как положительный, так и отрицательный эффект.

6. РЕКОМЕНДАЦИИ

При очередных запусках морской воды в лиман желательно сохранять режим, при котором осуществлялось поступление воды в 2014–2016 гг.

Не только в периоды запуска морской воды, но и в течение всего года желательно производить ежемесячные мониторинговые исследования экосистемы всего лимана и водотоков, впадающих в него, а контроль за объемами поступления в лиман морской воды и значениями ее солености желательно проводить еженедельно.

Необходимо провести восстановление рек и балок на водосборной площади лимана, и ликви-

дировать нелегализованные пруды, выполняющие роль водных ловушек.

При существующих размерах водной площади лимана, объемы испарения не дают возможности эффективно производить восстановление его экосистемы. Желательно рассмотреть вопрос о сокращении границ водного зеркала путем одамбования мелководных участков дна в северной части. Наиболее рациональным и естественным было бы сокращение площади путем установления границы лимана по линии острова к северу от с. Старая Эметовка на расстоянии 25 км по осевой линии от южной границы лимана. В настоящее время этот остров и прилегающий к нему западный участок берега уже практически отрезан до линии газопровода за исключением пролива шириной 0,2–0,3 км. Для обеспечения возможного поступления воды из р. Большой Куяльник сохранить и углубить русловой участок реки на этой площади и уменьшить ширину пролива до ширины русла. Если этот вариант окажется недостаточным, то северную границу можно установить в районе с. Старая Ковалевка по линии электропередач (ЛЭП), пересекающей лиман, т.е. на расстоянии 20,5 км от южной границы лимана.

Разработать режим наполнения и сброса вод в зависимости от водности и периода года, для прудов, взятых в аренду и обеспеченных соответствующей документацией.

Разработать план экологической инфраструктуры водосборной площади лимана: функциональное зонирование пространственного распределения природных и хозяйственных комплексов в зависимости от геоморфологических особенностей и удаленности от уреза воды акватории; увеличение количества «эколого-защитных» угодий (луга, лесополосы, кустарниковая и высшая водная растительность), способствующих перехвату биогенных и загрязняющих веществ, поступающих с сельскохозяйственных полей и населенных пунктов; ликвидация несанкционированных свалок; вынесение границ земель водного фонда в натуре в соответствии с процедурами, предусмотренным действующим законодательством.

Для предотвращения увеличения и накопления объемов соли в лимане разработать меры по изъятию минеральных веществ из рапы и береговых отложений соли, возможно, с помощью частных инвесторов.

Создать при поддержке и финансировании областного природоохранного фонда постоянно действующей системы мониторинга с геоинформационной базой параметров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурксер Е. С., Комар Н. Б. К вопросу о впуске морской воды в Куяльницкий лиман // Наука и техника. 1928. № 7-8 (9).
2. Розенгурт М. Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. К.: Наукова думка, 1974. 224 с.
3. Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья: коллективная монография / под ред. Тучковенко Ю. С., Гопченко Е. Д. Одесса: ТЭС, 2011. 224 с.
4. Адобовский В. В., Богатова Ю. И. Особенности современного гидролого-гидрохимического режима Куяльницкого лимана и прогнозная оценка его составляющих в условиях возможного пополнения водоема морскими и пресными водами // Український гідрометеорологічний журнал, 2013. № 13. С. 127.
5. Эннан А. А., Шихалеев И. И., Шихалеева Г. Н., Адобовский В. В., Кирюшкина А. Н. Причины и последствия деградации Куяльницкого лимана // Вісник ОНУ. Хімія. 2014. Том 19, № 3 (51). С. 60.
6. USGS Global Visualization Viewer. URL: <http://glovis.usgs.gov/> (accessed: 31.03.2016).
7. Карасев И. Ф., Шумков И. Г. Гидрометрия: учебник для техникумов. Ленинград: Гидрометеиздат, 1985. 384 с.
8. Погода в 243 странах мира. URL: <http://rp5.ua/>
9. Погода и климат. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/monitor>.

REFERENCES

1. Burkser E. S., Komar N. B. *K voprosu o vpuske morskoy vody v Kuyalnikskiy liman* [To the question of the intake of sea water in the Kuyalnik estuary]. *Nauka i tekhnika - Science and technics*, 1928, no. 7-8 (9).
2. Rozengurt M. Sh. *Gidrologiya i perspektivy rekonstruktsii prirodnykh resursov Odesskikh limanov* [Hydrology and the prospects for the reconstruction of natural resources of estuaries of Odessa]. Kiev: Naukova dumka, 1974. 224 p.
3. Tuchkovenko Yu. S., Gopchenko E. D. (Eds). *Aktualnye problemy limanov severo-zapadnogo Prichernomor'ya* [Actual problems of estuaries of north-western Black Sea]. Odessa: TES, 2011. 224 p.
4. Adobovsky V., Bogatova Yu. Peculiarities of the modern hydrological and hydrochemical regime of Kuyalnik liman and predictive estimation of its components under conditions of its replenishment with sea and fresh waters. *Ukr. gidrometeorol. ž. – Ukr. hydrometeor. j.*, 2013, no. 13, p. 127. (In Russian)
5. Ennan A. A., Shikhaleev I. I., Shikhaleeva G. N., Adobovskiy V. V., Kiryushkina A. N. Causes and consequences of the degradation of the Kuyalnik estuary. *Bulletin ONU. Chemistry*, 2014, vol. 19, no. 3 (51), p. 60. (In Russian)
6. USGS Global Visualization Viewer. URL: <http://glovis.usgs.gov/> (accessed: 31.03.2016).
7. Karasev I. F. *Gidrometriya: uchebnik dlya tekhnikumov* [Hydrometry: Textbook for technical schools]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985. 384 p.
8. *Pogoda v 243 stranakh mira* [Weather in 243 countries of the world]. URL: <http://rp5.ua/>
9. *Pogoda i klimat* [Weather and Climate]. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/monitor>.

ЗМІНА ГІДРОЛОГО-МОРФОМЕТРИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК КУЯЛЬНИЦЬКОГО ЛИМАНУ В РЕЗУЛЬТАТІ ЗАПУСКУ МОРСЬКОЇ ВОДИ

В. В. Адобовський, наук. співроб.,
Є. В. Соколов, канд. біол. наук, мол. наук. співроб.

*Інститут морської біології НАН України
вул. Пушкінська, 37, 65011, Одеса, Україна, sokolovev87@gmail.com*

Розглянуто динаміку гідролого-морфометричних характеристик Куяльницького лимана в 2014-2016 рр.: зміни площі водного дзеркала, обсягу, рівня та солоності води, в найбільш посушливі періоди, підчас і після запуску морської води в лиман. Приведені результати вимірів витрат морської води і прибережних водотоків. Проаналізований вплив випарних процесів з урахуванням температурних умов регіону на водність лиману після припинення подачі морської води. Наведено інформацію щодо водності і солоності лиману на момент закінчення другого запуску води в квітні 2016 р.

Ключові слова: Куяльницький лиман, гідролого-морфометричні характеристики, запуск морської води.

CHANGE OF HYDROLOGICAL AND MORPHOMETRIC CHARACTERISTICS OF KUYALNIK LIMAN AFTER INFLOW OF SEAWATER

V. V Adobovsky, RF,
E. V Sokolov, Cand. Sci. (Biol.), JRF

*Institute of Marine Biology, of NAS of Ukraine
Pushkinskaya str., 37, 65011, Odessa, Ukraine, sokolovev87@gmail.com*

Introduction. The water level of the liman, volume and area of surface reduced to record low values as a result of intensification of evaporation process in 2014. By the autumn of 2014 the liman was on the verge of extinction. Entry of seawater in the liman through the pipeline began in December of 2014 to prevent environmental degradation of the liman.

Purpose of this publication consists in analyzing the changes of hydrological and morphometric characteristics of Kuyalnik liman in 2014-2016 associated inflow of sea water.

Methods of study. Hydrological and morphometric characteristics of the liman were calculated on the basis of: field studies, bathygraphic curves, data of satellite images «Landsat».

Results. There was dynamics of change of water surface area, volume, level and salinity of liman's water during the driest periods, at the time and after the inflow of seawater into the liman. The results of measurements of discharge of seawater and coastal watercourses.

The effect of evaporative processes taking into account temperature conditions (Odessa, Lyubashevka) on liman's hydraulicity after the cessation of seawater supply was analyzed.

Conclusion. Inflow of seawater into the liman after the first entry of seawater allowed to temporarily stabilize water-salt regime of the liman, however, hydrological and morphometric characteristics of the liman in autumn of 2015 almost returned to the values of early autumn of 2014.

During subsequent inflows of seawater into the liman it is desirable to maintain the regime observed during the inflow of water in 2014-2016.

Keywords: Kuyalnik liman, hydrological and morphometric characteristics, inflow of seawater.

Дата першого подання: 19.04.2016

Дата надходження остаточної версії: 13.10.2016

Дата публікації статті: 24. 11. 2016

УДК 551.466.3

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА ВЕТРО-ВОЛНОВОЙ ДИНАМИКИ ВОД В ТИЛИГУЛЬСКОМ ЛИМАНЕ

О. И. Сахненко, канд. геогр. наук

Одесский государственный экологический университет
65016, г. Одесса, Украина, ул. Львовская, 15, sakhnenkoo@ukr.net

Изучены особенности пространственного распределения основных параметров ветровых волн на акватории Тилигульского лимана. Приведены оценки придонных орбитальных скоростей волновых движений. На основании расчетов ветровых волн по численной модели SWAN (Simulation waves nearshore) построены режимные функции высот ветровых волн в характерных точках акватории лимана. Приведены результаты моделирования пространственных полей ветро-волновых течений в лимане в условиях ветров различной силы.

Ключевые слова: северо-западное Причерноморье, Тилигульский лиман, динамика вод, моделирование.

1. ВВЕДЕНИЕ

Тилигульский лиман отделен от Черного моря пересыпью с искусственным каналом шириной 30 м и глубиной 0.5-1.0 м, соединяющим лиман с морем. Канал функционирует эпизодически, так как замывается песком со стороны моря.

В период изоляции лимана от моря, когда соединительный канал не функционирует в течение летнего периода или нескольких лет, водный баланс лимана нарушается в сторону роста дефицита воды, поскольку испарение превышает поступление вод с бассейна лимана и с атмосферными осадками [1]. При этом уровень воды в лимане понижается, происходит перегрев вод лимана летом и переохлаждение зимой, возрастает соленость вод, концентрация загрязняющих веществ, усиливается эвтрофикация, происходит загрязнение и лечебных донных илов [2].

В связи с проведением научно-изыскательных работ по защите Тилигульского лимана от пересыхания, необходимы оценки ветро-волновой динамики вод при различных ветровых условиях. Поэтому основная цель данной работы – детальный анализ протекающих на акватории Тилигульского лимана динамических процессов, а именно:

- анализ трансформации параметров ветровых волн;
- анализ волновых параметров (высот, периодов волн, орбитальной скорости волнового движения у дна) на акватории Тилигульского лимана;
- расчет пространственных схем ветро-волновых течений на акватории Тилигульского лимана.

2. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ТЕЧЕНИЙ В ТИЛИГУЛЬСКОМ ЛИМАНЕ

Измерения течений в Тилигульском лимане, выполненные с 1971 по 1988 г. показали, что пространственные поля течений в лимане имеют сложную структуру, но получить детальную картину на основе инструментальных наблюдений не удалось [3].

На основании диагностической гидродинамической модели в работах [3,4] были представлены результаты расчетов баротропных ветровых течений в Тилигульском лимане. В работе [5] приведены результаты расчетов ветровой циркуляции вод, в условиях стационарных ветров малой скорости (5 м/с) северного, северо-восточного, а также западного направлений. Для расчета дрейфовых течений используется модель, основанная на решении уравнений Навье-Стокса для несжимаемой жидкости на мелкой воде в приближении Буссинеска [6]. Использование выше перечисленных моделей ветровой циркуляции применительно к Тилигульскому лиману объяснялось допущением, что доминирующее влияние на формирование циркуляции вод в лимане оказывает ветровое воздействие. Волновая составляющая течений не учитывалась при моделировании. В работе [2] приведены результаты моделирования баротропных ветровых течений в лимане в условиях слабого ветра (5 м/с).

3. МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ РАСЧЕТОВ ВЕТРО-ВОЛНОВОЙ ДИНАМИКИ ВОД В ЛИМАНЕ

При моделировании волновой динамики вод, включая нелинейные взаимодействия между

волнами и сложные процессы трансформации ветровых волн в мелководном лимане, использовался спектральный подход.

Для определения режимных характеристик ветрового волнения предварительно проводился нестационарный расчет параметров ветрового волнения для акватории Тилигульского лимана с использованием натурных данных о ветре. С этой целью применялась спектральная модель SWAN (Simulating Waves Nearshore) [7], с использованием данных наблюдений за ветром, полученных за 2012 календарный год с дискретностью 6 ч. Шаг по времени в нестационарном модельном расчете ветрового волнения принимался равным дискретности наблюдений за скоростью и направлением ветра и также составлял 6 ч.

Выбор модели SWAN обусловлен тем, что она специально разработана для расчета и анализа ветрового волнения в мелководных акваториях, подобных Тилигульскому лиману. Сравнение модельных полей, полученных с помощью SWAN, и данных натурных наблюдений дает хорошее совпадение с [8].

В SWAN волны описываются двумерным волновым спектром плотности действия $N(\sigma, \theta)$. Плотность действия равна спектральной плотности энергии, деленной на относительную частоту

$$N(\sigma, \theta) = E(\sigma, \theta) / \sigma,$$

σ – относительная частота, θ – направление распространения волн.

Развитие волнового спектра описывается уравнением спектрального баланса плотности действия, которое имеет вид

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma}, \quad (1)$$

S – выражение, описывающее процессы генерации, диссипации и нелинейных межволновых взаимодействий; $c_x, c_y, c_\sigma, c_\theta$, – скорости переноса волновой энергии в фазовом пространстве, определяемые в предположении меняющегося рельефа дна и фоновых течений на основе метода геометрической оптики.

Волновое уравнение (1) решается с нулевыми значениями N на твердых границах расчетной области. На жидких границах величина N рассчитывается через высоту и направление подходящих волн. Зная распределение N , можно определить частотно-угловой спектр поверхностного

волнения с помощью соотношения $E = \sigma N$, и на его основании получить оценки спектральных характеристик волнения [7].

Волновой спектр определялся с дискретностью 4° по угловой координате. По частотной координате использовалась неравномерная сетка с 25 узлами. Минимальная частота 0,01 Гц. Остальные частоты определялись по рекуррентной формуле. Максимальное значение высоты волны в зоне обрушения определялось соотношением $h_{\max} = \gamma h$, где $\gamma = 0.78$ – параметр обрушения.

3.1 Ветро-волновая циркуляция вод

Ветро-волновая циркуляция вод в прибрежной зоне моря описывается осредненными по глубине и периоду ветровых волн уравнениями Рейнольдса [9]:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + g \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{1}{\rho h} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) - \frac{1}{\rho h} (\tau_{wx} - \tau_{0x}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} - f_0 V = 0,$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + g \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{1}{\rho h} \left(\frac{\partial S_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial x} \right) - \frac{1}{\rho h} (\tau_{wy} - \tau_{0y}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + f_0 U = 0,$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial (Uh)}{\partial x} + \frac{\partial (Vh)}{\partial y} = 0,$$

где оси x и y направлены, соответственно, во вдольбереговом и поперечном направлениях; t – время; U и V – осредненные по глубине компоненты вектора скорости течений по осям x и y , соответственно; ξ – возвышение уровня свободной поверхности; $h = h_0 + \xi$ – локальная глубина; h_0 – расстояние от дна до некоторой поверхности отсчета, характеризующей невозмущенный уровень водоема; ρ – средняя плотность воды; f_0 – параметр Кориолиса; g – ускорение свободного падения; τ_{wx} и τ_{wy} – компоненты тангенциальных напряжений ветра на свободной поверхности; τ_{xy}, τ_{yx} – турбулентные напряжения потока; τ_{0x} и τ_{0y} – компоненты тангенциальных напряжений потока у дна.

Турбулентные напряжения потока τ_{xy} представляются в виде

$$\tau_{xy} = \rho \left(\varepsilon_x \frac{\partial V}{\partial x} - \varepsilon_y \frac{\partial V}{\partial y} \right),$$

где $\varepsilon_x = const$ – коэффициент турбулентного обмена во вдольбереговом направлении; ε_y – коэффициент турбулентного обмена в поперечном направлении, значение которого определяется аналогично

$$\varepsilon_y = \frac{h_b^2 g T}{4\pi^2 h} \sin^2 \alpha.$$

Здесь h_b , T , α – высота, период и угол подхода ветровых волн к берегу, соответственно.

Поток импульса при обрушении ветровых волн учитывают компоненты волновых радиационных напряжений. Пространственные и временные флуктуации радиационных напряжений создают силы, которые вызывают волновые течения. Компоненты волновых радиационных напряжений определялись следующим образом [9]:

$$S_{xx} = \frac{1}{8} \rho g h_b^2 (n \cos^2 \alpha + n - 1/2),$$

$$S_{xy} = \frac{1}{8} \rho g h_b^2 (n \sin \alpha \cos \alpha),$$

$$S_{yy} = \frac{1}{8} \rho g h_b^2 (n \sin^2 \alpha + n - 1/2),$$

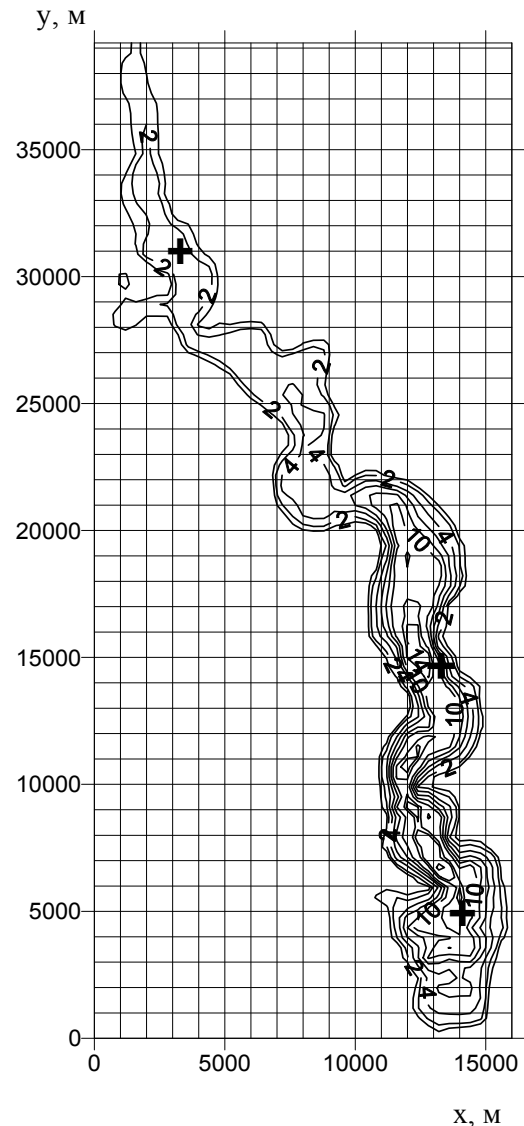
$$n = \frac{1}{2} + \frac{K_w h}{sh 2K_w h}, \quad K_w = \frac{2\pi}{\lambda},$$

где λ – длина ветровых волн.

Расчет трансформации и обрушения ветровых волн производился для акватории Тилигульского лимана при различных ветро-волновых условиях.

Расчетная область, включающая акваторию лимана, размером 16000 м × 39200 м, аппроксимировалось расчетной сеткой с шагами 400 м по осям x и y , направленным на восток и север, соответственно (рис. 1). Максимальные отметки глубин на исследуемой акватории, приведенные к нулю Балтийской системы, составили 16 м.

Результаты расчетов трансформации параметров волн приведены для случаев распространения волновых гребней под воздействием южного, северного, восточного и северо-западного ветров. Пространственные поля ветро-волновых течений построены для условий южных и западных ветров.



+ – точки расчета режимных функций ветрового волнения

Рис. 1 – Пространственное распределение глубин (м) на акватории Тилигульского лимана по результатам промеров 2012 г.

4. АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ ВЕТРО-ВОЛНОВОЙ ДИНАМИКИ ВОД В ЛИМАНЕ

Ветровые волны способствуют перемешиванию вод и взвешиванию донных отложений в мелководных акваториях, что, в конечном итоге, повышает транспортирующую способность потоков. Пространственное распределение зон обрушения ветровых волн имеет немаловажное значение при протекании эрозионно-аккумуляционных процессов, транспортировке и перераспределении наносов. Приведем результаты моделирования трансформации и пространственного распределения зон обрушения волн в акватории Тилигульского лимана.

На рис. 2 (а, б) приведены режимные функции и повторяемость высот. На рис. 3а - 6а представлены полученные по модельным расчетам поля высот значительных волн, распространявшихся под действием ветров различных направлений. При южном и северном ветрах наблюдается плавное уменьшение высот значительных волн, в направлении от центральной части лимана к берегам.

При слабом ветре северного направления скоростью 7 м/с высоты значительных волн на акватории Тилигульского лимана не превышают 0.34 м, максимальные модельные значения высот волн получены в его центральной и южной частях. С усилением северного ветра до 12 м/с высоты значительных волн достигают 0.55 м в южной оконечности акватории лимана а также в его центральной части на максимальных глубинах. В северной части лимана при указанном направлении ветра высоты значительных волн существенно меньше.

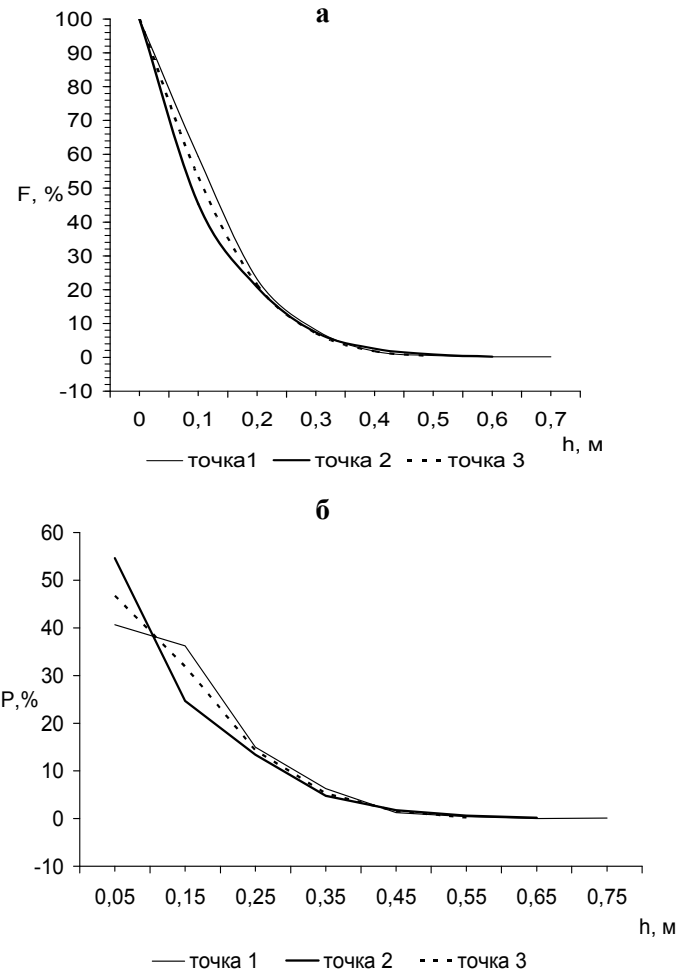
В условиях северо-западного ветра волны достигают наибольшего развития в южной и юго-восточной части лимана. У восточных берегов высоты волн больше, чем у северных и северо-западных берегов. По мере распространения по акватории Тилигульского лимана фронт волны разворачивается и стремится занять положение, параллельное береговой черте. Таким образом, проявляются эффекты рефракции ветровых волн, связанные с неоднородностью глубин. При северо-западном ветре скоростью 12 м/с высоты значительных волн составляют не более 0.5 м в восточной части акватории, и постепенно уменьшаются в направлении с востока на запад. При действии северо-западного ветра южное и восточное побережье оказываются для волнения с подветренной стороны, поэтому высоты волн здесь меньше, чем в восточной части акватории лимана. При восточном ветре той же силы наблюдается обратная картина. Максимальных высот волны достигают у восточного побережья, составляя 0.45 - 0.55 м, и 0.35 - 0.45 м – на остальной части акватории лимана.

При ветре южного направления волны максимальны в центральной глубоководной части акватории лимана. С увеличением скорости южного ветра до 14 м/с волны достигают наибольшего развития в центральной части лимана а также в южной оконечности акватории у наветренных берегов, где их высота составляет 0.75 м.

4.1 Режимные функции ветрового волнения

При штормовых ветрах наибольшие высоты

значительных волн, согласно результатам моделирования за календарный 2012 год, составляют 0.83 м. Обеспеченность высоты значительной волны 0.5 м колеблется по акватории лимана от 0.55 % в северной ее оконечности (точка 3) до 1.9 % (точка 1) в южной более глубоководной части. Режимные функции и повторяемости высот значительных волн рассчитаны для его северной, центральной и южной части:



точки 1, 2, 3 соответствуют южной, центральной и северной частям акватории лимана

Рис. 2 – Режимная функция (а) и повторяемость (б) высот значительных волн на акватории Тилигульского лимана согласно модельным расчетам волновых полей по данным наблюдений за 2012 год.

4.2 Средний период и длина ветровых волн, орбитальная скорость волнового движения у дна

Средний по спектру период волн на рассматриваемой акватории меняется незначительно (рис. 3б-6б). При слабом ветре скоростью 7 м/с средний ветровых волн практически не меняется по мере распространения волн по акватории, оставаясь равным 1.4 - 1.6 с.

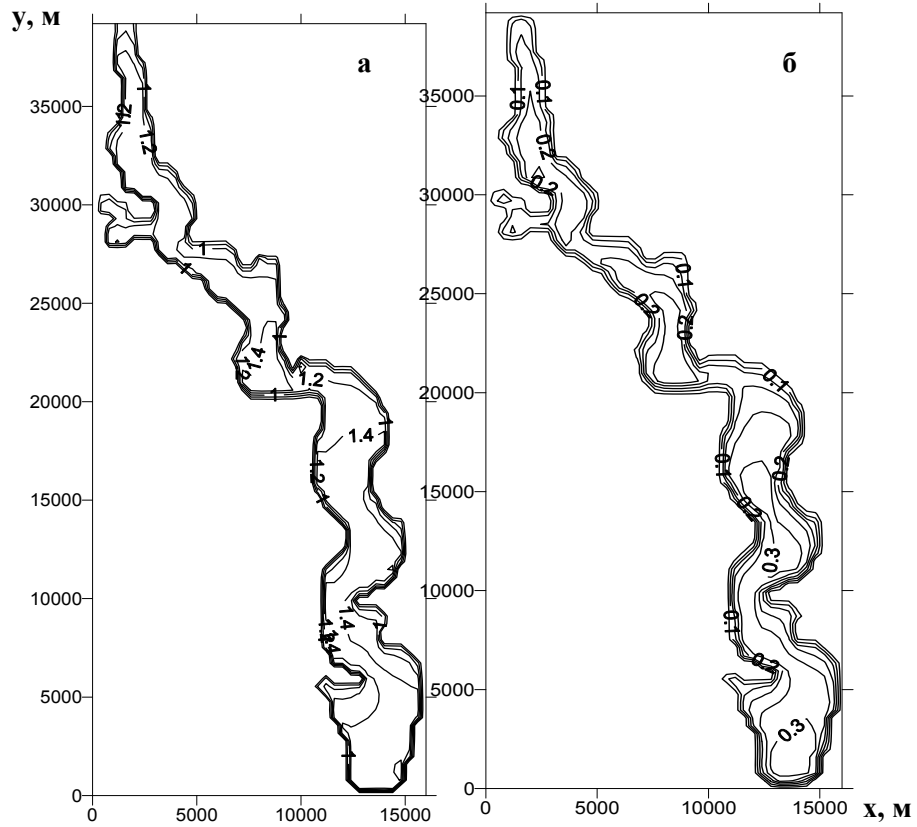


Рис. 3 – Пространственное распределение высот (а) значительных волн и (б) средних периодов волн в метрах на акватории Тилигульского лимана при северном ветре скоростью 7 м/с.

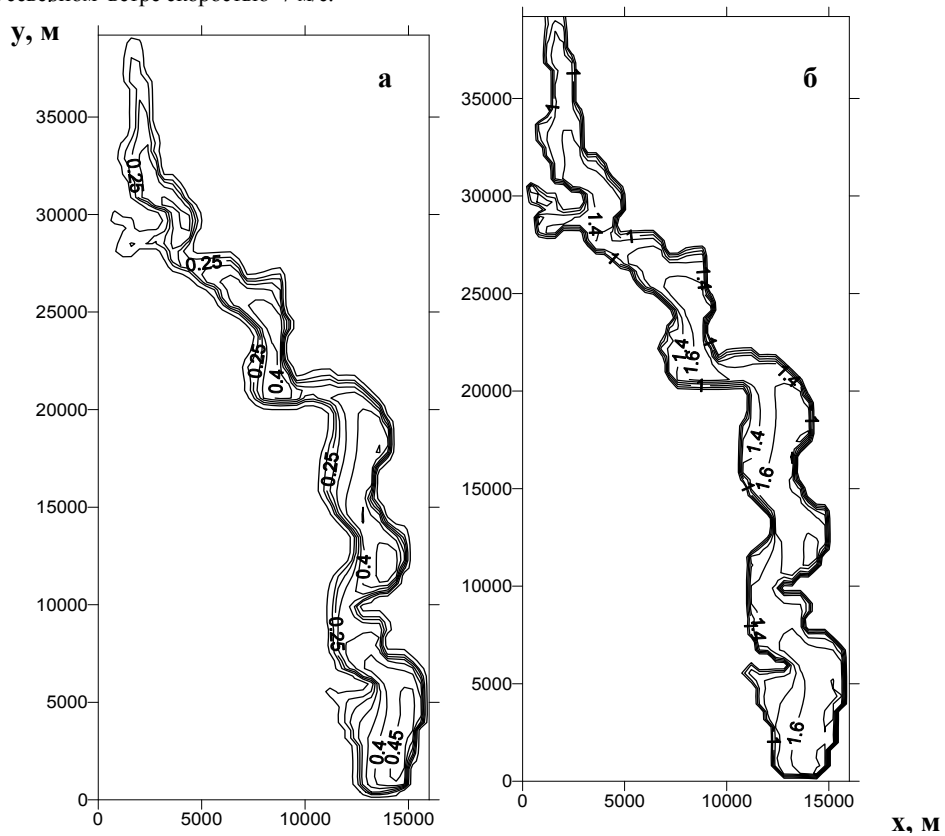


Рис. 4 – Пространственное распределение высот (а) значительных волн и (б) средних периодов волн в метрах на акватории Тилигульского лимана при северо-западном ветре скоростью 10 м/с.

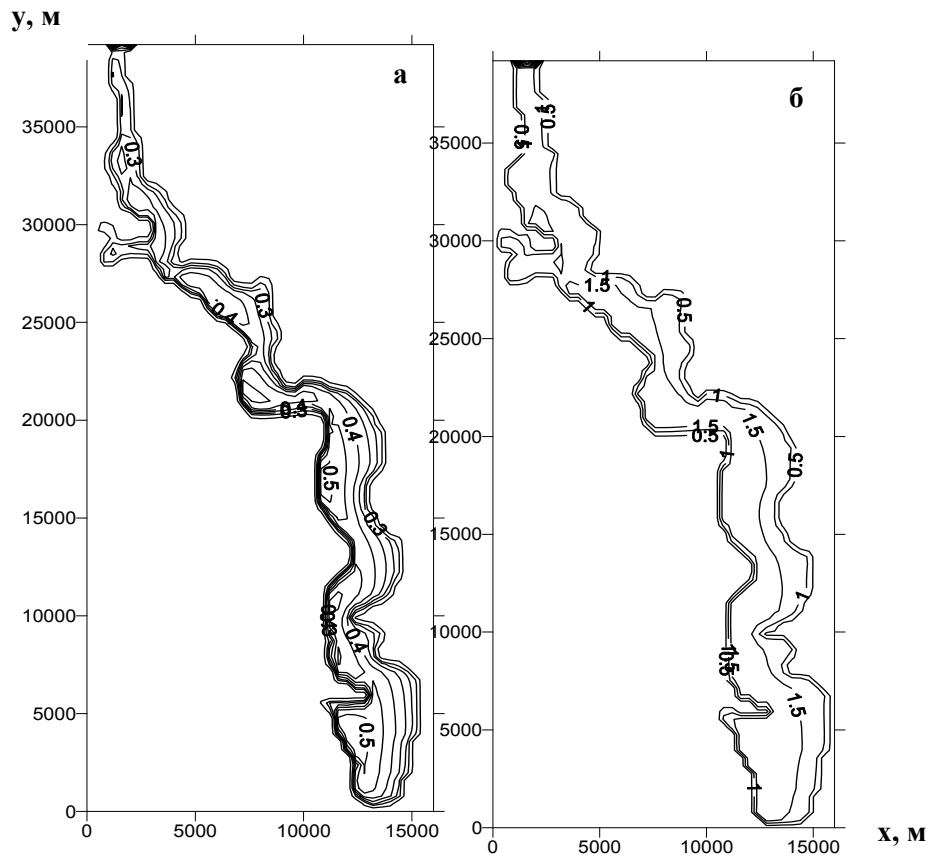


Рис. 5 – Пространственное распределение высот (а) значительных волн и (б) средних периодов волн в метрах на прибрежной акватории Тилигульского лимана при восточном ветре 12 м/с.

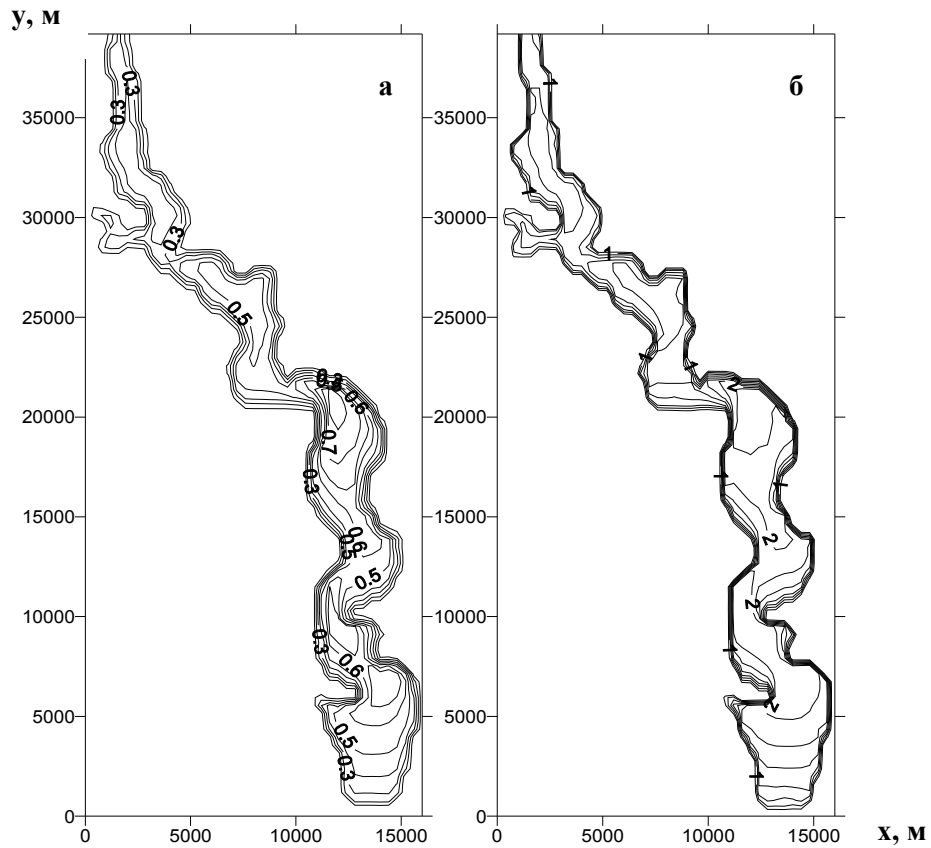


Рис. 6 – Пространственное распределение высот (а) значительных волн и (б) средних периодов волн в метрах на акватории Тилигульского лимана при южном ветре скоростью 14 м/с.

Средний по спектру период волн при южном ветре скоростью 10 м/с составляет 1.8 с.

Причиной изменения среднего периода волн по мере их распространения являются нелинейные взаимодействия между ветровыми волнами, которые учитываются при моделировании.

В условиях северо-западного ветра скоростью 12 м/с средний период не более 2.0 с. При распространении волн по акватории под действием северо-западного ветра их средний период достигает максимальных значений в центральной части, а также у западного наветренного берега.

При северо-западном ветре силой 10 м/с к северо-западным берегам подходят волны средней длиной до 3.8 м. В северной части акватории Тилигульского лимана средние длины волн составляют не более 2 м. При усилении ветра, а также по мере приближения волновых гребней к центральной и южной глубоководной части Тилигульского лимана, средняя длина волны возрастает. С усилением ветра южного направления до 14 м/с средние длины волн увеличиваются по результатам модельных расчетов до 5.5 – 6.0 м в центральной и южной наиболее глубоководной части лимана, составляя в северной мелководной оконечности акватории не более 3 м как при северном, так и при южном направлении ветров.

Средняя длина ветровых волн при слабом северном ветре 7 м/с составляет по акватории лимана 2.5 - 3.0 м.

При восточном ветре силой 12 м/с длины волн у восточных берегов достигают 4.5 м.

В пространственном распределении орбитальной скорости волнового движения прослеживается зона интенсификации, ориентированная вдоль береговой линии.

Максимальные значения орбитальной скорости волнового движения у дна, полученные по результатам моделирования при северном и северо-западном ветрах, прослеживаются в районе изобат 2 и 3 м. В условиях северо-западного ветра со скоростью 12 м/с орбитальная скорость составляет 0.12 - 0.15 м/с.

При южном штормовом ветре орбитальная скорость увеличивается от центральной наиболее глубоководной области в сторону берегов, а затем уменьшается с полным разрушением ветровых волн на береговой отмели.

В узкой прибрежной полосе максимальные значения отмечаются как в восточной, так и в западной части лимана, у южных извилистых берегов. При штормовых ветрах скорость орбитального движения у дна в своем пространственном распределении характеризуется наличи-

ем максимумов, сориентированных вдоль побережья.

При слабом северном ветре величина крутизны ветровых волн варьирует в пределах 0.10 - 0.12, достигая наибольших значений в наиболее глубоководных районах центральной и южной акватории лимана. При ветре скоростью 12 м/с величина крутизны ветровых волн достигает 0.15, и в зависимости от направления ветра ее максимальные значения отмечаются, согласно расчетам, у восточных берегов при северо-западном ветре и у западного побережья в восточной части акватории при восточном ветре.

4.3 Ветро-волновые течения

Расчитанные поля течений приведены на рис. 7, 8. При южном ветре 7 м/с максимальные скорости течений получены, согласно модельным расчетам, у западных берегов в восточной части акватории Тилигульского лимана. Волны подходят к нему под углом, поэтому здесь формируется вдольбереговое ветро-волновое течение со скоростью до 17 см/с. Общее направление течения – на север и северо-запад. Средняя по глубине скорость течения в центральной наиболее глубоководной части лимана - не более 3 - 5 см/с.

При южном штормовом ветре 14 м/с вдольбереговой поток, направленный с юго-востока на северо-запад, усиливается. Максимальные скорости течений в прибрежной полосе отмечаются у восточных и западных берегов, достигая 34 см/с. В центральной и западной частях акватории общий поток направлен противоположно - на юг.

У береговой отмели прослеживается увеличение скоростей течений за счет обрушения ветровых волн. Интенсивная циркуляция вод береговой полосы обусловлена высвобождением энергии волн при их разрушении по мере подхода к берегу. Течения возникают как результат процессов диссипации энергии и потери импульса в волнах и проявляются на фоне орбитальных движений частиц воды.

При западном ветре формируется достаточно интенсивный прибрежный поток, обусловленный вдольбереговой составляющей ветра. У северных берегов течение направлено на восток, со скоростью до 15 см/с.

У западных и юго-западных берегов скорости течения максимальны и достигают при ветре скоростью 10 м/с значений 21 см/с. Вдоль берегов Тилигульского лимана основной поток воды

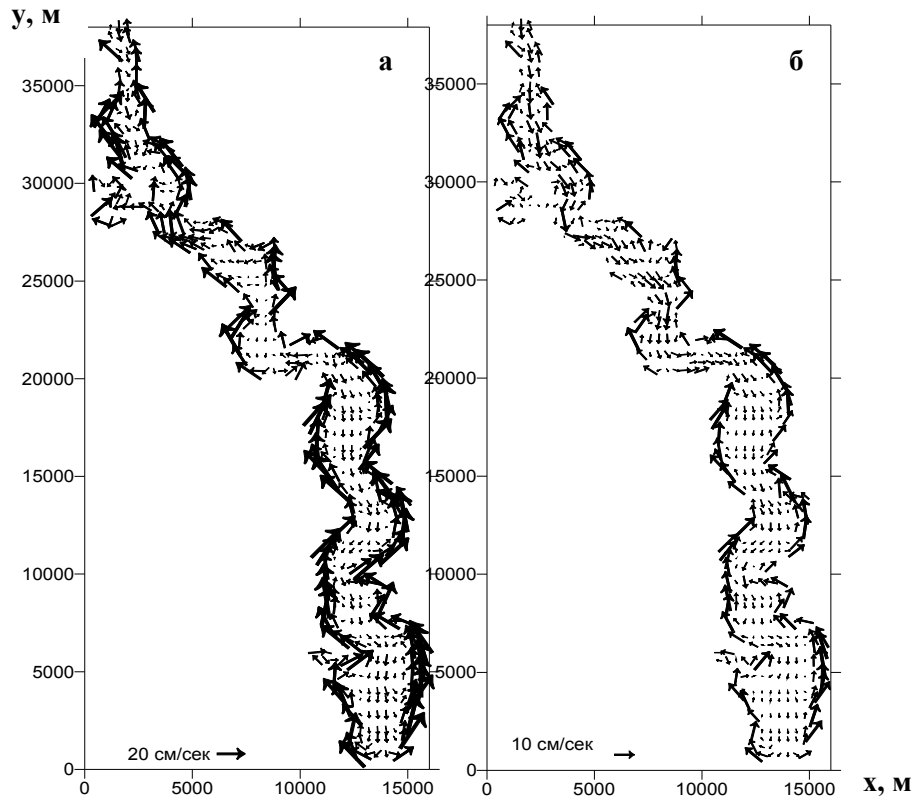


Рис. 7 - Течения на акватории Тилигульского лимана по результатам модельных расчетов при южном ветре 14 м/с (а) и 7 м/с (б).

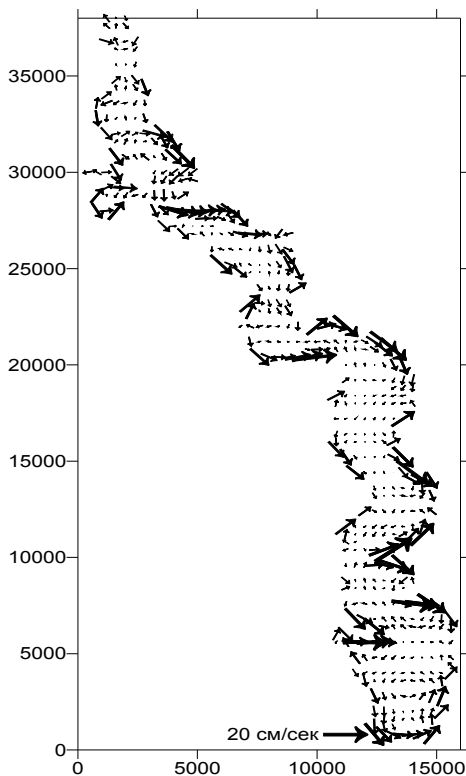


Рис. 8 - Течения на акватории Тилигульского лимана по результатам модельных расчетов при западном ветре 10 м/с.

при западном ветре направлен на юго-восток и восток. На остальной части акватории лимана, согласно полученным результатам, присутствуют вихревые образования.

Общее направление перемещения при западном ветре согласуется с полученным в [5], однако при расчете течений в комплексе моделей ветро-волновых циркуляций, вихревые образования становятся менее выраженными, чем в расчетах по ветровой модели [5].

5. ВЫВОДЫ

В результате адаптации комплекса моделей ветрового волнения и ветро-волновой циркуляции вод к условиям акватории Тилигульского лимана, изучены особенности волновой динамики при различных направлениях и скоростях ветра.

Выполнено моделирование ветрового волнения при различных скоростях ветра южного, северного, восточного и северо-западного направлений с использованием спектральной модели.

Максимальные высоты значительных волн получены в центральной, наиболее глубоководной части лимана, а также в южной оконечности

акватории и у наветренных берегов.

При штормовых ветрах максимальные высоты значительных волн, согласно результатам моделирования за период календарного 2012 года, составляют 0.83 м.

Обеспеченность высоты значительной волны 0.5 м варьирует по акватории лимана от 0.55 % в северной части до 1.9 % - в южной его оконечности.

При южном ветре вдольбереговой поток направлен с юго-востока на северо-запад. Максимальные скорости течений в прибрежной полосе отмечаются в восточной части акватории лимана. В центральной части акватории течение противоположно направленное, южное.

Основной поток воды вдоль берегов акватории Тилигульского лимана при западном ветре направлен на восток и юго-восток.

С учетом большого числа влияющих факторов, таких как волновые течения, волновой нагон, рассчитана сложная структура течений в Тилигульском лимане при ветрах различной силы и направлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адобовский В. В. Современные процессы высыхания и осолонения лиманов с ограниченным водообменом // Экологічні проблеми Чорного моря. Одеса, 2002. С. 3-8.
2. Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья: монография / под ред. Ю. С. Тучковенко, Е. Д. Гопченко. Одесса: ТЭС, 2012. 224 с.
3. Тимченко В. М. Эколого-гидрологические исследования водоемов северо-западного Причерноморья: монография. Киев: Наукова думка, 1990. 238 с.
4. Лиманы Северного Причерноморья: монография / В. С. Полишук и др.; под ред. О. Г. Миронова; Ин-т гидробиологии АН УССР. Киев: Наукова думка, 1990. 204 с.
5. Тучковенко Ю. С., Кушнир Д. В. Моделирование ветровой циркуляции вод в Тилигульском лимане // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2013. Вип. 16. С. 149-158.
6. *Delft3D-FLOW – Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments: user Manual, version 3.15.* Deltares systems, Delft, the Netherlands, 2013. 702 p.
7. *SWAN Cycle IV, Version 40.31: user manual.* Delft University of Technology, Department of Civil Engineering, Netherlands, 2004. 110 p.
8. Ris R. C., Booij N., Holtuijsen L. H. A third generation wave model for coastal regions. Part II. *Verification J. of Geoph. Res.*, 1999, no. 104, pp. 7667-7681.
9. Тучковенко Ю. С., Сахненко О. И. Комплексное моделирование динамики вод в прибрежной зоне моря при различных ветро-волновых условиях // Український гідрометеорологічний журнал. 2008. №3. С. 202-213.

REFERENCES

1. Adobovskiy V. V. Modern processes of drying and salinity of estuaries with limited water exchange. *Ecological problems of Black Sea.* Odessa, 2002, pp. 3-8. (In Russian)
2. Tuchkovenko Yu. S., Gopchenko E. D. (Eds). *Actual'nye problemy limanov severo-zapadnogo Prichernomor'ya* [Actual problems of lagoons of the north-western Black Sea coast]. Odessa: TES, 2012. 224 p.
3. Timchenko V. M. *Ekologo-gidrologicheskiye issledovaniya vodoemov severo-zapadnogo Prichernomor'ya* [Ecological and hydrological studies of the north-western Black Sea coast]. Kyiv: Naukova dumka Publ., 1990. 240 p.
4. Polishuk V. S., Timchenko V. M. etc. *Limany severnogo Prichernomor'ya.* [Lagoons of the north-western Black Sea coast]. The AS USSR Institute of Hydrobiology. Kyiv: Naukova dumka Publ., 1990. 204 p. (Ed.: Mironov O. G.).
5. Tuchkovenko Yu. S., Kushnir D. V. Modelling of wind-driven circulation of water in the Tiligul estuary. *Visn. Odes. derz. ekol. univ. - Bulletin of Odessa State Environmental Univ.*, 2013, vol. 16, pp. 149-158. (In Russian).
6. *Delft3D-FLOW – Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments: user Manual, version 3.15.* Deltares systems, Delft, the Netherlands, 2013. 702 p.
7. *SWAN Cycle IV, Version 40.31: user manual.* Delft University of Technology, Department of Civil Engineering, Netherlands, 2004. 110 p.
8. Ris R. C., Booij N., Holtuijsen L. H. A third generation wave model for coastal regions. Part II. *Verification J. of Geoph. Res.*, 1999, no. 104, pp. 7667-7681.
9. Tuchkovenko Yu. S., Sakhnenko O. I. The complex modeling of the water dynamic on the beach zone under the different wave-wind conditions. *Ukr. gidrometeorol. ž. - Ukrainian Hydrometeorological Journal*, 2008, no. 3, pp. 202-213. (In Russian).

RESULTS OF CALCULATION OF WAVE-WIND WATER DYNAMICS AT THE TILIGUL ESTUARY

Sakhnenko O. I, Cand. Sci.(Geogr.), senior lecturer

Odessa State Environmental University, 15,
Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, sakhnenkoo@ukr.net

Features of spatial distribution of the main parameters of wind waves, such as height, average

period, average length, in the waters of the Tiligul Estuary were studied. Estimates of the bottom orbital velocities of wave motions determining transportation of bottom material were specified. Maximum heights of significant waves were obtained in the central, most deep-water part of the estuary, as well as in the southern part and near the windward shores. At the time of storm winds maximum heights of significant waves, according to the simulation results, constitute up to 0,83 m. On the basis of calculations of wind waves with application of the SWAN numerical model (Simulating WAVes Nearshore) made using wind observations during 2012, regime functions of wind waves' heights for different parts of the estuary were built. Statistical estimates of wind waves' heights at typical points of the estuary waters were analyzed. Spatial fields of wind-wave flows in the estuary under the influence of steady winds of the southern and western directions calculated using the complex of numerical mathematical models of wind wave generation and models of wind-wave water circulation based on Reynolds equations and supplemented with components of the wave radiation stresses were specified.

Keywords: North-Western Black Sea coast, the Tiligul Estuary, water dynamics, numerical modelling.

РЕЗУЛЬТАТИ РОЗРАХУНКУ ВІТРО-ХВИЛЬОВОЇ ДИНАМІКИ ВОД В ТИЛІГУЛЬСЬКОМУ ЛИМАНІ»

О. І. Сахненко, канд. геогр. наук

*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, sakhnenkoo@ukr.net*

Вивчено особливості просторового розподілу основних параметрів вітрових хвиль, таких як висота, середній період, середня довжина, на акваторії Тилигульського лиману. Наведено оцінки придонних орбітальних швидкостей хвильових рухів, що визначають транспорт донного матеріалу. Максимальні висоти значних хвиль отримані в центральній, найбільш глибоководній частині лиману, а також в південній частині акваторії та у навітряних берегах. При штормових вітрах максимальні висоти значних хвиль, згідно з результатами моделювання, становлять 0.83 м. На підставі розрахунків вітрових хвиль за чисельною моделлю SWAN (моделювання хвиль поблизу берегів), виконаних з використанням даних спостережень за вітром за 2012 рік, побудовані режимні функції висот вітрових хвиль для різних частин лиману. Проаналізовано статистичні оцінки висот вітрових хвиль в характерних точках акваторії лиману. Наведено просторові поля вітро-хвильових течій в лимані в умовах дії стаціонарних вітрів південного та західного напрямків, розраховані з використанням комплексу чисельних математичних моделей вітрового хвилювання та моделі вітро-хвильової циркуляції вод, заснованої на рівняннях Рейнольда та доповненої компонентами хвильових радіаційних напружень.

Ключові слова: північно-західне Причорномор'я, Тилигульський лиман, динаміка вод, моделювання.

Дата першого подання: 03. 05. 2016

Дата надходження остаточної версії: 31. 10. 2016

Дата публікації статті: 24. 11. 2016